Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

44

1923

Do
1588

Do 1588 c N,
4°

24 Taf.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1923

Band XLIV

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ III/15008

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT ZU GÖRLITZ

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N 4, Invalidenstraße 44

1924

1985.547

101/11

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu Berlin

für das Jahr

1923

Band XLIV

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

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

POLITECHNIKA GDA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNE
III 15008

Berlin

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

1924

7

Inhalt

	Seite
P. Assmann: **Die Gastropoden der oberschlesischen Trias.** Hierzu Tafel 1—3	1— 50
W. Paeckelmann: **Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. W.** Hierzu Tafel 4 u. 5	51— 97
H. Schmidt: **Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland.** Hierzu Tafel 6—8 und 6 Textfiguren	98—171
P. Woldstedt: **Die Potsdamer Glaziallandschaft**	172—176
W. Lange: **Über die Psilonotenstufe und die Ammonitenfauna des untersten Lias Norddeutschlands.** Mit 2 Figuren und einer Kartenskizze	177—207
E. Naumann: **Bemerkungen über die oberen Ceratitenschichten in den Profilen von Weimar, am Meißner und von Hameln**	208—216
W. Hoffmann: **Verwitterungserscheinungen am Zechsteingips bei Niedersachswerfen am Südharz.** Mit 3 Figuren	217—220
E. Kraus: **Der Abschmelzungs-Mechanismus jungdiluvialen Eises im Gebiet des ostpreußischen Mauersees.** Hierzu Tafel 9 (Übersichtskarte 1 : 250000)	221—242
W. Paeckelmann: **Der geologische Bau des Velberter Sattels.** Hierzu Tafel 10 u. 11 und 4 Textfiguren	243—279
H. Hess v. Wichdorff: **Zur Erkenntnis der alten Parabeldünen der Kurischen Nehrung als Grundlage der neuzeitlichen Wanderdünen**	280
F. Dahlgrün und L. Finckh: **Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien.** Mit 2 Figuren	281—289
W. Koert: **Über den Lias am Niederrhein nach Ergebnissen von Tiefbohrungen.** Mit einer Lageskizze	290—305
O. Burre: **Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. W.** Mit 1 Figur	306—311
A. Leppla (†): **Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Blattes Wehen (Platte) nördlich Wiesbaden**	312—318
H. Reich: **Magnetische Messungen in Oberschlesien.** Hierzu Tafel 12 u. 13	319—342
C. Schmidt: **Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren Produktiven Carbon des Gebietes von Witten (Westfalen).** Hierzu Tafel 14—17	343—395
E. Picard: **Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalks bei Schraplau (Mansfelder Seekreis).** Hierzu Tafel 18 u. 19	396—404
E Kummerow: **Beiträge zur Kenntnis der Ostracoden und Phyllocariden aus nordischen Diluvialgeschieben.** Hierzu Tafel 20 u. 21	405—448
H. Kühn: **Die Foraminiferen des elsässischen Giganteustones, unter besonderer Berücksichtigung der oberelsässischen Vorkommnisse.** Hierzu Tafel 22 u. 23	449—464
W. Kegel: **Über oolithische Eisenerze im Produktiven Carbon des Aachener und Erkelenzer Kohlenreviers.** Hierzu Tafel 24 und eine Abbildung im Text	465—476
R. Brinkmann: **Der Dogger und Oxford des Südbaltikums.** Mit 15 Figuren	477—513
W. Kegel und R. Richter: **Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde**	514—516
H. Schroeder: **Berichtigung zu H. Schroeder, Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein.** Dieses Jahrbuch für 1919, Bd. XL, Teil II, S. 1—45	517—518

Amtlicher Teil

Berichte über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1922 und 1923	I–XCII
Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1923	XCIII–CXXI
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1924	CXXII–CXXXVI
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 1. Oktober 1923	CXXXVII–CXLIV
Sach- und Ortsregister	CXLV–CLV

1925.547

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die Gastropoden der oberschlesischen Trias

Von Herrn **Paul Assmann** in Berlin

Hierzu Tafel 1—3

Die vorliegende Arbeit bildet einen weiteren Teil der von mir begonnenen Neubearbeitung der oberschlesischen Triasfauna.

Bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts kannte man nur sehr wenig Gastropoden aus der oberschlesischen Trias. DUNKER[1]) sowohl als auch ECK, der in seiner 1865 veröffentlichten Arbeit »Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien« eine ziemlich reichhaltige Fauna beschrieben hat, erwähnen auffallend wenig Schnecken, obgleich gerade diese Tierklasse unter den Wirbellosen dort durch mindestens ebenso viele Arten vertreten ist wie z. B. die Zweischaler. Der Grund liegt darin, daß in den meisten Schichten der oberschlesischen Trias die Formen lediglich als Steinkerne erhalten sind, Steinkerne von Gastropoden aber für eine wissenschaftliche Bestimmung, insbesondere für die Feststellung der Art allein nicht ausreichen. ECK war bei der wissenschaftlichen Bearbeitung der Gastropoden im wesentlichen auf vereinzelte Funde angewiesen, an denen die Schale durch die Verwitterung einmal zufällig freigelegt worden war. Derartig ausgewitterte Formen sind aber sehr selten. Mit einer größeren Schneckenfauna aus der oberschlesischen Trias machte uns AHLBURG im Jahre 1906 in seiner Arbeit »Die Trias im südlichen Oberschlesien«[2]) bekannt. Sein wichtigstes Material entstammt den Rötschichten von Lendzin und den Diploporendolomiten von Granietz. Die Formen waren dort zwar auch nur als Steinkerne erhalten, lieferten aber bei sorgfältiger Präparation meist gute Hohldrucke, so daß aus Steinkern und Hohldruck eine Rekonstruktion der Exemplare leicht möglich war.

Während meiner Tätigkeit in Oberschlesien in den Jahren 1908 bis 1911 hatte ich Gelegenheit, in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz eine größere Fauna zu sammeln. Die Versteinerungen kommen darin nur in den Feuersteinknollen vor, die den Dolomit

[1]) Über die im Muschelkalk Oberschlesiens bis jetzt gefundenen Mollusken. Palaeontographica, Bd. 1. 1851.

[2]) Abh. Geol. Landesanst., N. F., Heft 50.

lagenartig durchziehen. Der Dolomit selbst ist fossilfrei, weil die organischen Reste bei der Dolomitisierung der ursprünglich kalkigen Schichten zerstört worden waren. Sind nun die Feuersteinknollen hinreichend verwittert, so kann man die Fossilien mit der Nadel leicht herauspräparieren, ohne die zarten Teile der Formen zu verletzen. Auf diese Weise gelang es, eine größere Anzahl guter Schalenexemplare freizulegen, für die nun eine sichere Bestimmung möglich war. Da sich nun darunter auch viele Schnecken befanden, die bisher in Oberschlesien oder überhaupt noch unbekannt waren, so entschloß ich mich, unter Berücksichtigung des schon vorhandenen und im Laufe der Jahre noch an anderen Stellen hinzugesammelten Materials eine kritische Neubearbeitung der Gastropoden der oberschlesischen Trias durchzuführen. Die Ergebnisse sind in nachfolgender Arbeit niedergelegt.

Auf eine vollständige Zusammenstellung und Synonymik der Formen konnte verzichtet werden, da in der Abhandlung Ahlburg's, sowie in der 1909 erschienenen Arbeit D. Häberle's »Palaeontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo«[1]) solche erschienen sind.

Die für die Gliederung des Buntsandsteins und Muschelkalks gebrauchten stratigraphischen Begriffe sind in meinen Arbeiten »Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks« (Dies. Jahrb. für 1913, Bd. I, S. 268—340) und »Ein Beitrag zur Gliederung des Buntsandsteins in Oberschlesien« (Ebenda f. 1913, Bd. I, S. 658—671) ausführlich erläutert worden.

Für die liebenswürdige Überlassung wertvollen Vergleichsmaterials aus der Sammlung des Geologischen und Palaeontologischen Instituts der Universität Breslau spreche ich Herrn Prof. Cloos hiermit meinen besonderen Dank aus.

Scaphopoda

Dentaliidae Gray

Entalis torquata Schloth. sp.

1901. *Entalis torquata* v. Schloth. sp. bei E. Picard, Trias Glossophoren. S. 449, Taf. 9 Fig. 1[2]).

Diese Art kommt ziemlich häufig in den beiden obersten Horizonten des Unteren Wellenkalks in Oberschlesien vor. Leider ist die Erhaltung der Stücke meist so mangelhaft, daß Skulptur an ihnen nur ausnahmsweise einmal erkennbar ist. Ein kleiner Unterschied von den mitteldeutschen Formen besteht insofern, als bei den oberschlesischen Exemplaren das hintere Ende etwas weniger umgebogen ist als bei jenen.

Stückzahl: 25.

---

[1]) Verh. Naturhist.-Medizin. Ver. Heidelberg, N. F., Bd. 9.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Dies. Jahrb., Bd. 22.

Dentalium regulare Ahlburg

1906. *Dentalium regulare* Ahlb., Trias Oberschlesien[1]). S. 86, Taf. 3 Fig. 2.

Aus den Diploporendolomiten von Granietz erwähnt Ahlburg eine neue Art als *Dentalium regulare*, die sich von *Entalis torquata* v. Schloth. sp. recht wesentlich unterscheidet. Da nur das von ihm beschriebene Original vorliegt, sei hiermit auf die Ausführungen Ahlburgs verwiesen.

Gastropoda

Patellidae Carpenter

Scurria tenuistriata n. sp.

Taf. 1, Fig. 1—3

Gehäuse ziemlich hoch, mit stumpfem, etwas eingekrümmtem, wenig vor der Mitte gelegenem Wirbel; vorderer Schalenabfall unter dem Wirbel etwas eingebogen, hinterer Schalenabfall konvex gekrümmt; Mündung lang, oval; Schalenrand ganz; Oberfläche mit dicht gedrängten, feineren und kräftigeren Anwachsstreifen bedeckt, die mit zarten, vom Wirbel ausgehenden Radiallinien eine meist nur unter der Lupe erkennbare Gitterung hervorrufen.

Unter den wenigen, aus dem alpinen Muschelkalke bekannt gewordenen Napfschnecken sind nähere Verwandte der *Sc. tenuistriata* nicht vorhanden.

Vorkommen: in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz.

Stückzahl: 2.

Pleurotomariidae d'Orb.

Worthenia Ecki n. sp.

Taf. 1, Fig. 4

Es liegt nur ein einziges Exemplar aus den Karchowitzer Schichten von Stubendorf vor.

Gehäuse kegelförmig, mit 5 vorhandenen, wahrscheinlich aber 6 stufenförmig abgesetzten Windungen; letzter Umgang rasch an Breite zunehmend; Gehäusewinkel 57°; Lateralwinkel 120—123°; Apikalseite der Umgänge dachförmig, eine Wenigkeit breiter als die Außenseite; Schlitzkiel sehr kräftig, zugeschärft, weit vorgezogen; unterer Lateralkiel wesentlich schwächer entwickelt, ebenfalls zugeschärft; Apikalseite mit 3 schwachen Längskielen, von denen der subsuturale am kräftigsten ausgebildet ist; auf dem subsuturalen Kiel feine, dicht gedrängt stehende Knötchen, die aber nur auf einem Teil des letzten Umganges zu beobachten sind; Lateralfläche der Umgänge konkav; basale Seite kegelförmig, schwach gewölbt, ungenabelt; sämtliche Flächen mit feinen spiralen Linien bedeckt; Naht seicht; Mündung so hoch wie breit, polygonal; Innenlippe nach außen umgeschlagen, ein wenig verdickt; Außenlippe scharf.

Die vorliegende Form erinnert in mancher Beziehung an *Wor-*

[1]) Joh. Ahlburg, Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 50.

thenia Brancoi Ahlburg, mit der sie die Größe des Gehäusewinkels und die Ausbildung der Lateralkiele gemeinsam hat. Beide Arten unterscheiden sich aber namentlich in der Größe und in der Ausbildung der apikalen Knotenskulptur voneinander. Während bei *W. Brancoi* auf dem subsutralen Kiel deutliche Knoten vorhanden sind, von denen noch kleine Querfältchen ausgehen, ist bei *W. Ecki* nur eine feine Körnelung zu beobachten, die ganz schwach auf dem letzten Umgang angedeutet ist. Auch mit *Worthenia multicarinata* ist sie nahe verwandt. Ihr Gehäusewinkel ist zwar um 5° größer als derjenige von *W. multicarinata*, aber die Knotenskulptur des subsuturalen Kiels stimmt bei beiden Arten vollkommen überein. Die Hauptunterschiede liegen in der verschiedenen Größe der Gehäuse, in einer anderen Ausbildung der Nebenkiele auf den Apical- und Lateralflächen der Umgänge, die bei *W. Ecki* z. T. durch einfache Spirallinien vertreten werden, und in einer verschieden kräftigen Entwicklung der Lateralkiele. Bezüglich der Größe des Lateralwinkels steht die vorliegende Art zwischen *W. Brancoi* und *W. multicarinata*.

Worthenia Brancoi Ahlburg

Taf. 1, Fig. 8—10

1906. *Worthenia Brancoi* Joh. Ahlburg, Trias Oberschlesien. Taf. 3, Fig. 4, S. 91.

Diese Art wurde von Ahlburg auf Grund eines gut erhaltenen Abdrucks aufgestellt, der aus den oberen Karchowitzer Schichten von Groß-Strehlitz stammte. Mir liegen jetzt noch 5 weitere Exemplare vor, die sämtlich aus den gleichen Schichten herrühren. Außerdem fand sich unter dem von Eck gesammelten Material noch ein Exemplar aus den tiefsten Schichten der Diploporendolomite von Laband, dessen Zugehörigkeit zu dieser Art infolge seiner mangelhaften Erhaltungsweise aber nicht sicher feststeht.

Gehäuse kreiselförmig mit 5—6 langsam zunehmenden, stufig abgesetzten Umgängen; Gehäusewinkel 55°; Lateralwinkel 125°; Naht seicht; Schlitzkiel kräftig, scharf, weit vorgezogen; unterer Lateralkiel wesentlich schwächer entwickelt, ebenfalls scharf; Außenseite konkav; Basalseite flach kegelförmig, etwas gewölbt, ungenabelt; Verhältnis der Breiten von Apikal- und Lateralfläche 2:3—3,5; auf der Apikalseite unmittelbar unter der Naht eine Knotenreihe, von der an manchen Exemplaren noch schwache, kurze Querfältchen ausgehen; darunter ein feiner Längskiel, der gelegentlich eine feine Körnelung aufweist; alle Seiten der Windungen mit einer Längsstreifung versehen, die namentlich auf der lateralen und basalen Fläche der Umgänge kräftig hervortritt; Mündung so hoch wie breit, polygonal, hinten zusammengedrückt.

Worthenia Brancoi gehört in die Verwandtschaft der *W. canalifera* Klippst. sp. und *W. Joannis Austriae* Klippst. sp. Sie ist aber leicht von diesen beiden Arten zu unterscheiden, weil bei *W. Joannis Austriae* die Nahtknotenreihe fehlt und bei *W. canalifera* das Verhältnis der Breiten von Apikal- und Lateralfläche der Umgänge wesentlich anders ist als bei der vorliegenden Art.

Auch zu der von Häberle aus den Latemarkalken beschriebenen *Worthenia latemarensis* sind nicht verwandtschaftliche Beziehungen vorhanden. Unterschiede bestehen in der Größe des Gehäusewinkels, der bei *W. latemarensis* 46—50°, bei *W. Brancoi* dagegen etwa 55° beträgt. Ferner fehlen bei *W. latemarensis* auf der apikalen Seite der Windungen die feinen Spiralkiele.

Worthenia depressa n. sp.

Taf. 1, Fig. 5

Gehäuse klein, kreiselförmig, mit 5 langsam zunehmenden, stufenförmig abgesetzten Umgängen; Gehäusewinkel 66°; Lateralwinkel 125°; Schlitzkiel kräftig, weit vorgezogen, fein gekörnelt; unterer Lateralkiel schwächer entwickelt, scharf, ohne Körnelung; Außenseite konkav; Basalseite flach kegelförmig, etwas gewölbt, ungenabelt; auf der Oberseite der Umgänge ein subsuturaler, feiner Längskiel, der mit kleinen, dicht gedrängt stehenden Knötchen verziert ist; von diesen breiten sich feine Querfältchen auf der apikalen Seite der Umgänge aus; alle Seiten der Windungen mit zarten, gleichmäßigen Längsstreifen versehen; Mündung so breit wie hoch, hinten winkelig, vorn mit einem schwachen Ausguß; Außenlippe scharf; Innenlippe umgeschlagen, etwas verdickt.

Worthenia depressa ist mit *W. Leysseri* Giebel sp. nahe verwandt. Beide Arten weichen hauptsächlich in der Größe des Lateralwinkels voneinander ab, der bei *W. depressa* etwa 20° kleiner ist als bei *W. Leysseri*. Noch mehr nähert sich diese Art der von Picard auf Taf. 9, Fig. 6 abgebildeten Form aus der nächsten Verwandtschaft der *W. Leysseri*, deren Lateralwinkel knapp 140°, also nur 5° weniger beträgt als bei der typischen *W. Leysseri*. Ferner ist der Schlitzkiel bei der vorliegenden Art besonders kräftig entwickelt und im Vergleich zum unteren Lateralkiel weit vorgezogen, während bei *W. Leysseri* beide Lateralkiele gleichstark ausgebildet sind und vertikal übereinander liegen.

Vorkommen: nicht selten im Horizont der Konglomeratbänke des Unteren Wellenkalks, 1 Exemplar aus den Gorasdzer Schichten vom Annaberg. Gut erhaltene Stücke sind selten.

Stückzahl: 4.

Worthenia multicarinata n. sp.

Taf. 1, Fig. 6 u. 7

Gehäuse klein, kegelförmig, mit 5—6 stufig abgesetzten, allmählich zunehmenden Windungen; Gehäusewinkel 52°; Lateralwinkel 115°; Apikal- und Lateralfläche der Umgänge gleichbreit; Schlitzkiel fein gekörnelt, etwas vorgezogen; unterer Lateralkiel schwächer entwickelt als der obere, ohne deutliche Körnelung; Apikalseite mit 4 spiral verlaufenden Kielen verziert, von denen die beiden oberen kräftiger, die beiden unteren zarter, aber sämtlich wesentlich schwächer als der Schlitzkiel ausgebildet sind; subsuturaler Kiel undeutlich gekörnelt, auf dem letzten Umgang durch unregelmäßige, flache Querfältchen zerlegt, wodurch der Eindruck einer schwachen

Knotenbildung hervorgerufen wird; diese subsuturale Knotenbildung kann auch gänzlich fehlen; Außenseite mit 3 feinen Längskielen versehen, von denen der unterste, unmittelbar über dem unteren Lateralkiel gelegene kräftiger als die übrigen entwickelt ist; Basalseite kegelförmig, flach gewölbt, ungenabelt, mit feinen, spiralen Linien; Naht vertieft; Mündung nicht erhalten.

Diese Art steht der *Worthenia Brancoi* Ahlburg sehr nahe. Im Gehäusewinkel und in der Kielskulptur der Umgänge stimmen beide Arten nahezu überein. Sie unterscheiden sich aber in der Ausbildung der subsuturalen Knotenskulptur, die bei *Worthenia Brancoi* immer deutlich entwickelt ist, während sie bei *W. multicarinata* entweder nur sehr schwach hervortritt, oder aber gänzlich fehlt. Ferner ist bei *W. Brancoi* die Apikalseite der Umgänge weit vorgezogen, so daß die entsprechenden Breiten der Umgänge sich wie 3—3,5:2 verhalten. Bei der vorliegenden Art sind dagegen Apikal- und Lateralflächen fast gleichbreit. Auch besitzt *W. Brancoi* einen um 10° größeren Lateralwinkel als *W. multicarinata*.

Vorkommen: in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz und in den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschutz.

Stückzahl: 5.

Worthenia lata n. sp.

Taf. 1, Fig. 13 u. 14

Gehäuse groß, kegelförmig, mit 5 scharf stufig abgesetzten Windungen, die rasch an Breite zunehmen; Gehäusewinkel ca. 90°; Lateralwinkel der ersten Umgänge ca. 135°, des letzten Umganges 122—130°; Apikal- und Lateralfläche der Umgänge gleich breit; Schlitzkiel kräftig entwickelt, vertikal über dem unteren, etwas schwächer ausgebildeten Lateralwinkel gelegen; unmittelbar unter der Naht ein schwacher subsuturaler Kiel, auf dem flache Knötchen angedeutet sind; Außenseite gerade; Basis kegelförmig, flach gewölbt; Naht scharf eingerissen; Mündung so hoch wie breit, polygonal; Außenlippe scharf.

Von dieser Art liegt nur eine einzige Hohlform vor, welche die äußeren Umrisse der Art zum größten Teil erkennen läßt. Die meisten Hohlformen sind mehr oder minder mit Dolomitspat ausgekleidet, der so innig mit dem Gestein verwachsen ist, daß seine vollständige Entfernung meist nicht gelingt.

Vorkommen: nicht selten in den Diploporendolomiten des Glückhilfschachtes der Friedrichsgrube bei Tarnowitz.

Stückzahl: 5.

Worthenia canalifera Klippstein sp.

1906. *Worthenia canalifera* Klippstein sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 88, Taf. 3 Fig. 7.

Es liegt nur das bereits von Ahlburg beschriebene und auf Taf. 3, Fig. 7 abgebildete Bruchstück aus den Diploporendolomiten von Granietz vor.

Worthenia n. sp.

Taf. 1, Fig. 16

1906. *Worthenia* sp. cf. *W. Hausmanni* Goldf. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien, S. 89.

Ahlburg verglich das vorliegende Bruchstück aus den Diploporendolomiten von Granietz mit *Worthenia Hausmanni* Goldf sp., weil es in der Form der Umgänge, sowie im Verhältnis von Apikal- und Lateralseite mit jener Art übereinstimmen soll. Diese Angaben sind aber nicht ganz zutreffend; denn das Fragment besitzt einen Lateralwinkel von über 140° und gleich breite Apikal- und Lateralflächen der Windungen, während bei *W. Hausmanni* der Lateralwinkel nur 130° beträgt und das Verhältnis der Breiten von Apikal- und Außenseite der Umgänge nach Picard 2 : 1,5 bezw. 1,5 : 1 sein soll. Auch ist der Gehäusewinkel des vorliegenden Stückes zweifellos kleiner als bei *W. Hausmanni*, was aus der Höhe der Lateralfläche des vorletzten Umganges hervorgeht. Die einzige Übereinstimmung zwischen beiden liegt in der annähernd gleichmäßig starken Ausbildung der Lateralkiele.

Die Hauptmerkmale lassen sich kurz dahin zusammenfassen: Apikalseite der Umgänge dachförmig; Außen- und Apikalseite gleich breit, mit feinen spiralen Linien bedeckt; Lateralkiele annähernd gleich stark entwickelt, vertikal übereinander gelegen; Schlitzkiel gerundet; unterer Lateralkiel scharf; Basis stark gewölbt, mit kräftigen Spirallinien bedeckt.

Über die Stellung der Form zu anderen bekannten Worthenien läßt sich wegen der unvollständigen Erhaltung nichts Sicheres sagen. Wahrscheinlich gehört sie in die Verwandtschaft von *W. superba*, mit der sie in den Wachstumsverhältnissen und in der Schalenskulptur manches Gemeinsame hat.

Worthenia Hausmanni Goldf. sp.

1901. *Worthenia Hausmanni* Goldf. sp. bei E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 460, Taf. 9 Fig. 3.

1906. *Worthenia cyclostoma* Ahlb., Trias Oberschlesien. S. 88, Fig. 9.

Ahlburg belegte eine Form aus den oberen Karchowitzer Schichten von Groß-Strehlitz mit den Namen *Worthenia cyclostoma*, die nach seinen Angaben eine nahezu kreisrunde Mundöffnung besitzen soll. Am Original ist nun lediglich die Innenlippe vollständig erhalten, die Außenlippe dagegen stark beschädigt. Infolgedessen erscheint die Mundöffnung zufällig rund, die bei anderer Erhaltungsweise sicherlich den polygonalen Umriß zeigen würde, der durch die Kanten auf den Umgängen bedingt ist. M. E. gehört das Exemplar zu *Worthenia Hausmanni* Goldf. sp., mit der es in allen wesentlichen Punkten übereinstimmt. Auch die schwache Ausbildung der subsuturalen Knotenreihe, die Ahlburg u. a. als Unterschied von *W. Hausmanni* anführt, wird durch die Erhaltungsweise bedingt, da die kleinen Vertiefungen für die Knoten in der Hohlform teilweise, oder ganz mit Dolomitspatkrystallen ausgefüllt sind. Die oberschlesische Form hat mit *Worthenia Hausmanni* folgende Artmerkmale ge-

meinsam: Die Größe des Gehäusewinkels, das gleiche Verhältnis der Breiten von Apikal- und Lateralfläche der Windungen, die Ausbildung der subsuturalen Knotenreihe, der Basis, der Lateralkiele, der Lateralseite. Der einzige Unterschied liegt in der Größe des Lateralwinkels, der bei der vorliegenden Form 115°, bei den von Picard aus dem Thüringer Muschelkalk beschriebenen Exemplaren dagegen 130° beträgt. Dieser kleine Unterschied scheint mir indessen nicht auszureichen, auf dieses Stück eine neue Art zu gründen.

Außerdem dürfte hierher noch eine kleine Hohlform aus den Gorasdzer Schichten vom Annaberg gehören, die alle wesentlichen Merkmale der Art zeigt. Sie ist nur wesentlich kleiner als die mitteldeutschen Exemplare, da sie eine Höhe von nur 4 mm besitzt.

Stückzahl: 3.

Worthenia Fritschi E. Picard

1901. *Worthenia Fritschi* E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 462, Taf. 9 Fig. 4.
1906. » » » bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 29, Taf. I Fig. 5a, b.

Ahlburg stellte hierzu einige Worthenien aus den Rötdolomiten von Lendzin, die niedrige, scharf treppenförmig abgesetzte Umgänge und einen Gehäusewinkel von 103° besitzen. Ihr Lateralwinkel beträgt 110°. Nach Picard würde zwar der Gehäusewinkel gut stimmen, der Lateralwinkel aber um 20° zu klein sein. Da diese Stücke aber im übrigen gut mit den Formen aus dem mitteldeutschen Röt übereinstimmen, möchte ich sie vorläufig bei dieser Art belassen.

Stückzahl: 3.

Worthenia excelsior n. sp.

Taf. 1, Fig. 17—19

Gehäuse flach kegelförmig, mit 5—6 Umgängen, die rasch an Breite zunehmen; Gehäusewinkel zwischen 90 und 110°; Lateralwinkel 130°; Apikal- und Lateralfläche der Umgänge nahezu gleich breit; Schlitzkiel kräftig, mit regelmäßigen, großen, stumpfen Knoten besetzt, von denen schwache Querfalten über Apikal- und Außenseite ausgehen; unterer Lateralkiel etwas schwächer, vertikal unter dem Schlitzkiel gelegen; Außenseite gerade, bisweilen etwas konkav; unter der Naht ein kräftiger, glatter Kiel, der an manchen Exemplaren eine zarte, undeutliche Körnelung erkennen läßt; Basisfläche kegelförmig, schwach gewölbt, mit feinen Längsstreifen versehen, die mit den in der Regel deutlich erkennbaren Anwachsstreifen eine zarte Gitterung darauf hervorrufen; Naht wenig vertieft, scharf eingerissen; Mündung höher als breit, polygonal; Außenlippe scharf.

Worthenia excelsior ist mit *W. silesiaca* Ahlburg nahe verwandt, mit der sie die entsprechende Ausbildung der Lateralkiele, die Skulptur des Schlitzkiels, die Längsstreifung der Basalseite und die Art der Anwachsstreifung gemeinsam hat. Sie unterscheiden sich aber hauptsächlich in der Größe des Gehäuse- und Lateralwinkels.

Vorkommen: *Worthenia excelsior* ist vorwiegend nur in den tieferen Schichten des Rötdolomits der Beuthener Gegend gefunden

worden. Im südlichen Oberschlesien wird sie wahrscheinlich durch *W. silesiaca* vertreten, die wiederum im nördlichen Oberschlesien zu fehlen scheint. Ein Exemplar aus der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Breslau stammt aus der Gegend von Gogolin. Der geologische Horizont war aus der Etikette des Stückes nicht ersichtlich. Das Nebengestein läßt auf Rötkalk schließen.

Das Nebengestein läßt auf Rötkalk schließen.

Stückzahl: 6.

Worthenia sp.

1906. *Worthenia* sp. ex aff. *W. Hausmanni* bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 32, Taf. 1 Fig. 1.

Ahlburg bildet auf Taf. 1 unter Fig. 3 den Abdruck einer *Worthenia* aus den Rötdolomiten von Lendzin ab, von der er annimmt, sie gehöre in die Verwandtschaft der *Worthenia Hausmanni* Goldf. sp. Nähere Gründe dafür werden von ihm nicht angegeben. Da aber das vorliegende Stück weder in den Wachstumsverhältnissen, noch in der Skulptur der Umgänge an *W. Hausmanni* erinnert, ist für Ahlburg bei dieser Annahme wahrscheinlich die annähernd gleichstarke Ausbildung der beiden Lateralkiele ausschlaggebend gewesen. Allein auch dieses Kriterium ist unsicher, weil das Innere der Hohlform mit einer Kruste überzogen ist, die eine einwandfreie Feststellung aller Skulptur auf den Windungen verhindert.

Will man auf eine Bestimmung dieses mangelhaft erhaltenen Exemplars nicht verzichten, so könnte man es am ehesten noch zu *Worthenia excelsior* stellen, mit der es im Gehäusewinkel, im Lateralwinkel, in der Ausbildung von Apikal- und Außenseite der Umgänge, in der Windungszunahme und in der Beschaffenheit der Basis überübereinstimmt. Das Fehlen der Knoten auf dem Schlitzkiel könnte ja im Erhaltungszustand begründet sein.

Worthenia silesiaca Ahlburg

1906. *Worthenia silesiaca* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 30, Taf. 1 Fig. 4a, b, c.

Die Ausführungen Ahlburg's hierüber können nicht wesentlich ergänzt werden, weil neues Material nicht vorliegt. Der Gehäusewinkel von *Worthenia silesiaca* beträgt 125°, der Lateralwinkel 100 bis 110°.

W. silesiaca ist nahe verwandt mit *W. excelsior*, von der sie nur in der Größe der Lateral- und Gehäusewinkel, sowie in der Art der Knotenskulptur auf dem Schlitzkiel etwas abweicht. Der Gehäusewinkel von *W. excelsior* erreicht 90—110°, der Lateralwinkel 130°. Die Knoten des Schlitzkiels stehen auf entsprechend breiten Umgängen viel enger als bei *W. excelsior*.

Vorkommen: nicht häufig in den Rötdolomiten von Lendzin.

Stückzahl: 3.

Worthenia superba n. sp.

Taf. 1, Fig. 11 u. 12

Gehäuse spitz kegelförmig, mit 5—6 aufgetriebenen, stufig abgesetzten Umgängen, die rasch an Umfang zunehmen; Gehäusewinkel

60°; Lateralwinkel 130°; Verhältnis der entsprechenden Breiten von Apikal- und Lateralfläche auf den ersten Windungen 1:1, auf dem letzten Umgang 5:4; Apikalseite schwach konkav; obere Lateralkante ohne eigentlichen Kiel; unterer Lateralkiel nur als feine Linie angedeutet, an der die schwach konkave Außenseite ohne scharfe Grenze in die stark gewölbte basale Seite des Umgangs übergeht; Apikal- und Lateralfläche mit feinen, dicht gedrängten Anwachsstreifen bedeckt; auf der basalen Seite etwas kräftigere, weiter auseinanderliegende Spirallinien; Basis scheinbar ungenabelt; Spindel hohl.

Vorkommen: in den Diploporendolomiten des Glückhilfschachtes der Friedrichsgrube bei Tarnowitz.

Stückzahl: 5.

Worthenia pura n. sp.

Taf. 1, Fig. 14

Es liegt nur ein einziges Gehäuse aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz vor.

Gehäuse spitz kegelförmig, mit 5 stufig abgesetzten, allmählich zunehmenden Umgängen; Gehäusewinkel 90°; Lateralwinkel zwischen 116 und 120°; Apikalseite dachförmig; Lateralkiele gleichstark, vertikal übereinander gelegen; Außenseite gerade; Verhältnis der entsprechenden Breiten von Lateral- und Apikalfläche auf dem letzten Umgang 3:2,8, auf dem vorletzten Umgang 3:2; Basis kegelförmig, ungenabelt; alle Seiten der Umgänge mit feinen, spiralen Linien bedeckt, die aber infolge der Erhaltungsweise nur an wenigen Stellen zu beobachten sind; Naht seicht, scharf eingerissen; Mündung so hoch wie breit, polygonal.

Diese Art ist durch den Mangel an subsuturaler Knotenbildung von den meisten oberschlesischen Worthenien unterschieden. Eine gewisse Ähnlichkeit im äußeren Umriß besitzt sie mit *Worthenia Austriae* Klippst. sp. von St. Cassian, die sich aber durch das Vorhandensein von 3 Kielen auf der apikalen Seite der Umgänge, eine kräftige Querskulptur auf allen Windungen und durch einen stark vorgezogenen Schlitzkiel von ihr unterscheidet.

Worthenia Michaeli Ahlburg

1906. *Worthenia Michaeli* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 30, Taf. 1 Fig. 6.

Ahlburg begründete diese Art auf eine Hohlform aus den Rötdolomiten von Lendzin. Da neues Material nicht vorliegt, können die Angaben Hhlburgs hierüber nicht weiter ergänzt werden.

Worthenia globosa Ahlburg

1906. *Worthenia globosa* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 31, Taf. 1 Fig. 8.

Da diese Art nur durch das bereits von Ahlburg beschriebene Original vertreten ist, wird hiermit auf die Ausführungen Ahlburgs verwiesen.

Vorkommen: im Rötdolomit von Lendzin.

Worthenia sp. cf. **elatior** E. Picard

1906. *Worthenia* sp. cf. *elatior* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 90.

Unter dieser Bezeichnung führt Ahlburg eine *Worthenia* aus den Diploporendolomiten von Granietz auf, von der aber nur knapp 3 Umgänge erhalten sind. In der Gewindezunahme hat sie vieles mit *Worthenia elatior* Picard gemeinsam. Eine sichere Bestimmung ist aber wegen der unvollständigen Erhaltung nicht möglich.

Murchisonia (Cheilotoma) silesiaca Eck sp.

Taf. 1, Fig. 20

1865. *Trochus silesiacus* H. Eck, Muschelkalk Oberschlesien[1]). S. 104, Taf. 2 Fig. 3.

Eck fand das Original zu dieser Art in den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschütz und beschrieb es als *Trochus silesiacus*.

Gehäuse hoch kegelförmig, ungenabelt, mit 8—9 Umgängen; Gehäusewinkel der letzten Umgänge 27°, der ersten Umgänge etwas größer, wodurch die Form ein wenig pupoid erscheint; Umgänge $2^1/_2$ mal so breit wie hoch, durch einen kräftigen, mit Knoten besetzten Schlitzkiel in eine apikale und eine basale Seite geteilt; Apikalseite stark konkav, mit subsuturalen Knoten verziert, von denen sich flache, nach rückwärts gerichtete Querfältchen zu den Knoten des Schlitzkiels hinüberziehen; Knoten auf dem Schlitzkiel kräftiger als die subsuturalen Knoten, nur auf dem letzten Umgang zurücktretend; Basalseite gewölbt, mit 5 kräftigen, spiralen Linien.

Auf die Beziehungen der vorliegenden Art zu *Murchisonia bipunctata* Münster sp. hat bereits Eck hingewiesen. Über die Beziehungen zu *Murchisionia Graetzi* siehe weiter unten.

Murchisonia (Cheilotoma) Graetzi n. sp.

Taf. 1, Fig. 21

In den Diploporendolomiten von Repten (der genaue Fundpunkt ist nicht bekannt) wurde der Abdruck einer *Murchisonia* gefunden, die ich zunächst für eine *M. silesiaca* hielt. Die nähere Untersuchung zeigte aber, daß man es mit einer neuen Art zu tun hat.

Gehäuse kegelförmig, scheinbar ungenabelt, mit 7 Umgängen; Höhe 8,5 mm; Breite des letzten Umgangs $4^1/_2$ m; Gehäusewinkel 25°; Umgänge doppelt so hoch wie breit, durch einen kräftigen, mit Knötchen besetzten Schlitzkiel in eine apikale und eine basale Seite geteilt; Apikalseite ganz schwach konkav, mit subsuturalen Knoten verziert, die ein wenig schwächer als die Knoten auf dem Schlitzkiel sind; Naht in einer flachen, scharf begrenzten Rinne; Basalseite nur wenig gewölbt; Skulptur der Basis nicht erhalten; Mündung unbekannt.

M. Graetzi hat mit *M. silesiaca* Eck sp. vieles gemeinsam. Beide Arten stimmen in bezug auf Größe und die Knotenskulptur der Umgänge nahezu überein. Sie unterscheiden sich aber in der Ausbildung

[1]) H. Eck, Über die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien.

der Apikalseite, die bei der vorliegenden Art nur sehr wenig, bei *M. silesiaca* dagegen sehr stark konkav gewölbt ist. Kleinere Unterschiede liegen in der äußeren Form und in der Art des Knotenschmucks. Auch ist die Naht bei *M. silesiaca* nicht vertieft wie bei *M. Graetzi*.

Euomphalidae de Koninck

Euomphalus planus n. sp.

Taf. 1, Fig. 22 u. 23

Es liegt nur ein nicht ganz vollständiges Exemplar aus den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschütz vor, das aber für die Festlegung der Art ausreicht.

Gehäuse klein, mit 4 kantigen, langsam zunehmenden, in der Höhe des letzten Umgangs aufgerollten Umgängen; Nabel sehr weit; Querschnitt der Umgänge vierseitig; auf der Außenseite eine stumpfe Marginalkante, die den oberen von dem unteren Teil der Windungen trennt; zwischen Marginalkante und Naht eine zweite Kante, von der die apikale Seite des Umgangs dachförmig zur Naht und zur Marginalkante abfällt; Nabelöffnung von einer scharfen Kante eingeschlossen; auf beiden Seiten der Umgänge feine, dichtgedrängte Spiral- und ‹-förmig geschwungene Querlinien, die eine feine Gitterung auf der Oberfläche hervorrufen; Mündung vierseitig.

Euomphalus exiguus Phil. sp. mutatio arietina (v. Schloth.) E. Picard.

1901. *Euomphalus exiguus* Phil. sp. *mutatio arietina* E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 476, Taf. 10 Fig. 6.

1906. *Euomphalus exiguus* Phil. sp. *mutatio arietina* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 92.

Ahlburg brachte bei dieser Art einige Formen aus dem Diploporendolomiten von Granietz unter, deren Zugehörigkeit zu dieser Art infolge ihrer schlechten Erhaltung aber ziemlich unsicher ist. Die einzigen Merkmale, die sich mit Sicherheit an ihnen beobachten lassen, sind ein glatter Lateralkiel und eine ebene Aufrollung des Gewindes.

Ähnliche Stücke sind auch aus den Terebratelschichten von Ptakowitz bekannt geworden. Aber auch hier schließt ihr wenig guter Erhaltungszustand eine einwandfreie Bestimmung aus.

Stückzahl: 3.

Euomphalus granulatus n. sp.

Taf. 1, Fig. 25—28

1865. *Euomphalus arietinus* v. Schloth. sp. bei Eck, Muschelkalk Oberschlesien. S. 105, Taf. 2 Fig. 1.

Eck hielt die hierher gehörigen Formen für identisch mit *Euomphalus arietinus* v. Schloth. sp. aus dem Muschelkalk von Braunschweig. Später machte E. Picard bei der Bearbeitung der mitteldeutschen Triasgastropoden die Beobachtung, daß die oberschlesischen Exemplare mit gekörneltem Lateralkiel den mitteldeutschen zwar sehr nahe ständen, indessen in den Aufwindungsverhältnissen gewisse konstante Unterschiede erkennen ließen, die eine Abtrennung notwendig machten. Ich schlage daher für diese Formen den Namen *Euomphalus granulatus* vor.

Gehäuse klein, sehr niedrig, mit 4—5 langsam zunehmenden, scharf abgesetzten, im Durchschnitt sechskantigen Windungen; Umgänge durch eine Nahtrinne voneinander getrennt; Nabel weit; Apikalfläche der Windungen eben oder etwas nach der Naht zu einfallend, mit feinen, ≀-förmig geschwungenen Fältchen verziert; Lateralfläche von zwei kräftigen, gekörnelten Lateralkielen begrenzt, durch den wesentlich schwächeren Schlitzkiel in einen oberen und einen unteren Teil getrennt; oberer Teil glatt, unterer mit kräftigen spiralen Linien bedeckt; Basisfläche schwach konkav, im Innern durch eine Kante begrenzt, mit zarten, ≀-förmig geschwungenen, gegabelten Rippchen verziert; Mündung ebenso hoch wie breit, polygonal.

Vorkommen: vielleicht schon in den Gorasdzer Schichten, allenthalben häufig in den oberen Karchowitzer Schichten.

Stückzahl: 25.

Euomphalus sp. cf. **E. lineatus** Klippst. sp.

1906. *Euomphalus* sp. cf. *E. lineatus* Klippst. sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 92, Taf. 3 Fig. 8.

Unter dieser Bezeichnung führt Ahlburg einen *Euomphalus* aus den Diploporendolomiten von Granietz auf, der infolge seiner wenig guten Erhaltungsweise keine genauere Bestimmung zuläßt.

Euomphalus pulcher n. sp.

Taf. 1, Fig. 24

Es liegt eine gut erhaltene Ersatzschale aus den Karchowitzer Schichten von Stubendorf vor, die zwar nur die Oberseite des Stückes zeigt, aber so charakteristische Merkmale trägt, daß sie für die Aufstellung einer neuen Art ausreicht.

Gehäuse mittelgroß, mit etwa 4 langsam zunehmenden, scharf voneinander getrennten, im Querschnitt sechskantigen Windungen; die dem Wirbel zugekehrten Teile der Umgänge in einer Ebene gelegen, durch eine Nahtrinne voneinander getrennt; Apikalfläche der Windungen aus einem distalen, in der Ebene der aufgerollten Umgänge liegenden, von 2 kräftigen gerundeten Kielen begrenzten und aus einem proximalen, steil zur Naht abfallenden Teil bestehend, an dem ein weiterer, scharfer Kiel auf den letzten Umgang vorhanden ist; senkrecht zu den Kielen feine, dicht gedrängte Linien, die über sämtliche 3 Kiele hinweggehen, ohne aber auf die Außenseite überzugreifen; Außenseite der Umgänge durch 2 sehr dicht nebeneinander gelegene Außenkiele, die hier den Schlitzkiel vertreten, in einen oberen und einen unteren Teil getrennt; oberer Teil der Außenseite mit 4 feinen Spirallinien, unterer Teil mit mehreren kräftigen Spiralkielen verziert; Basisfläche unbekannt; Mündung ebenso hoch wie breit, polygonal.

Von *Euomphalus pulcher* kennt man weder in der deutschen noch in der alpinen Trias nähere Verwandte.

Euomphalus Lottneri Eck

1865. *Euomphalus Lottneri* Eck, Muschelkalk Oberschlesien. S. 106, Taf. 2 Fig. 2.

Vorkommen: vereinzelt in den oberen Karchowitzer Schichten

von Mikultschütz und Groß-Strehlitz, sowie in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz, etwas häufiger in den Diploporendolomiten der Tarnowitzer Gegend.

Stückzahl: 8.

Coelocentrus silesiacus Ahlburg

Taf. 1, Fig. 30

1865. *Delphinula infrastriata* v. Stromb. sp. bei Eck, Muschelkalk Oberschlesien. S. 105.
1906. *Coelocentrus silesiacus* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 93, Taf. 3 Fig. 5.

Ahlburg faßte eine Reihe von Formen, die Eck zu *Delphinula infrastriata* v. Stromb. sp. gestellt hatte, zu einer neuen Art *silesiacus* zusammen und ordnete sie bei der Gattung *Coelocentrus* ein. Neuere Untersuchungen haben nun ergeben, daß *Delphinula infrastriata* v. Stromb. sp. überhaupt nicht in Oberschlesien vorkommt, sondern alle von dort als *D. infrastriata* aufgeführte Formen zu *Coelocentrus silesiacus* Ahlburg gehören. Die Abbildung der Art bei Ahlburg ist nicht gut. Sie stellt nicht die Wiedergabe eines besonsonderen Originals vor, sondern ist nur eine wenig geglückte Rekonstruktion, der ein Steinkern im wesentlichen als Grundlage gedient hat.

Gehäuse niedrig, mit 4—5 deutlich abgesetzten Windungen; jeder Umgang den älteren bis zum Marginalkiel verhüllend, abgesehen vom letzten Umgang, der den vorletzten in geringerem Maße umschließt, so daß zwischen diesen beiden Windungen ein treppenförmiger Absatz entsteht; Naht seicht, scharf eingerissen; Nabel mäßig weit; auf den Windungen ein seitlich zusammengedrückter, breiter, scharfer Marginalkiel, der an den ersten Umgängen in der Regel horizontal, an den letzten Umgängen dagegen meist nach unten gerichtet ist; Marginalkiel mit kurzen, nach vorn gerichteten, spitzen, runden, hohlen Dornen besetzt, die entweder horizontal stehen, oder nach unten zeigen, je nachdem der Kiel horizontal liegt, oder nach unten weist; auf der apikalen Seite der Umgänge eine stumpfe Kante, an welcher die proximalen und distalen Teile einen Winkel von 125—130° miteinander bilden; auf der Basisseite eine weitere Kante, die den basalen Teil der Windung in einen äußeren, zum Marginalkiel ansteigenden, und in einen inneren, zur Nabelöffnung ansteigenden Teil trennt; Basalkiel gelegentlich sehr undeutlich ausgebildet; Umgänge mit feinen, radialen Linien verziert, die sich nach dem Marginalkiel zu gabeln, auf der Oberseite zu schwachen Falten zusammenschließen und auf der oberen Kante knotenartige Verdickungen bilden; Mündung undeutlich vierseitig.

Die vorliegende Art hat weder zu den mitteldeutschen, noch zu den alpinen Formen engere verwandtschaftliche Beziehungen. Am nächsten steht ihr vielleicht *Coelocentrus infrastriatus* v. Stromb. sp. aus dem Braunschweiger Muschelkalk, mit dem sie in der Höhe des Gehäuses, in der Skulptur der Basisfläche und in der Größe des Nabels Übereinstimmung zeigt. Beide Arten weichen aber in der Skulptur auf der Oberseite der Windungen, in der Ausbildung des Schlitzkiels und der daran befindlichen dornenähnlichen Fortsätze recht wesentlich voneinander ab.

Vorkommen: vereinzelt in den Gorasdzer Schichten von Annaberg und Nieder-Ellguth, nicht selten in den oberen Karchowitzer Schichten von Broslawitz, Groß-Strehlitz, Mikultschütz, Laband und Groß-Stein; häufig in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz und in den Diploporendolomiten von Granietz.

Stückzahl: 8.

Coelocentrus horridus n. sp.

Taf. 1, Fig. 29

Es liegt ein gut erhaltenes, vollständiges Gehäuse aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz vor.

Gehäuse niedrig, mit 5 auf der Innenseite gerundeten, auf der Außenseite gekanteten Umgängen; die ersten Umgänge fast in einer Ebene aufgerollt; Apikalseite durch eine stumpfe Kante in einen schmalen, zur Naht abfallenden Innenteil und einen breiten, dachförmig zum Lateralkiel abfallenden Außenteil zerlegt; Lateralkiel kräftig, gerundet, mit 7—8 langen, fein längsgestreiften, hohlen Dornen versehen; nahezu vertikal unter dem Lateralkiel eine 2. Lateralkante, an der die Windung einen Knick von etwa 125° besitzt; Unterseite stark gewölbt; Nabelung mäßig weit; Windungen mit kräftigen, geschwungenen Anwachslinien versehen, die sich auf der Apikalseite der Umgänge zu Querfalten zusammenschließen und auf der Kante der Oberseite teilweise gabeln; Mündung rundlich, nur an der Außenseite, den Kanten der Umgänge entsprechend, etwa polygonal; Innen- und Außenlippe scharf.

Coelocentrus horridus zeigt zu keiner der bekannten Arten nähere Verwandtschaft. Einige Beziehungen lassen sich zu *C. Pichleri* Laube feststellen, mit dem er die sichelförmigen Falten auf der apikalen Seite der Umgänge, die Ausbildung des Schlitzkiels und der darunter gelegenen Kante gemeinsam hat. Beide Arten weichen aber in der Höhe des Gehäuses und in der Art der Aufrollung so wesentlich voneinander ab, daß die gemeinsamen Merkmale demgegenüber zurücktreten.

Neritopsidae Fischer

cf. Naticopsis cassiana Münster sp.

Taf. 2, Fig. 1

1906. cf. *Naticopsis cassiana* Münst. sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 104.

Abgesehen von dem Hohldruck, den Ahlburg aus den Diploporendolomiten von Krassow beschreibt, liegt neues Material nicht vor. Das betreffende Stück zeigt zwar in der Aufrollung große Ähnlichkeit mit *Naticopsis cassiana* Münster sp., ist aber in der Nabelgegend nur unvollständig erhalten, so daß man jedenfalls aus seinem Vorkommen keine weitgehenden Schlüsse ziehen darf.

Hologyra alta Ahlburg

1906. *Hologyra alta* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 65, Taf. 2 Fig. 3.

Unter diesem Namen führt Ahlburg eine Form auf, die nach seinen Angaben im Horizont der Pecten- und Dadocrinuskalke von Lendzin gefunden worden sein soll. Aus der petrographischen Be-

schaffenheit des Nebengesteins geht aber zweifellos hervor, daß das Stück aus den obersten Rötkalken stammt. Seiner Beschreibung durch Ahlburg ist nichts Wesentliches hinzuzufügen. Die von ihm hervorgehobene Ähnlichkeit mit *Hologyra bicarinata* Koken besteht wohl hauptsächlich darin, daß beide Arten eine subsuturale Kante auf den Umgängen besitzen. Im übrigen weichen sie recht wesentlich voneinander ab.

Fritschia parva n. sp.

Taf. 2, Fig. 2

Aus den oberen Karchowitzer Schichten von Kamienietz liegt die Ersatzschale einer Naticopside vor, die ein niedrig kegelförmiges Gewinde und lose verbundene, quergerippte Umgänge ohne Einschachtelung besitzt, mithin die wesentlichen Merkmale der von E. Picard aufgestellten Gattung *Fritschia* aufweist. Es ist dies besonders deshalb interessant, weil dieses Genus, das in Mitteldeutschland durch 2 Arten vertreten ist, sonst noch nicht nachgewiesen wurde. Leider sind nur die beiden letzten Umgänge von dem Stück erhalten, im ganzen mögen etwa 4 vorhanden gewesen sein. Ein zweites Stück, das Fragment eines letzten Umgangs, stammt aus den Diploporendolomiten von Himmelwitz. Größe und Beschaffenheit der Rippen, sowie Wölbung der Windungen lassen darauf schließen, daß beide Exemplare derselben Art angehören.

Gehäuse niedrig, kegelförmig, wahrscheinlich mit 4 Umgängen; Windungen stark gewölbt, oben etwas abgeplattet, lose miteinander verbunden, ohne Einschachtelung, schnell anwachsend; Oberfläche glatt; Windungen mit 12—14 hohen, scharfen, senkrecht zur Naht stehenden Querrippen, die an der Naht beginnen, auf der Außenseite ihre größte Höhe erreichen und auch auf die Basisfläche übertreten; Naht tief; Mündung spitz eiförmig; Außenlippe dünn; Innenlippe nicht erhalten.

Verwandtschaftliche Beziehungen sind zu beiden mitteldeutschen Arten vorhanden. In bezug auf ihre Berippung steht *F. parva* etwa in der Mitte zwischen ihnen, da die Rippen von *Fritschia multicostata* E. Picard feiner sind und dichter gedrängt stehen, diejenigen von *Fritschia paucicostata* E. Picard zwar ebenso kräftig sind, aber viel weiter auseinander liegen, als bei *Fritschia parva*. Ferner sind gewisse Unterschiede in der Art der Aufwindung der einzelnen Formen zu bemerken, welche die Selbständigkeit der vorliegenden Art sehr wohl rechtfertigen.

Naticella acutecostata Klippstein sp.

Taf. 2, Fig. 3

1865. z. T. *Natica costata* Berger bei Eck, Muschelkalk Oberschlesien. S. 104.
1892. *Naticella acutecostata* Klippst. sp , E. Kittl, Gastropoden St. Cassian[1]). S. 68, Taf. 6 Fig. 22—24.
1895. *Naticella acutecostata* Klippst. sp., Böhm, Gastropoden Marmolatakalk[2]). S. 253, Taf. 10 Fig. 10.
1901. *?Naticella tenuicostata* E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 495, Taf. 11 Fig. 13.

[1]) Kittl, Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Ann. naturhist. Hofmus. Wien, Bd. 9.
[2]) Joh. Böhm, Die Gastropoden des Marmolatakalks, Palaeontographica, Bd. 42.

In der »Sammlung Eck« fanden sich einige Bruchstücke kleiner berippter Neritopsiden aus den Diploporendolomiten von Himmelwitz vor, die Eck sämtlich als *Natica costata* Berger bestimmt hatte. Durch einige ergänzende Funde konnte nun festgestellt werden, daß diese Bruchstücke 2 verschiedenen Arten angehören, und zwar teils *Naticella acutecostata* Klippstein sp., teils einer neuen Art, der Gattung *Fritschia*, die E. Picard für Formen aus dem unteren Muschelkalk Mitteldeutschlands aufgestellt hatte.

Aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz liegt ein ziemlich vollständiges Exemplar vor, das den bei Joh. Böhm (l. c.) auf Taf. 10, Fig. 10 abgebildeten Formen von der *Marmolata* auffallend gleicht. Auch mit der etwas größeren *Naticella tenuicostata* E. Picard aus den Terebratelschichten von Lieskau kann man eine gute Übereinstimmung feststellen. Leider ist an dem oberschlesischen Exemplar die Innenlippe nicht erhalten, die nach Picard Unterscheidungsmerkmale zwischen seiner und der alpinen Art enthalten soll. Ich habe das vorliegende Stück zu *N. acutecostata* gestellt, weil ich die alpine Art für sicherer begründet halte als Picard's *N. tenuicostata*, die nur auf Grund einer einzigen Ersatzschale aufgestellt wurde. Überdies scheint mir die breite Ausbildung der Innenlippe bei *N. tenuicostata* nicht so ausschlaggebend als Unterscheidungsmerkmal von *N. acutecostata* zu sein, wie Picard meint, da nach den Angaben Kittl's bei *N. acutecostata* neben einfachen, wulstigen Innenlippen gelegentlich auch solche von breiter, cavellöser und abgeflachter Beschaffenheit vorkommen. Die Ausbildung der Innenlippe ist demnach bei dieser Art einem gewissen Wechsel unterworfen.

Stückzahl: 2.

cf. **Marmolatella planoconvexa** Kittl

1906. cf. *Naticopsis* (*Marmolatella*) *planoconvexa* Kittl bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 103, Taf. 2 Fig. 11.

Der Ansicht Ahlburgs, daß sein Original aus den Diploporendolomiten von Granietz am besten bei *Marmelatella planoconvexa* Kittl unterzubringen sei, stimme ich zu, zumal schon Kittl darauf hingewiesen hatte, daß diese Art in bezug auf die Höhe der Spira variiere.

Eine andere *Marmolatella* aus den Diploporendolomiten von Groß-Dombrowka zeigt eine stärkere apikale Abplattung sowie eine etwas höhere Mundöffnung und nähert sich damit mehr dem Typus der

Marmolatella applanata Kittl

1894. *Naticopsis* (*Marmolatella*) *applanata* Kittl, Gastropoden Marmolata [1]). S. 142–144, Taf. 4 Fig. 1–4.

Eine sichere Bestimmung ist aber infolge ihres wenig günstigen Erhaltungszustandes nicht möglich.

[1]) Kittl, Die triadischen Gastropoden der Marmolata. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 44,

cf. **Dicosmos conoideus** Kittl

Taf. 2, Fig. 4

1894. *Naticopsis (Hologyra) deolivis* var. *conoides* Kittl, Gastropoden Marmolata. Jahrb. der k. k. Reichsanst., Bd. 44, S. 141, Taf. 4 Fig. 15, 16.
1895. *Dicosmos declivis* Kittl sp. var. *conoides* Kittl bei Böhm, Gastropoden Marmolata. S. 285, Taf. 13 Fig. 8.
1899. *Dicosmos conoideus* Kittl, Gastropoden Esinokalk[1]). S. 37.

Es liegt ein einziges, aber gut erhaltenes Exemplar aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz vor, an dem leider die Mundöffnung und die Innenlippe nicht sichtbar sind. Daher kann seine Zugehörigkeit zur Gattung *Dicosmos* nicht als unbedingt sicher gelten. Mit *Dicosmos conoideus* Kittl stimmt es in allen beobachtbaren Merkmalen überein, nur erscheint es von oben nach unten etwas mehr zusammengedrückt als die *Marmolata*-Form. Ob hier eine einfache Verdrückung des Exemplars vorliegt, oder ob diesem Zustand eine höhere Bedeutung zukommt, läßt sich auf Grund dieses einen Stückes nicht entscheiden.

Gehäuse quer eiförmig, mit 4 niedrigen, gewölbten, apikal abgeflachten Windungen; Schale dünn; Gehäusewinkel 122°; Naht flach; Mündung groß, gerundet; Nabel anscheinend geschlossen; Schalenoberfläche mit feinen, schräg nach rückwärts gerichteten Anwachsstreifen versehen.

Pigmentflecke und andere farbige Verzierungen, wie sie an einzelnen Exemplaren von der *Marmolata* vorkommen, sind an dem vorliegenden Stück nicht erhalten.

Fossariopsis plana Ahlburg

1906. *Fossariopsis plana* Ahlb., Trias Oberschlesien. S. 101, Taf. 3 Fig. 12.

Außer dem Original Ahlburgs, das aus den Diploporendolomiten von Granietz stammt, liegt neues Material nicht vor. Die Beschreibung des Stücks wurde von Ahlburg erschöpfend durchgeführt.

Neritidae Lasn.

Neritaria Mandelslohi Klipst. sp.

Taf. 2, Fig. 5 u. 6

1895. *Neritaria Mandelslohi* Klipst. sp. bei Böhm, Gastropoden Marmolatakalk. S. 238, Taf. 13 Fig. 2.
1909. *Neritaria Mandelslohi* Klipst. sp. bei Häberle, Triadische Gastropoden[2]). S. 352, Taf. 3 Fig. 32, 33.

Drei kleine Gehäuse aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz sind wohl am besten bei dieser Art unterzubringen. In Form und Größe stimmen sie gut mit den Exemplaren von der *Marmolata* überein, nur scheinen sie etwas dünnschaliger als jene zu sein.

Nachfolgende 3 Arten, die Kittl als selbständige ansieht, stellt Häberle zu

[1]) Kittl, Die Gastropoden des Esinokalks nebst einer Revision der Gastropoden der Marmolatakalke. Ann. naturhist. Hofmus. Wien. Bd. 14.
[2]) Häberle, Palaeontologische Untersuchung triadischer Gastropoden. Verh. des naturhist. Vereins zu Heidelberg. N. F. Bd. 9.

Neritaria comensis M. Hörnes sp.

bezw. er faßt sie als Varietäten dieser Form auf. Das aus Oberschlesien vorliegende Material reicht aber nicht aus, die Frage weiter zu klären. Ich habe die Formen zunächst noch mit dem Kittlschen Namen versehen, ohne damit der Auffassung Häberles entgegentreten zu wollen.

Neritaria calcitica Kittl

Taf. 2, Fig. 8

1894. *Protonerita calcitica* E. Kittl, Gastropoden Marmolata. S. 129, Taf. 2 Fig. 14—22.
1909. *Neritaria comensis* M. Hörnes sp. var. *calcitica* Kittl bei D. Häberle, Triad. Gastropoden. S. 254, Taf. 4 Fig. 1—3.

Ein Exemplar aus den Karchowitzer Schichten von Stubendorf zeigt gute Übereinstimmung mit der bei Kittl (l. c.) unter Fig. 18 abgebildeten Form. Die Spira ist zwar etwas niedriger als dort, doch hebt Kittl ausdrücklich hervor, daß auch Varietäten mit kleinerer Spira vorkämen.

Ein Hohldruck aus den Gorasdzer Schichten von Gorasdze, der sich von dem vorhergenannten Stück durch tiefer eingeschnittene Nähte unterscheidet, dürfte bei

Neritaria exposita Kittl

1894. *Protonerita exposita* E. Kittl, Gastropoden Marmolata. S. 130, Taf. 2 Fig. 25

unterzubringen sein.

Neritaria candida Kittl

Taf. 2, Fig. 7

1894. *Protonerita candida* Kittl, Gastropoden Marmolata. S. 130, Taf. 2 Fig. 23.
1909. *Neritaria comensis* M Hörnes sp. var. *candida* Kittl bei Häberle, Triad. Gastropoden. S. 355, Taf. 4 Fig. 5.

Formen mit kegelförmiger Spira und einem Gehäusewinkel von ca. 90° ohne Nahtdepression, die in jeder Beziehung mit den Exemplaren dieser Art von der *Marmolata* übereinstimmen, kommen nicht selten im Diploporendolomit und im erzführenden Dolomit von Tarnowitz vor.

Bei einem Jugendexemplar ist die Mündung fast vollkommen oval, die Außenlippe scharf und die Innenlippe schmal und abgeflacht, ohne kallösem Nabelköcker.

Stückzahl: 5.

Neritaria subincisa Kittl

Taf. 2, Fig. 9 u. 10

1894. *Protonerita subincisa* Kittl, Gastropoden Marmolata. S. 131, Taf. 2 Fig. 26—29.
1906. *Neritaria* cf. *sphaeroidica* E. Picard bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 33.

Von den mir vorliegenden 4 Exemplaren stammen 3 aus den Rötkalken von Beuthen und Gogolin, eins aus den Rötdolomiten von Lendzin. Sie stimmen in jeder Beziehung gut mit den Exemplaren der *Neritaria subincisa* Kittl von der *Marmolata* überein. Von *Neritaria lendzinensis* Ahlburg unterscheidet sich diese Art hauptsächlich in der Gewindezunahme, die bei ihr etwas rascher erfolgt als bei *N. lendzinensis*. Auch in der Höhe der Spira sind Unterschiede vorhanden.

Neritaria lendzinensis Ahlburg

Taf. 2, Fig. 11 u. 12

1906. *Neritaria lendzinensis* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 32, Taf. 1 Fig. 10.
1906. » *grandis* Ahlb., Ebenda. S. 33, Taf. 1 Fig. 9.

Diese Art beschrieb Ahlburg aus den Rötdolomiten des Mathildeschachtes bei Lendzin. Sie kommt aber auch stellenweise im nördlichen Oberschlesien in den entsprechenden Schichten recht häufig vor. Es sind im allgemeinen große Formen, die nicht selten das bei Ahlburg abgebildete Original an Größe übertreffen. Die Anwachsstreifen treten nicht an allen Exemplaren gleichmäßig stark hervor. Es gibt Stücke, die fast glatt erscheinen, neben solchen, die sehr kräftige Anwachsstreifen besitzen. Auf die große Ähnlichkeit mit *Neritaria subincisa* Kittl hat bereits Ahlburg hingewiesen. Eine vollkommene Übereinstimmung besteht indessen nicht, weil die Umgänge von *N. subincisa* etwas schneller als die von *N. lendzinensis* anwachsen.

Zu dieser Art gehört auch eine Form, die Ahlburg als *Neritaria grandis* beschreibt. Da die Anfangswindungen nicht erhalten sind, könnte man meinen, eine stark involute Form vor sich zu haben. In Wirklichkeit wird aber dieser Zustand nur durch die sehr mangelhafte Erhaltungsweise vorgetäuscht.

Stückzahl: 21.

Neritaria oolithica (Zenker) Geinitz sp.

Taf. 2, Fig. 13

1861. *Natica oolithica* Gein. sp. bei v. Seebach, Weimarische Trias[1]). S. 642, Taf. 15 Fig. 10.
1906. *Neritaria oolithica* (Zenker) Gein. sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 33.

Trotz des häufigen Vorkommens dieser Art im Röt und untersten Muschalkalk reicht das vorliegende Material nicht aus, die Beschreibung der Art wesentlich zu ergänzen. Insbesondere fehlen Stücke, welche die Innenlippe und die Partie am Nabel erkennen lassen.

Gehäuse klein, kugelig, aus 3—4 gewölbten Umgängen bestehend, von denen der letzte plötzlich bauchig anschwillt und die älteren z. T. umhüllt; Spira niedrig, aber spitz; Naht flach; Mündung rundlich; Außenlippe scharf; Schalenoberfläche mit feinen, dicht gedrängt stehenden Anwachsstreifen versehen.

Neritaria oolithica ist sehr nahe verwandt mit *Neritaria prior mut. cognata* Giebel, mit der sie scheinbar in allen Punkten abgesehen von der Größe Übereinstimmung zeigt. Ich möchte aber beide noch so lange als selbständige Arten auffassen, als kein Material vorliegt, das Klarheit über die Beschaffenheit des Nabels und der Innenlippe und somit weitere Aufschlüsse über ihre verwandtschaftlichen Beziehungen schafft.

Stückzahl: 5.

Cryptonerita elliptica Kittl

Taf. 2, Fig. 14 u. 15

1894. *Cryptonerita elliptica* Kittl, Gastropoden Marmolata. S. 126, Taf. 2 Fig. 13—17.
1906. » » Kittl bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 98, Taf. 3 Fig. 13.

---

[1]) v. Seebach, Conchylienfauna der Weimarischen Trias. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 13.

Diese Art kommt ziemlich häufig in den Diploporendolomiten von Granietz vor. Vollständige und gut erhaltene Exemplare sind selten. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß die meisten kleinen Naticiden aus diesen Schichten hierzu gehören.

Stückzahl: 8.

Trachynerita quadrata Stoppani sp.

1906. *Trachynerita quadrata* Stoppani var. *silesiaca* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 95, Taf. 4 Fig. 5—6.

Ahlburg führt die zu dieser Art gehörigen oberschlesischen Exemplare als eine besondere Varietät der alpinen Form mit der Begründung auf, der Ansatz zu einer Knotenbildung lasse sich an den schlesischen Exemplaren nicht wahrnehmen. Das ist nicht zutreffend. Selbst unter dem von ihm gesammelten Material gibt es einige Formen, die den Beginn einer subturalen Knotenbildung ganz wie bei den alpinen Formen durch das Auftreten flacher, schmaler Querfalten deutlich erkennen lassen.

Trachynerita quadrata kommt häufig im Diploporendolomit von Granietz vor. Im nördlichen Oberschlesien ist sie dagegen sehr selten. Sie wurde auch wiederholt in den Diploporendolomiten des benachbarten polnischen Gebietes von Czeladz gefunden.

Trachynerita quadrata Stoppani var. **canaliculata** Ahlb.

1906. *Trachynerita quadrata* Stoppani var. *canaliculata* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 96, Taf. 3 Fig. 6, 10.

Formen, deren Apikalseite der Umgänge konkav ausgebildet ist, gab Ahlburg die Bezeichnung var. *canaliculata*.

Vorkommen: nicht häufig im Diploporendolomit von Granietz.

Stückzahl: 4.

Purpurinidae Zittel

Tretospira fusiformis Ahlburg

1906. *Tretospira fusiformis* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 117, Taf. 3 Fig. 14.

Das Original dazu wurde von Ahlburg in den Diploporendolomiten von Granietz gefunden. Da neues Material nicht vorliegt, sei an dieser Stelle auf die ausführliche Beschreibung der Art bei Ahlburg verwiesen.

Moerkeia praefecta Kittl sp.

1906. *Moerkeia praefecta* Kittl sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 116, Taf. 4 Fig. 3.

Es liegt nur ein einziges Exemplar vor, das Ahlburg bereits beschrieben und abgebildet hat.

Vorkommen: in den Diploporendolomiten von Granietz.

Naticidae Forbes

Natica minima n. sp.

Taf. 2, Fig. 25—27

In den Rötdolomiten von Lendzin fand sich eine kleine Naticide, die in ihrer äußeren Form lebhaft an *Ampullina pullula* var. *alsatica* Koken erinnert, aber bei näherer Untersuchung nicht unerheb-

liche Unterschiede von jener erkennen läßt. Beide besitzen eine niedrige, kegelförmige Spira und einen schnell anwachsenden, aufgeblasenen letzten Umgang, dessen Höhe unter der Mündung etwa das Doppelte der Spirahöhe erreicht. Auch die Ausbildung der Mündung ist bei beiden Arten die gleiche. Der Hauptunterschied liegt in der Beschaffenheit der Spindel, die bei *A. pullula* var. *alsatica* hohl, bei der vorliegenden Art aber solid ist. Daher erscheint *Natica minima* ungenabelt. Ferner soll *A. pullula* in der Regel einen vollen Umgang mehr zu besitzen als die vorliegende Art.

Gehäuse sehr klein, niedrig kegelförmig, mit ca. 4 stark gewölbten Umgängen; letzter Umgang plötzlich stark anschwellend, so daß er an der Mündung etwa die doppelte Höhe der gesamten Spira Spira erreicht; Naht vertieft, unterhalb von ihr eine schmale, flache Nahtdepression; Spindel solid; Basis gewölbt; Mündung rundlich, hinten etwas zusammengedrückt, vorn mit einem schwachen Ausguß; Außenlippe scharf; Innenlippe etwas verdickt; Schalenoberfläche glatt.

Stückzahl: 8.

cf. **Ampullina pullula** Qu. var. **alsatica** Koken

Taf. 2, Fig. 16—18

1898. *Ampullina pullula* Qu. var. *alsatica* Koken[1]), Gastropoden süddeutsch. Muschelkalk. S. 22, Taf. 5 Fig. 10.

non 1906. *Ampullina* sp. cf. *Ampullina pullula* Qu. var. *alsatica* Koken bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 105.

Einige Exemplare aus dem unteren Wellenkalk der Beuthener Gegend stimmen recht gut mit den von Koken (l. c.) als *Ampullina pullula* Qu. var. *alsatica* bezeichneten Formen aus dem süddeutschen Muschelkalk überein. Ein kleiner Unterschied besteht insofern, als an den oberschlesischen Stücken eine schmale, sehr flache Nahtdepression vorhanden ist, die Koken bei seinen Exemplaren nicht erwähnt. Die vorliegenden Stücke zeigen daher etwas gegeneinander abgesetzte Umgänge.

Gehäuse ziemlich klein, niedrig kegelförmig, mit 4—5 stark gewölbten Umgängen; die ersten 4 Windungen allmählich anwachsend, letzte Windung plötzlich stark anschwellend, an der Mündung fast die doppelte Höhe der Spira erreichend; Gehäusewinkel 60°; Nähte vertieft, von einer schmalen, sehr flachen Nahtdepression begleitet, wodurch die Umgänge etwas gegeneinander abgesetzt erscheinen; Basisfläche gewölbt; Nabel schlitzförmig, teilweise durch die Innenlippe bedeckt; Mündung vorn gerundet, hinten etwas zusammengedrückt; Außenlippe scharf; Oberfläche mit sehr feinen, schwach ∫-förmig gebogenen Anwachsstreifen bedeckt.

Stückzahl: 5.

Amauropsis silesiaca Alhlburg sp.

Taf. 2, Fig. 21—24

1906. *Ampullaria silesiaca* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 35, Taf. 1 Fig. 12.

---

[1]) Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. Abh. zur Geol. Spezialkarte von Elsaß Lothringen. N. F., Heft 2.

1906. *Coelostylina* sp. nov. cf. *Ptychostoma Santae Crucis* Laube bei Ahlburg, ebenda. S. 35, Taf. 1 Fig. 11.
1906. *Coelostylina* cf. *gregaria* v. Schloth. sp. bei Ahlburg, ebenda. S. 34, Taf. 1 Fig. 14.

Gehäuse niedrig kegelförmig, mit 4—5 gleichmäßig gewölbten Umgängen; Höhe der Spira wechselnd; Gehäusewinkel der letzten Umgänge 75—80°, der ersten Umgänge etwas größer; Windungen im Innern nicht resorpiert; Nähte vertieft; Mündung oval, ganzrandig; Außenlippe scharf; Innenlippe etwas schwielig verdickt; Nabel schlitzförmig; Schalenoberfläche mit feinen, in der Regel nur mit der Lupe wahrnehmbaren ≀-förmig geschwungenen Anwachsstreifen versehen.

A. silesiaca ist mit *Amauropsis Santae Crucis* Laube sp. aus dem Heiligen Kreuzer Schichten von St. Cassian nahe verwandt, von der sie sich im wesentlichen nur durch die weniger spitze Spira unterscheidet.

Sie kommt sehr häufig in den Rötdolomiten, seltener in den Rötkalken Oberschlesiens vor. Dagegen scheint sie nicht bis in den unteren Wellenkalk hinauf zu gehen.

Stückzahl: 17.

cf. **Amauropsis (Prostilifer) paludinaris** Münster sp.

Taf. 2, Fig. 20

1892. *Amauropsis (Prostylifer) paludinaris* Münster sp. bei Kittl, Gastropoden St. Cassian. S. 92, Taf. 8 Fig. 10—16.

Eine Hohlform aus den Diploporendolomiten von Granietz stimmt mit der von Kittl (l. c.) auf Taf. 8, Fig. 11 abgebildeten Form aus den Stuoresmergeln von St. Cassian gut überein. Der letzte Umgang, welcher höher als die spitzwinkelige Spira ist, erscheint wie bei vielen St. Cassianer Formen seitlich etwas abgeplattet im Gegensatz zu den älteren Windungen, die stark gewölbt sind.

Amauropsis sp.

Taf. 2, Fig. 19

1906. *Ampullina* sp. cf. *Ampullina pullula* Qu. var. *alsatica* Koken bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 105.

Aus den Diploporendolomiten von Granietz erwähnt Ahlburg eine Form als *Ampullina* sp. cf. *A. pullula* var. *alsatica* Koken, die m. E. n. wohl richtiger zu *Amauropsis* zu stellen ist. Eine gewisse Ähnlichkeit ist mit *Amauropsis Santae Crucis* aus den Heiligenkreuzer Schichten von St. Cassian vorhanden. Weitere Betrachtungen über die Stellung des Stücks sind zwecklos, weil die Mündung nicht zu beobachten ist.

Gehäuse niedrig kegelförmig, mit 5 stark gewölbten Umgängen; Schlußwindung etwas höher als die Spira; Naht vertieft; Anwachsstreifen schwach ≀-förmig gebogen, nach vorn gezogen.

Pyramidellidae Gray

Loxonema (Zygopleura) noduliferum Dkr. sp.

Taf. 2, Fig. 28 u. 29

1851. *Turbonilla nodulifera* Dkr., Mollusken[1]). S. 306, Taf. 35 Fig. 22.
1865. *Turritella nodosoplicata* Münster bei Eck, Muschelkalk Oberschlesien. S. 103.

[1]) Dunker, Über die im Muschelkalk von Oberschlesien bis jetzt gefundenen Mollusken. Palaeontographica Bd. 1.

Die vorliegende Art ist die häufigste der quergerippten Loxonomen im oberschlesischen Muschelkalk. Sie wurde zuerst von Dunker als *Turbonilla nodulifera* beschrieben und später fälschlicherweise von Eck mit *Turritella nodosoplicata* Münster vereinigt.

Gehäuse hochkegelförmig, mit höchstens 9 dachförmig abgeflachten, quergerippten Umgängen; Gehäusewinkel der letzten Windungen 18—19°, der Anfangswindungen manchmal etwas größer, wodurch die Form dann schwach pupoid erscheint; Umgänge fast doppelt so hoch als breit, mit 9 kräftigen Rippen versehen, die bis unmittelbar an die Nähe reichen und dort in je einen Knoten endigen; Naht deutlich eingeschnitten; Basis ungenabelt, flach gewölbt, skulpturlos.

Loxonema noduliferum Dkr. steht der mitteldeutschen *L. rectecostatum* E. Pic. ziemlich nahe. Beide unterscheiden sich aber, wie dies bereits Picard hervorhebt, hauptsächlich in der Querskulptur. Bei *L. rectecostatum* fehlen die Knoten auf den Rippen, die *L. noduliferum* sein charakteristisches Gepräge verleihen. *L. granietzense* Ahlb. hat einen größeren Gehäusewinkel aber die gleiche Rippenskulptur wie *L. rectecostatum*. Von den alpinen Arten erscheint ihm *L. tenue* am nächsten verwandt, obgleich der kleinere Gehäusewinkel und die z. T. ≀-förmig geschwungenen Querrippen es ohne weiteres von der oberschlesischen Art unterscheiden.

Vorkommen: nicht selten in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz. Eck erwähnt sie ferner noch aus den Oberen Karchowitzer Schichten von Laband und Tarnowitz, sowie aus den Diploporendolomiten von Miechowitz.

Stückzahl: 6.

Loxonema (Zygopleura) granulosum n. sp.

Taf. 2, Fig. 33

Es liegt nur ein einziges gut erhaltenes Exemplar aus dem Horizont der Konglomeratbänke des Unteren Wellenkalks von Chorzow vor.

Gehäuse klein, spitz, hochkegelförmig, mit 7 flach gewölbten Windungen; Gehäusewinkel 28°; Höhe des Gehäuses 4 mm; Breite des letzten Umganges 1,4 mm; Umgänge knapp $1^1/_2$ Mal so breit als hoch, mit etwa 8 sehr flachen Rippen verziert, die sich über der Naht knotenartig verdicken; Naht sehr seicht; Außenlippe scharf; Anwachsstreifen schwach ≀-förmig gebogen.

Loxonema granulosum besitzt unter den bekannten skulpturierten *Loxonema*-Arten keine näheren Verwandten. Am meisten erinnert es an *Loxonema granietzense* Ahlburg, das einen ungefähr gleich großen Gehäusewinkel und ähnlich schwache Rippenskulptur besitzt. *L. granietzense* ist aber viel größer als jenes, auch fehlen ihm die Knoten auf den Rippen, die *L. granulosum* sein charakteristisches Gepräge verleihen.

Loxonema (Zygopleura) nitidum n. sp.
Taf. 2, Fig. 31

Es liegt ein Exemplar aus den Diploporendolomiten von Miechowitz vor.

Gehäuse turmförmig, fast zylindrisch, mit 7 schwach gewölbten Umgängen; Gehäusewinkel 6°; Höhe des Gehäuses 8 mm; Breite des Basisumgangs 2,2 mm; Verhältnis von Höhe und Breite der Umgänge wie 4:5; auf der Außenseite der Windungen feine, gleichartige, gerade Querrippen, die von Naht zu Naht laufen; Naht seicht, scharf eingerissen; Basis gewölbt.

Loxonema nitidum ist mit *Loxonema constans* Joh. Böhm sehr nahe verwandt. Insbesondere stimmen die Wachstumsverhältnisse der Windungen bei beiden Arten gut miteinander überein. Der Hauptunterschied indessen liegt in der Querskulptur der Umgänge, die bei *L. constans* so kräftig ist, daß J. Böhm sie sogar mit derjenigen von *Loxonema tenue* Münster sp. verglich. An dem vorliegenden Stück ist sie dagegen so fein, daß sie kaum hervortritt. Ferner fehlt *L. nitidum* jede Andeutung von Spiralskulptur, die an manchen Exemplaren der *Marmolata*-Form vorhanden zu sein scheint.

Loxonema (Zygopleura) tenuicostatum n. sp.
Taf. 2, Fig. 32

Es liegt nur ein einziges, aber gut erhaltenes Exemplar vor, das m. E. n. zur Aufstellung der Art vollkommen ausreicht.

Gehäuse turmförmig; Höhe der 13 Umgänge 12,7 mm; Durchmesser des Basisumgangs 3,5 mm; Gehäusewinkel 15°; Umgänge nahezu doppelt so breit wie hoch, an der Apikalseite abgeflacht, mit zahlreichen, bis zur Naht reichenden, schwachen Querrippen bedeckt, die auf den ersten Windungen besonders deutlich hervortreten, später aber an Schärfe allmählich verlieren; Naht seicht; Basis schwach gewölbt, ungenabelt, mit einer stumpfen Kante gegen den apikalen Teil des letzten Umganges abgesetzt; Mündung oval, vorn rund, mit einem schwachen Ausguß, hinten winklig; Außenlippe scharf; Innenlippe ein wenig verdickt; äußere Schalenoberfläche mit feinen, geraden Anwachsstreifen bedeckt, die namentlich auf der Basis gut zu beobachten sind.

Loxonema tenuicostatum besitzt keine näheren verwandtschaftlichen Beziehungen zu anderen bekannten, gerippten Loxonemen der Trias. *Loxonema rectecostatum* E. Picard hat viel kräftigere, aber weniger zahlreichere Rippen auf den Umgängen als *L. tenuicostatum*. Auch *Katosira solitaria* E. Philippi und das alpine *L. artecostatum* Münster sp. weichen von ihm recht wesentlich in der Berippung ab. Die meiste Ähnlichkeit mit ihm besitzt *Loxonema granietzense* Joh. Ahlburg, welches die gleiche Berippung der letzten Umgänge aufweist wie die vorliegende Form. Dagegen ist die Berippung der ersten Umgänge wesentlich gröber und der Gehäusewinkel um 5° größer als bei *L. tenuicostatum*.

Vorkommen: im erzführenden Dolomit von Tarnowitz.

Loxonema (Zygopleura) granietzense Ahlburg

Taf. 2, Fig. 30

1906. *Loxonema granietzense* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 105, Taf. 4 Fig. 2.

Diese Art ist bisher nur in den Diploporendolomiten von Granietz gefunden worden. Ahlburgs Beschreibung der Art ist nichts weiter hinzuzufügen.

Stückzahl: 3.

Loxonema Sophiae n. sp.

Taf. 2, Fig. 34

Es liegt ein gut erhaltener Abdruck aus den Diploporendolomiten von Kamin bei Beuthen vor.

Gehäuse kegelförmig, mit 7 sehr flach gewölbten Umgängen; Gehäusewinkel 24°; Höhe des Gehäuses 12,6 mm; Breite des letzten Umganges 5,4 mm; Windungen etwa doppelt so breit wie hoch; Oberrand der Umgänge leicht eingekerbt, wodurch unter der Naht eine knotenähnliche Verzierung entsteht; Naht seicht; Basis kegelförmig, an einer stumpfen Kante gegen den seitlichen Teil des letzten Umganges abgesetzt.

Nähere Verwandte dieser Art sind weder aus dem deutschen, noch aus dem alpinen Muschelkalk bekannt geworden.

Loxonema loxonematoides Giebel sp.

1901. *Loxonema loxonematoides* Giebel sp. bei E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 507, Taf. 12 Fig. 13.

Diese Art findet sich in allen Horizonten des Unteren Wellenkalks, und zwar in den jüngeren Schichten etwas häufiger als in den älteren.

Stückzahl: 9.

Loxonema Mestwerdti n. sp.

Taf. 2, Fig. 39 u. 40

Gehäuse klein, spitz turmförmig, mit mindestens 9 stark gewölbten Umgängen; Gehäusewinkel 12—14°; Umgänge etwa $1^1/_2$ Mal so breit wie hoch; Naht vertieft; Basis gewölbt; Schalenoberfläche glatt; Mündung unbekannt.

Loxonema Mestwerdti besitzt mit *Loxonema subvariabile* Kittl aus den Esinokalken in der Wölbung der Umgänge manche Ähnlichkeit, weicht aber vor allem in der Größe des Gehäusewinkels, der bei *L. subvariabile* etwa 21° beträgt, von jenem ab.

Vorkommen: vereinzelt in den Diploporendolomit von Granietz.

Stückzahl: 3.

cf. Chemnitzia Hehlii Zieten sp.

1906. cf. *Chemnitzia Hehlii* Zieten sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 108.

Ahlburg verglich mit *Chemnitzia Hehlii* Zieten sp. einen Steinkern aus den Diploporendolomiten von Granietz, der die für die Art typische, abgeplattete Außenseite der letzten Windungen zeigt. Für eine sichere Bestimmung reicht das Exemplar infolge seiner schlechten Erhaltungsweise nicht aus. Andere Stücke der Art sind mir aus Oberschlesien nicht bekannt geworden.

Spirostylus columnaris Münster sp.

Taf. 2, Fig. 41

1894. *Spirostylus columnaris* Kittl, Gastropoden St. Cassian. S. 217, Taf. 7 Fig. 8—10.

Diese hochgewundene Cassianer Form liegt auch in einem Exemplar aus den Diploporendolomiten von Tarnowitz vor. Da sie nur als Steinkern erhalten ist, erscheinen ihre Gewindenähte tiefer eingeschnitten als bei den von Kittl abgebildeten Schalenexemplaren.

Spirostylus subcolumnaris Münster sp.

Taf. 2, Fig. 37 u. 38

1899. *Spirostylus subcolumnaris* Münster sp. bei Kittl, Gastropoden Esinokalk. S. 102, Taf. 12 Fig. 1—4.

Die aus Oberschlesien bekanntgewordenen Exemplare dieser Art haben die gleiche beträchtliche Veränderlichkeit in der seitlichen Wölbung der Umgänge wie die alpinen Vertreter. Die ersten Windungen sind stets seitlich abgeflacht. Eine mehr oder minder starke Wölbung der Umgänge und die damit Hand in Hand gehende Vertiefung der Nähte treten erst auf den letzten Umgängen hervor.

Vorkommen: vereinzelt in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz.

Stückzahl: 3.

Spirostylus extractum n. sp.

Taf. 2, Fig. 35 u. 36

Gehäuse hoch turmförmig, fast zylindrisch; Naht sehr seicht; Umgänge nur wenig breiter als hoch, an der Apikalseite vollkommen abgeflacht; Basis kegelförmig, anscheinend ungenabelt, mit einer scharfen Kante gegen den Apikalteil des letzten Umganges abgesetzt; Mündung oval, vorn rund, hinten winkelig; äußere Schalenoberfläche glatt.

Spirostylus extractum ist mit *Sp. Beneckei* Kittl von St. Cassian nahe verwandt. *Sp. Beneckei* besitzt aber deutliche Nahtdepressionen und eine Spiralstreifung auf der Basis, die der vorliegenden Art fehlen.

Vorkommen: in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz.

Stückzahl: 2.

Trypanostylus Haueri Giebel sp.

Taf. 2, Fig. 42

1901. *Trypanostylus Haueri* Giebel sp. bei E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 521, Taf. 13 Fig. 10.

Diese hauptsächlich im mitteldeutschen Muschelkalk auftretende Art ist bisher aus der oberschlesischen Trias noch nicht erwähnt worden, obwohl sie auch dort zu den häufiger vorkommenden hochgewundenen Formen gehört. Sie findet sich bereits vereinzelt in den obersten Rötkalken und wird schon in der untersten Wellenkalkschichten ziemlich häufig. Im erzführenden Dolomit und in den entsprechenden Äquivalenten wurde sie nicht beobachtet, dagegen liegen aus den Diploporendolomiten wiederum mehrere Exemplare vor.

Stückzahl: 12.

Trypanostylus Koninckı Münster sp.

Taf. 3, Fig. 1, 2, 4, 5, 6

1894. *Eustylus Koninckı* Münster sp. bei Kittl, Gastropoden St. Cassian. S. 113, Taf. 6 Fig. 39–47.

Die hierzu gehörigen Formen besitzen als Hauptmerkmal ebenso wie die St. Cassianer Formen eine starke individuelle Ausbildung des Gehäuses.

Gehäuse turmförmig mit zahlreichen Windungen. Ein besonders großes Exemplar läßt bei 22 mm Höhe und 4,5 mm Breite der letzten Windung 17 Umgänge erkennen. Gehäusewinkel zwischen 10 und 16°; Umgänge fast doppelt so breit wie hoch, an der Außenseite abgeflacht; Naht seicht; Spindel hohl; Nabel an jüngeren Formen offen, an älteren geschlossen; Mündung rhomboidisch, vorn und hinten zugespitzt; Basis flach kegelförmig, etwas gewölbt, bei jüngeren Formen stumpfkantig begrenzt, bei älteren Exemplaren ohne scharfe Kante in die abgeflachte Außenseite übergehend; Schalenoberfläche mit feinen Anwachsstreifen versehen, die auf den letzten 4 Windungen ≀-förmig geschwungen sind.

Der Hauptunterschied zwischen den St. Cassianer und den oberschlesischen Formen besteht darin, daß die letzten Umgänge der alpinen Exemplare in der Regel stärker gewölbt erscheinen, als dies bei den schlesischen Formen gewöhnlich der Fall zu sein pflegt. Da diese Art aber in anderer Beziehung ziemlich stark variiert, trage ich kein Bedenken die vorliegenden Stücke hier einzureihen.

Vorkommen: häufig im erzführenden Dolomit von Tarnowitz, selten im Diploporendolomit von Granietz.

Stückzahl: 13.

Trypanostylus n. sp.

Taf. 2, Fig. 43

Aus den Diploporendolomiten von Repten liegt der Abdruck eines turmförmigen Gehäuses vor, das einen Apikalwinkel von nur 4° besitzt. Da Mündung und Basis nicht erhalten sind, mußte von der Aufstellung einer neuen Art Abstand genommen werden.

Gesamthöhe der vorhandenen 10 Umgänge 7,6 mm; Breite des letzten Umganges 1,7 mm; Verhältnis von Höhe und Breite der letzten Windungen 2:3, der ersten Windungen etwas kleiner; Umgänge flach gewölbt; Schalenoberfläche glatt.

Trypanostylus pseudoscalatum n. sp.

Taf. 3, Fig. 3, 7, 8, 9

Gehäuse hoch kegelförmig; 7—8 Umgänge vorhanden, die anfänglich nur halb so hoch als breit sind, dann aber etwas an Höhe zunehmen; Windungen an der Apikalseite stark abgeflacht; Gehäusewinkel der ersten Windungen 20—30°, der letzten Windungen 18—20°, wodurch das Gehäuse etwas pupoid erscheint; Basis schwach gewölbt, genabelt, mit einer Kante gegen den apikalen Teil des letzten Umganges abgesetzt; Mündung rhomboidisch; Außenlippe scharf; Innenlippe ein wenig verdickt; Schalenoberfläche mit feinen ≀-förmig geschwungenen Anwachsstreifen versehen.

Vorkommen: nicht selten im ganzen Unteren und Oberen Wellenkalk.

Stückzahl: 6.

Trypanostylus Picardi n. sp.

Taf. 3, Fig. 10

Es liegt nur ein einziges, aber gut erhaltenes Gehäuse aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz vor, das indessen zur Definition der Art ausreicht.

Gehäuse turmförmig mit 17 Windungen; Höhe des Gehäuses 25 mm; Durchmesser des letzten Umganges 4,9 mm; Gehäusewinkel 16°; Umgänge an der Apikalseite abgeflacht, reichlich $1^1/_2$ Mal so hoch wie breit; Naht sehr seicht; Basis flach gewölbt, ungenabelt; Mündung oval, hinten winkelig.

Die vorliegende Form ist mit *Trypanostylus Koninckı* Münster sp. sehr nahe verwandt. Beide Arten unterscheiden sich aber in der Ausbildung der Basis, da *T. Koninckı* stets deutlich genabelt, das vorliegende Exemplar dagegen ungenabelt ist.

Trypanostylus silesiacum n. sp.

Taf. 3, Fig. 12

Es liegt nur ein einziges Exemplar aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz vor. Es ist gut erhalten, nur an der Mündung ein wenig beschädigt. Das Stück wurde vorläufig wegen des steil gewundenen Gehäuses und seiner abgeflachten Basis bei der Gattung *Trypanostylus* untergebracht. Die merkwürdigen Wölbungsverhältnisse der Umgänge dürften indessen die Aufstellung einer neuen Gattung rechtfertigen. Ich habe aber davon abgesehen, weil mir die Aufstellung einer neuen Gattung auf Grund eines einzigen Exemplars untunlich erscheint.

Gehäuse turmförmig, fast zylindrisch, aus zahlreichen, langsam an Höhe zunehmenden Umgängen gebildet; Gehäusewinkel etwa 8°. Die starke Wölbung der ersten Umgänge nimmt bei den jüngeren Windungen allmählich ab und ist bei den letzten Umgängen nahezu vollkommen verschwunden. Dementsprechend verflacht sich auch nach und nach die anfänglich tief eingeschnittene Gewindenaht; Höhe der vorhandenen 11 Windungen 11,3 mm; Breite des letzten Umganges 2,4 mm; Basis abgeflacht, fein genabelt; Mündung so hoch wie breit, hinten zusammengedrückt; Schalenoberfläche glatt.

Trypanostylus erectum n. sp.

Taf. 3, Fig. 13

Es liegt ein nahezu vollkommener Abdruck aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz vor.

Gehäuse hoch kegelförmig, aus 7 mäßig stark gewölbten Umgängen bestehend; Naht vertieft; Gehäusewinkel 20°; Höhe und Breite der Umgänge betragen:

h = 10,0	7,5	5,7	4,1	3,1	2,5	2,0
b = 14,5	10,5	7,5	6,0	4,0	3,0	2,8

Schalenoberfläche scheinbar vollkommen glatt.

Von *Trypanostylus Haueri* unterscheidet sich die vorliegende Art durch die viel höheren Umgänge und den kleineren Gehäusewinkel.

Trypanostylus ascendens Joh. Böhm

Taf. 3, Fig. 11

1899. *Trypanostylus ascendens* Joh. Böhm bei Kittl, Gastropoden Esinokalk. S. 99.

Zu dieser Art stelle ich 2 nicht ganz vollständige Stücke aus den erzführenden Dolomiten, bezw. den oberen Karchowitzer Schichten. Beide stimmen mit den bei Böhm (Palaeontographica, Bd. 42, Taf. 14, Fig 29) abgebildeten Formen überein, die auch Kittl als den Typus der Art ansieht.

Gehäuse turmförmig, mit etwa 8, mäßig hoch gewundenen Umgängen; Gehäusewinkel 20°; Schalenoberfläche mit feinen Anwachsstreifen bedeckt; Umgänge flach gewölbt; Naht seicht, Basis mäßig gewölbt, durchbohrt.

Trypanostylus n. sp.

Taf. 3, Fig. 14

Es liegen 6 Umgänge eines turmförmig gewundenen Gehäuses vor, das mit keiner bekannten *Trypanostylus*-Art Übereinstimmung zeigt. Zur Aufstellung einer neuen Art ist das Stück seiner fragmentarischen Beschaffenheit wegen nicht geeignet.

Gehäuse hoch turmförmig; Gehäusewinkel 15°; Umgänge flach gewölbt; Höhe und Breite der letzten 5 Umgänge betragen:

h =	4,1	3,4	2,8	2,0	1,7 mm
b =	6,7	5,0	4,0	3,2	2,4 »

Schalenoberfläche glatt.

Vorkommen: im erzführenden Dolomit von Tarnowitz.

Trypanostylus minor Kittl

Taf. 3, Fig. 15

1895. *Eustylus minor* Kittl bei Joh. Böhm, Gastropoden Marmolatakalk. S. 293, Taf. 15 Fig. 8.

1905. » » » » Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 114.

Bereits Ahlburg fand einige Exemplare der Art in den Diploporendolomiten von Granietz und erwähnt gleichzeitig, daß die oberschlesischen Stücke im allgemeinen etwas kleiner als die aus den *Marmolata*-Kalken seien. Mir liegt außerdem noch ein Exemplar aus dem Diploporendolomit von Tarnowitz vor, das ebenfalls zu den gedrungenen Formen gehört und vollkommen mit den bei Böhm unter 8c und 8d abgebildeten Stücken übereinstimmt.

Stückzahl: 3.

Trypanostylus gracile n. sp.

Taf. 3, Fig. 17

Es liegt nur ein gut erhaltener Abdruck aus den Diploporendolomiten von Himmelwitz vor.

Gehäuse klein, spitz, etwas pfriemförmig mit 12 Windungen; Gehäusewinkel der letzten Umgänge 12°; Höhe der 12 Windungen

10,7 mm; Breite des Basisumgangs 1,4 mm; Verhältnis von Höhe und Breite der Umgänge ungefähr 3:5; Windungen sehr schwach gewölbt, an der Außenseite nahezu vollkommen abgeflacht; Naht flach, scharf eingeschnitten; Basis gewölbt, genabelt; Mündung unbekannt; Schalenoberfläche glatt.

Trypanostylus gracile ist sehr nahe verwandt mit *T. minor* Kittl, von dem es sich im wesentlichen nur durch ein etwas anderes Verhältnis von Höhe zu Breite der Umgänge unterscheidet.

Trypanostylus modestum n. sp.

Taf. 3, Fig. 16

In den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschütz kommen kleine *Trypanostylus*-Formen vor, die sich schon wegen ihrer geringen Größe von den bekannten Arten unterscheiden.

Gehäuse klein, hoch kegelförmig; Umgänge sehr flach gewölbt, mindestens doppelt so breit als hoch; Naht kaum vertieft; etwa 9 Windungen auf 4 mm Höhe, bei einem Durchmesser des letzten Umganges von ca. 1 mm; Basis gewölbt; Nabel durch die Innenlippe der Mündung geschlossen; Mündung rundlich, vorn etwas winklig; Außenlippe scharf; Windungen mit kräftigen Anwachsstreifen bedeckt.

Die vorliegende Art gehört in die Verwandtschaft des *Eustylus aequalis* Joh. Böhm, mit dem sie in den Wachstumsverhältnissen des Gehäuses viel Ähnlichkeit besitzt. Sie unterscheidet sich aber von der *Marmolata*-Form vornehmlich durch ihre geringere Größe.

Stückzahl: 3.

Omphaloptycha gregaria v. Schloth. sp. typus

1901. *Omphaloptycha gregaria* Picard, Trias-Glossophoren. S. 510, Taf. 12 Fig. 14.
1906. *Coelostylina gregaria* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 111.

Diese wohlbekannte Art der deutschen Trias kommt auch in Oberschlesien vor. Sie tritt zum ersten Mal in den Pecten- und Dadocrinuskalken des Unteren Wellenkalkes auf, wo sie auch ihre Hauptverbreitung erlangt. In der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks nimmt sie an Häufigkeit ab und scheint im erzführenden Dolomit und in den entsprechenden Äquivalenten der Schaumkalkzone gänzlich zu fehlen. Dagegen findet sie sich wieder, wenn auch sehr vereinzelt, in den Diploporendolomiten des Mittleren Muschelkalks.

Stückzahl: 12.

Omphaloptycha gregaria var. **extensa** E. Picard

1901. *Omphaloptycha gregaria* var. *extensa* E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 512, Taf. 12 Fig. 16.
1906. *Coelostylina gregaria* var. *extensa* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S 111.
1906. » *turris* Giebel sp. bei Ahlburg, ebenda. S. 112.

Diese Varietät der *O. gregaria* ist ziemlich selten und liegt nur in 3 Exemplaren vor, von denen 2 aus dem Unteren Wellenkalk stammen. Das dritte wurde in den Diploporendolomiten von Granietz gefunden und von Ahlburg s. Z. zu *Omphaloptycha turris* Giebel gestellt.

Omphaloptycha gregaria var. lata E. Picard

1901. *Omphaloptycha gregaria* var. *lata* E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 513, Taf. 13 Fig. 1.

1906. *Coelostylina gregaria* var. *lata* E. Picard bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 112.

Vorkommen wie *O. gregaria* typus.

Stückzahl: 15.

Omphaloptycha Schüttei Giebel sp.

Taf. 3. Fig. 18—20

1901. *Omphaloptycha Schüttei* Giebel sp. bei E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 516, Taf. 13 Fig. 4.

Vorkommen: vereinzelt in allen Schichten des Unteren Wellenkalks, selten im erzführenden Dolomit von Tarnowitz.

Stückzahl: 8.

Omphaloptycha Kneri Giebel sp.

Taf. 3, Fig. 21—24

1901. *Omphaloptycha Kneri* Giebel sp. bei E. Picard, Trias-Glossophoren. S. 517, Taf. 13 Fig. 5.

Diese Art ist in Oberschlesien bisher nur im Unteren Wellenkalk gefunden worden. In Mitteldeutschland tritt sie dagegen ausschließlich im Oberen Wellenkalk (Terebratelzone) auf.

Stückzahl: 9.

Omphaloptycha rhenana Koken

Taf. 3, Fig. 25

1898. *Coelostylina rhenana* Koken, Gastropoden süddeutsch. Muschelkalk. S. 38, Taf. 6 Fig. 1 u. 2.

Während diese Art in Westdeutschland nur im Oberen Muschelkalk auftritt, kommen in Oberschlesien typische Vertreter davon nur im Unteren Wellenkalk vor.

Ahlburg stellte hierzu auch einige kleine Formen aus dem Diploporendolomit von Granietz, die indessen etwas andere Wachstumsverhältnisse als die echte *Omphaloptycha rhenana* besitzen. Ich habe daher diese Formen als selbständige Art *O. submersa* aufgeführt.

Stückzahl: 16.

Omphaloptycha submersa n. sp.

Taf. 3, Fig. 26

1906. *Coelostylina* cf. *rhenana* Koken bei Ahlburg. Trias Oberschlesien. S. 112.

Gehäuse klein, spitz, kegelförmig mit 5 gewölbten Umgängen, die einen Gehäusewinkel von ungefähr 38° bilden; Umgänge doppelt so breit als hoch; Basis gewölbt; Nabel frei; Mündung unbekannt; Anwachsstreifen nicht beobachtet.

Ahlburg verglich die hierher gehörigen Formen mit *Omphaloptycha rhenana* Koken. Demgegenüber ist aber hervorzuheben, daß beide Arten namentlich in der Wölbung der Umgänge und den Wachstumsverhältnissen des Gehäuses recht erhebliche Unterschiede auf-

[1]) Koken: Beiträge zur Kenntnis der Gastropoden des süddeutschen Muschelkalks. Abh. d. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothr., N. F., Heft 2.

weisen. Eine Unterbringung der schlesischen Exemplare bei der Kokenschen Art erschien mir daher nicht zweckmäßig.

Vorkommen: im Diploporendolomit von Granietz.

Stückzahl: 2.

Omphaloptycha Schmidti n. sp.

Taf. 3, Fig. 27 u. 28

Aus dem Rötdolomit von Lendzin liegen 4 kleine Exemplare vor, die zweifellos alle derselben Art angehören. Indessen läßt nur ein einziges eine schmale Nabelritze erkennen. Die 3 übrigen scheinen ungenabelt zu sein. Ich halte es aber für wahrscheinlich, daß auch sie kleine Nabelspalten besessen haben, die nur infolge des ungünstigen Erhaltungszustandes gegenwärtig nicht mehr erkennbar sind. Daher trage ich kein Bedenken, diese Exemplare bei der Gattung *Omphaloptycha* unterzubringen, auf die auch sonst alle Merkmale hinweisen.

Gehäuse sehr klein, spitz kegelförmig, mit 5—6 allmählich an Breite zunehmenden, gewölbten, an der Außenseite etwas abgeplatteten Windungen; Gehäusewinkel 40°; Naht wenig vertieft; Mündung rundlich, vorn mit einem schwachen Ausguß; Außenlippe scharf; Innenlippe ganz wenig verdickt; Basis gewölbt; Nabelspalte sehr eng, an vielen Formen überhaupt nicht sichtbar; Schalenoberfläche scheinbar glatt.

O. Schmidti ist sehr nahe verwandt mit *Omphaloptycha Schaurothi* Koken aus dem Trochitenkalk von Marlenheim (Unter-Elsaß), mit der sie in der Größe des Gehäuses, im Gehäusewinkel, in den Wölbungsverhältnissen der Windungen, sowie in der Ausbildung der Mündung große Ähnlichkeit zeigt. Unterschiede bestehen in der Höhe des Gewindes, das bei *O. Schmidti* aus 5—6, bei *O. Schaurothi* aus 7 Umgängen besteht, ferner in der verschieden weiten Nabelung der Gehäuse. Von alpinen Arten kommen ihr wohl *O. Münsteri* Joh. Böhm aus den Marmolatakalken und *O. Waageni* Kittl am nächsten.

Omphaloptycha conica Münster sp.

Taf. 3, Fig. 29 u. 30

1894. *Coelostylina conica* Kittl, Gastropoden St. Cassian. S. 200, Taf. 5 Fig. 1—7.
1906. » » Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 112, Taf. 2 Fig. 10 non 9.

Ahlburg bildet als *O. conica* 2 verschiedene Formen ab, von denen ich die auf Taf. 2, Fig. 9 wiedergegebene nicht zu dieser Art rechne, sondern als selbständige Art anspreche, weil sie einen wesentlich kleineren Gehäusewinkel und auch andere Wachstumsverhältnisse als die echte *Omphaloptycha conica* besitzt.

Vorkommen: vereinzelt in den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz, sowie in den Diploporendolomiten von Granietz und Himmelwitz.

Stückzahl: 4.

Omphaloptycha Ahlburgi n. sp.

Taf. 3, Fig. 31—33

1906. cf. *Omphaloptycha infrastriata* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 114.

Gehäuse spitz kegelförmig, mit 6—7 gewölbten Umgängen; die

letzten Windungen meist etwas seitlich abgeplattet; Gehäusewinkel ca. 30°; Verhältnis von Höhe und Breite der Umgänge wie 1 : 2; Mündung vorn rund, hinten winkelig; Außenlippe scharf; Spindel hohl; Nabel teilweise durch die Innenlippe bedeckt; Basis stark gewölbt; Schalenoberfläche mit geraden, z. T. kräftigen Anwachsstreifen versehen.

Ahlburg verglich die hierher gehörigen Formen mit *Omphaloptycha infrastriata* Kittl. Dieser Ansicht vermochte ich mich jedoch nicht anzuschließen, da die schlesischen Formen doch recht erhebliche Unterschiede von der Kittlschen Art besitzen. Zum Beispiel besitzt *O. infrastriata* einen stumpfen Apex, eine vorn und hinten zusammengedrückte Mündung, eine anscheinend geschlossene Nabelfurche und ℓ-förmig gekrümmte Zuwachsstreifen, *O. Ahlburgi* dagegen einen spitzen Apex, eine vorn gerundete Mündung, eine deutlich genabelte Basis und gerade Anwachsstreifen.

Vorkommen: selten im Horizont der Konglomeratbänke des Unteren Wellenkalks von Radzionkau, vereinzelt in den Diploporendolomiten von Granietz.

Stückzahl: 4.

Omphaloptycha acuminata n. sp.

Taf. 3, Fig. 34—36

1906. cf. *Omphaloptycha pyramidata* Koken bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 113.

Gehäuse spitz, kegelförmig, mit 8—9 flach gewölbten Umgängen; Schlußwindung etwas seitlich abgeflacht; Verhältnis von Höhe und Breite der Umgänge etwa 1 : 2; die dazu an den letzten 4 Umgängen zweier Exemplare ermittelten Maße:

1.	h =	2,2	1,5	1,1	0,7 mm
	b =	4,0	2,9	2,2	1,8 mm
2.	h =	2,4	1,8	1,3	0,9 mm
	b =	4,6	3,3	2,6	1,8 mm

Gehäusewinkel zwischen 28° und 31°; Naht flach, scharf eingerissen; Basis flach kegelförmig, mit einer stumpfen Kante gegen den apikalen Teil des letzten Umganges abgesetzt; Schalenoberfläche scheinbar glatt; Mündung oval; Außenlippe scharf, dünn.

Ahlburg verglich die hierher gehörigen Formen mit *Omphaloptycha pyramidata* Koken. Es erscheint mir dies aber nicht zulässig, weil *O. pyramidata*, abgesehen von der wesentlich geringeren Größe, andere Wachstumsverhältnisse in der Gewindezunahme und daher auch einen um etwa 10° größeren Gehäusewinkel als *O. acuminata* aufweist. Dagegen besitzen *Omphaloptycha acuminata* und *O. Ahlburgi* gewisse verwandtschaftliche Beziehungen, die in der Größe, im äußeren Umriß und im Gehäusewinkel zum Ausdruck kommen. Beide weichen aber in der Art der Gewindezunahme und in der Wölbung der Windungen von einander ab.

Vorkommen: im Diploporendolomit von Granietz.

Stückzahl: 3.

Omphaloptycha Ecki n. sp.

Taf. 3, Fig. 37

1906. *Omphaloptycha conica* Ahlburg, Trias Oberschlesien. Taf. 2 Fig. 9 non 10.

Bei der Besprechung der *Omphaloptycha conica* Münster sp. hatte ich schon darauf hingewiesen, daß die bei Ahlburg, Taf. 2, Fig. 9, abgebildete Form nichts mit *O. conica* zu tun habe, sondern eine selbständige Art sei. Ich schlage für sie den Namen *Omphaloptycha Ecki* vor.

Gehäuse spitz, kegelförmig, mit 6 Umgängen; Gehäusewinkel 28°; Windungen gleichmäßig gewölbt; Höhe und Breite der letzten 4 Umgänge betragen:

b =	6,4	5,2	3,6	3 mm
h =	3,4	2,7	1,6	1 mm

Die Höhe der Umgänge nimmt also mit dem Wachstum der Schale allmählich zu; Basis gewölbt, kegelförmig, genabelt; Schalenoberfläche mit feinen, geraden Anwachsstreifen bedeckt.

Omphaloptycha Ecki ist mit *O. Ahlburgi* sehr nahe verwandt. Beide besitzen ungefähr die gleiche Größe und ein spitz kegelförmiges Gehäuse mit annährend demselben Apikalwinkel. Sie unterscheiden sich aber in der Wölbung der Umgänge und in der Art der Gewindezunahme. Auch *Omphaloptycha conica* Münster sp. steht der vorliegenden Art nahe. Sie besitzt aber einen größeren Gehäusewinkel (ca. 35°) als *O. Ecki* und stets etwas abgeplattete Umgänge.

Vorkommen: in den Diploporendolomiten von Granietz.

Omphaloptycha (?) parvula Dkr. sp.

1851. *Turbonilla parvula* Dunker, Mollusken Oberschlesien. S. 305, Taf. 35 Fig. 23, 24.
1861. » » Dunker bei Eck, Muschelkalk Oberschlesien. S. 58.
1906. *Omphaloptycha (?) parvula* Dunker sp. bei Ahlb., Trias Oberschlesien. S. 67, Taf. 2 Fig. 6.

Diese Art stellte Dunker auf, ohne eine ausreichende Definition von ihr zu geben. Von den beiden Originalen Dunker's war nur noch dasjenige auffindbar, das er auf Taf. 35, Fig. 23 abgebildet hat. Es ist ein etwas verdrückter Steinkern, der weder für eine Gattungsbestimmung, noch für die Aufstellung einer neuen Art ausgereicht hätte. Aller Wahrscheinlichkeit nach bezieht sich das andere unter Fig. 24 wiedergegebene Stück ebenfalls auf einen Steinkern. Von jeher hat daher eine gewisse Unsicherheit über die Art geherrscht. So bildet z. B. Ahlburg als *Omphaloptycha* (?) *parvula* Stücke ab, die wegen ihres hochgewundenen Gehäuses ganz sicher nichts mit den von Dunker wiedergegebenen Formen zu tun haben. Aber auch bei Ahlburg sind die Originale so mangelhaft erhalten, daß eine sichere Gattungsbestimmung vollkommen unmöglich ist. In beiden Fällen handelt es sich um Formen aus dem Unteren Wellenkalk, wo die Versteinerungen meist sehr schlecht, und zwar überwiegend nur als Steinkerne erhalten sind. Ich schlage daher vor, die Art einzuziehen, da sie wissenschaftlich nicht genügend begründet ist, und eine nachträgliche Begründung wegen der mangelhaften Beschaffenheit des vorhandenen Originals ausgeschlossen erscheint.

Omphaloptycha gracillima Koken

Taf. 3, Fig. 38 u. 39

1898. *Omphaloptycha gracillima* Koken, Gastropoden süddeutsch. Muschelkalk. S. 36, Taf. 6 Fig. 6—8.
1906. cf. *Omphaloptycha gracillima* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 114.

Ahlburg stellte hierzu einige Formen aus den Diploporendolomiten von Granietz. Außerdem liegt noch ein Exemplar aus dem Unteren Wellenkalk von Chorzow vor, das zwar etwas größer ist als diejenigen aus den Diploporendolomiten, im übrigen aber recht gut mit den etwas gedrungeneren Formen dieser Art übereinstimmt.

Stückzahl: 3.

Omphaloptycha Stotteri Klippst. sp.

Taf. 3, Fig. 40 u. 41

1894. *Coelostylina Stotteri* Klippst. sp. bei Kittl, Gastropoden St. Cassian. S. 189, Taf. 5 Fig. 22—31.

Einige Formen aus dem Unteren Wellenkalk von Chorzow und Michalkowitz stimmen mit den von St. Cassian bekannt gewordenen Exemplaren dieser Art gut überein. Nur die Mündung erscheint bei den vorliegenden Stücken nicht so stark seitlich zusammengedrückt als bei den meisten alpinen Formen. Kittl unterschied neben der Hauptform noch 3 Varietäten, von denen *O. Stotteri* typus und var. *elongata* in mehreren Exemplaren vorliegen.

Stückzahl: 5.

Omphaloptycha Zitteli Joh. Böhm

Taf. 3, Fig. 44

1895. *Omphaloptycha Zitteli* Joh. Böhm, Gastropoden Marmolatakalk. S. 277.

Es liegt ein Abdruck aus dem Diploporendolomit von Repten vor, von dem 7 Umgänge erhalten sind. Er stimmt mit der von Böhm auf S. 277 gegebenen Abbildung von *Omphaloptycha Zitteli* (Textfig. 62) gut überein. Die ersten Anfangswindungen, sowie der letzte Umgang fehlen. Gehäusewinkel 20°. Windungen flach gewölbt; Naht wenig vertieft; äußere Schalenoberfläche mit sehr feinen, kaum sichtbaren Anwachsstreifen bedeckt. Die kräftige Anwachsstreifung des bei Böhm auf Tafel 14, Fig. 4 abgebildeten Bruchstücks fehlt der oberschlesischen Form. Indessen erscheint dies belanglos, da die Zugehörigkeit dieses Bruchstückes zu *Omphaloptycha Zitteli* von Böhm selbst als unsicher hingestellt wird.

Omphaloptycha Kittli n. nom.

Taf. 3, Fig. 42 u. 43

1899. *Omphaloptycha turris* Kittl, Gastropoden Esinokalk. S. 109, Taf. 12 Fig. 12—14.
1906. cf. *Eustylus Kokeni* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 114, Taf. 4 Fig. 4.

Das eine der beiden mir vorliegenden Stücke ist ein Fragment aus den Diploporendolomiten von Granietz, das Ahlburg bereits abbildete und mit *Eustylus Kokeni* verglich. Der scharfe treppenförmige Absatz der jüngeren Umgänge gegen die älteren, der am Original zu beobachten ist, aber in der Abbildung bei Ahlburg nicht scharf genug zum Ausdruck kommt, weist zweifellos auf die Gattung *Ompha-*

loptycha hin. Da Höhe und Breite der Umgänge mit denen der *Omphaloptycha turris* Stoppani aus den Esinokalken gut übereinstimmen, möchte ich das Stück bei dieser Art unterbringen. Dabei ist zu erwähnen, daß eine Neubenennung dieser Art aus folgenden Gründen erforderlich ist:

Der Name *Natica turris* wurde im Jahre 1856 von Giebel für Formen aus dem Muschelkalk von Lieskau angewendet, von denen E. Picard später zeigte, daß sie zu der von Ammon aufgestellten Gattung *Omphaloptycha* gehören. Im Jahre 1857 beschrieb Stoppani *Eulima turris* aus den Esinokalken, deren Zugehörigkeit zu *Omphaloptycha* Kittl im Jahre 1899 nachwies. Es liegen demnach für 2 verschiedene Arten gleiche Namen vor. Nach den Gesetzen der Altersvorherrschaft würde die Bezeichnung *Omphaloptycha turris* für die Giebel'sche Art beizubehalten sein, während die Stoppani'sche Art neu zu benennen wäre. Ich schlage für sie den Namen *Omphaloptycha Kittli* vor.

Vorkommen: im Diploporendolomit von Granietz.

Stückzahl: 2.

Coelochrysalis acuminata n. sp.

Taf. 3, Fig. 47

Das einzige vorliegende Stück wurde in den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschütz gefunden.

Gehäuse spitz, kegelförmig, schwach pupoid, mit 9 an der Außenseite nahezu vollkommen abgeflachten Umgängen; Windungen etwas mehr als doppelt so breit wie hoch; Gehäusewinkel 31°; Naht sehr seicht; Basis gewölbt, ziemlich weit genabelt; Mündung oval, vorn rund, hinten verengt, anscheinend mit einem schwach entwickelten Ausguß; Außenlippe scharf; Schalenoberfläche mit feinen, schwach ≀-förmig gebogenen Anwachsstreifen bedeckt.

Als verwandte Arten kommen *C. pyramidata* und *C. Lepsii* Joh. Böhm in Betracht. *C. acuminata* unterscheidet sich von diesen hauptsächlich darin, daß sie wesentlich höhere Umgänge als jene besitzt, wodurch auch sie an gewisse hochgewundene *Omphaloptycha*-Arten, z. B. an *C. Zitteli* Joh. Böhm erinnert.

Coelochrysalis (?) pyramidata n. sp.

Taf. 3, Fig. 45 u. 46

Gehäuse klein, kegelförmig, mit ca. 8 ganz flach gewölbten Umgängen; Verhältnis von Höhe und Breite der ersten Windungen wie 1 : 3, der beiden letzten wie 1 : 2,5; Gehäusewinkel 30°; Basis flach gewölbt, ziemlich eng genabelt; Mündung oval, vorn rund, hinten etwas verengt, scheinbar ohne Ausguß; Außenlippe scharf; Schalenoberfläche glatt.

Diese Art ist nur durch 2 Exemplare aus den oberen Karchowitzer Schichten von Tarnowitz vertreten. Sie gehört zur Gruppe der *Coelochrysalis Ammoni* Joh. Böhm, die durch das Fehlen des *Excavata*-Stadiums ausgezeichnet ist. Der Nabel ist im Vergleich zu anderen *Coelochrysalis*-Arten sehr eng, so daß man evtl. geneigt

sein könnte, sie dagegen bei *Omphaloptycha* unterzubringen. *Omphaloptycha* besitzt aber einen Nabel, der mehr oder weniger von der Innenlippe bedeckt wird, so daß man bei dieser Gattung in der Regel von einem schlitzförmigen Nabel spricht. Da nun der Nabel bei der vorliegenden Art vollkommen freiliegt, und auch sonst die geringe Höhe der Umgänge, der streng kegelförmige Umriß des Gehäuses, sowie das Fehlen des Ausgusses nicht auf *Omphaloptycha* hinweist, möchte ich diese Art vorläufig zu *Coelochrysalis* stellen.

cf. **Coelochrysalis Ammoni** Joh. Böhm

Taf. 3, Fig. 49 u. 50

1895. *Coelochrysalis Ammoni* Joh. Böhm, Gastropoden Marmolatakalk. S. 290, Taf. 9 Fig. 28.
1906. cf. » » Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 115, Taf. 3 Fig. 16.

Ahlburg stellte hierzu einige unvollständig erhaltene Exemplare aus den Diploporendolomiten von Granietz. Da neues Material nicht bekannt geworden ist, sei hiermit auf die Ausführungen Ahlburgs verwiesen.

Stückzahl: 3.

Undularia scalata v. Schloth. sp.

1901. *Undularia scalata* v. Schloth. sp. bei E. Picard, Glossophoren mitteldeutsch. Trias. S. 528, Taf. 14 Fig. 2.
1906. *Undularia scalata* Ahlburg, Trias Oberschlesien. Taf. 2 Fig. 8, non 7.

Diese Art ist in Oberschlesien bisher nur aus den Diploporendolomiten bekannt geworden. Bei Granietz kommt sie ziemlich häufig vor. Der Gehäusewinkel schwankt zwischen 26 und 34°. E. Picard führte für Formen mit einem Gehäusewinkel von ca. 28° den Namen

Undularia tenuicarinata

(Glossophoren der mitteldeutschen Trias, S. 529, Taf. 14 Fig. 5) ein, zumal dieser Art in Mitteldeutschland auch stratigraphische Bedeutung zukommt. Ferner gibt Picard als weiteres Merkmal von ihr eine etwas schwächere Ausbildung der Kiele zu beiden Seiten der Naht an. Bei den oberschlesischen Exemplaren tritt dieses Kennzeichen nicht in der Weise in Erscheinung. Der Kiel ist bald stärker, bald schwächer entwickelt und zwar an Exemplaren mit großem, ebenso wie an solchen mit kleinem Gehäusewinkel.

Stückzahl: 13.

Undularia (Toxoconcha) Brocchii Stoppani sp. typus Kittl

Taf. 3, Fig. 48

1899. *Undularia* (*Toxoconcha*) *Brocchii* (Stopp.) typus Kittl, Gastropoden Esinokalk. S. 163, Taf. 12 Fig. 17, 19, 22, 24.
1906. *Undularia scalata* Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 109, Taf. 2 Fig. 7.

Ahlburg betrachtete eine Form aus den Diploporendolomiten von Granietz als *Undularia scalata*, die einen Gehäusewinkel von nur 24° hatte, während die typische *U. scalata* nach Picard einen solchen von 32—36° besitzen soll. Auch die sonstigen Wachstumsverhältnisse des Gehäuses weichen erheblich von denen der *U. scalata* ab. Ich stelle das vorliegende Stück zu *Undularia Brochii* Stoppani sp. typus,

mit der es namentlich in bezug auf die Gewindezunahme und die Ausbildung der Mündung gute Übereinstimmung zeigt.

Protorcula brevis n. sp.

Taf. 3, Fig. 58

Gehäuse klein, turmförmig; Höhe der Umgänge anfänglich gering, dann schnell zunehmend, so daß die letzten 3 Umgänge annähernd $^2/_3$ der gesamten Schalenhöhe erreichen; Umgänge durch eine tiefe Naht voneinander getrennt; zu beiden Seiten der Naht ein deutlich abgesetzter Kiel; Skulptur an der äußeren Schalenoberfläche nicht erkennbar; Basis schwach gewölbt, ungenabelt; Zahl der Umgänge 6—7; einer Höhe von 3 mm entsprechen etwa 6—7 Umgänge.

Diese Art ist nahe verwandt mit *Protorcula lissotropis* E. Picard, von der sie sich hauptsächlich durch ihre geringere Höhe unterscheidet. Infolgedessen erscheint *Portorcula brevis* stets gedrungener als *P. lissotropis*, die nach Angaben Picards bei einer Höhe von $4^1/_2$ mm 9 Umgänge besitzt.

Mit *Protorcula excavata* Laube sp. von St. Cassian stimmt sie in den Wachstumsverhältnissen des Gehäuses überein. Sie unterscheidet sich aber von ihr durch die geringere Größe des Gehäuses und die abweichende Beschaffenheit der Nahtkiele.

Vorkommen: nicht häufig in dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz.

Stückzahl: 5.

Protorcula lissotropis E. Picard

1901. *Protorcula lissotropis* E. Picard, Glossophoren mitteldeutsch. Trias. S. 532, Taf. 13 Fig. 13.

Hierzu stelle ich ein Exemplar aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz, das 8 Umgänge besitzt und daher höher erscheint als die ihr verwandte *Protorcula brevis*.

Pustularia silesiaca n. sp.

Taf. 3, Fig. 51

Die Diploporendolomite von Groß-Dombrowka bei Beuthen haben die Hohlform einer *Pustularia* geliefert, die mit *Pustularia wengensis* Kittl von St. Cassian nahe verwandtschaftliche Beziehungen besitzt. Von dem Stück sind nur die letzten 7 Umgänge erhalten, die aber alle wesentlichen Merkmale der Art erkennen lassen.

Gewinde hoch turmförmig; Gehäusewinkel ca. 20^0; Höhe der vorvorhandenen 7 Umgänge 58 mm; Basisbreite des letzten Umganges 24,5 mm; zu beiden Seiten der Naht je eine wulstige Kante, von denen die untere etwas kräftiger als die obere ausgebildet ist; der zwischen ihnen liegende Teil der Umgänge konkav, was bei den letzten Umgängen mehr, als bei den ersten in Erscheinung tritt; auf den wulstigen Randkanten eines jeden Umgangs 14—18 kräftige Knoten; Basisseite flach gewölbt, mit einer undeutlichen Kante in der Nähe des Außenrandes; Naht vertieft; Mündung unbekannt.

Pustularia silesiaca gehört, wie schon oben angedeutet wurde, in

die nächste Verwandtschaft der *P. wengensis* Kittl, mit der sie die konkave Außenseite der Windungen und die Lage der Basiskante gemeinsam hat. Sie unterscheidet sich von ihr nur durch die kräftigere Knotenbildung und die etwas abweichenden Wachstumsverhältnisse bei der Gewindezunahme.

Pustularia acuticarinata n. sp.

1906. *Undularia* sp. cf. *Undularia dux* E. Picard bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 109, Taf. 14 Fig. 6.

Ahlburg erwähnt aus den Diploporendolomiten von Imielin und Granietz mehrere große Formen, die mit Ausguß eine Höhe von 15 cm besitzen. Er verglich sie mit *Undularia dux* E. Picard aus dem Schaumkalk der mitteldeutschen Trias. Sicherlich handelt es sich aber hier um Angehörige der verwandten Gattung *Pustularia*, mit der sie alle wesentlichen Merkmale gemeinsam haben. Es ist hierbei an die von Kittl vertiefte Definition dieser Gattung gedacht. Selbst die Querfalten auf den ersten Windungen scheinen vorhanden zu sein. So läßt z. B. auch das bei Ahlburg (l. c.) abgebildete Exemplar auf dem drittletzten Umgang auf das Vorhandensein von Querfalten schließen. An anderen Stellen sind sie wohl nur deshalb nicht sichtbar, weil die Innenwände der Abdrücke mit Kalkspat überzogen sind, der die Feinheiten der Skulptur verhüllt.

Gewinde hoch turmförmig; Gehäusewinkel der letzten Umgänge etwa 28°, der ersten Umgänge etwas kleiner; zu beiden Seiten der vertieften Naht zwei zugeschärfte, dicke wulstige Kanten, von denen die unmittelbar über der Naht gelegene kräftiger als die andere entwickelt ist; die ersten Windungen auf der Außenseite abgeflacht, die letzten schwach konkav; Anfangwindungen gelegentlich mit schwachen Querfältchen; Basis schwach gewölbt; Ausguß sehr lang.

Von der ihr nahe verwandten *Undularia dux* unterscheidet sie sich hauptsächlich durch die scharfen, hochgezogenen Randkanten, die bei *U. dux* mehr den Charakter von runden Wülsten haben.

Stückzahl: 3.

Rhabdoconcha Fritschi E. Picard

1901. *Rabdoconcha Fritschi* E. Picard, Glossophoren mitteldeutsch. Trias. S. 534, Taf. 14 Fig. 1.

1906. z. T. *Loxonema obsoletum* Zieten sp. bei Ahlburg, Trias Oberschlesien. S. 66.

Diese Form scheint in Oberschlesien auf den Unteren Wellenkalk beschränkt zu sein. Sie kommt dort namentlich im Horizont der Konglomeratbänke häufig vor. In den tieferen Wellenkalkschichten ist sie selten.

Zu *Rhabdoconcha Fritschi* gehören auch die von Ahlburg als *Loxonema obsoletum* bestimmten Formen aus dem Unteren Wellenkalk von Dzieckowitz und Jast.

Stückzahl: 10.

Cerithiidae Menke

Promathildia bolina Münster sp.

1894. *Promathildia Bolina* Münster sp. bei Kittl, Gastropoden St. Cassian. S. 236, Taf. 3 Fig. 6—9.

An einigen Exemplaren dieser Art sind die Kiele, die unter dem Lateralkiel liegen, sehr schwach entwickelt. Namentlich trifft dies für Formen aus dem Unteren Wellenkalk zu. Bisweilen sind auch die Nähte etwas tiefer als gewöhnlich eingeschnitten, wodurch einzelne Formen eine gewisse Ähnlichkeit mit *Promathildia Winkleri* Kittl. sp. erhalten.

Vorkommen: vereinzelt in den obersten Schichten des Unteren Wellenkalks, in den oberen Karchowitzer Schichten und den erzführenden Dolomiten.

Stückzahl: 3.

Promathildia tenuicarinata n. sp.

Taf. 3, Fig. 52 u. 53

Gehäuse sehr spitz, mit zahlreichen, steilen, meist undeutlich winkligen Umgängen; Windungen etwa doppelt so breit wie hoch, bisweilen mit einem feinen Lateralkiel versehen; Gehäusewinkel ca. 12°; Basis gewölbt; Mündung unbekannt.

Diese Art ist mit *Promathildia bolina* Münster sp. sehr nahe verwandt. Letztere besitzt aber unter dem stets kräftig entwickelten Lateralkiel noch 1—2 weitere Kiele, die *Pr. tenuicarinata* stets fehlen.

Vorkommen: vereinzelt im Diploporendolomit von Granietz und Laband.

Stückzahl: 3.

Promathildia pulchra n. sp.

Taf. 3, Fig. 56

Es liegt ein gut erhaltener Abdruck aus den Diploporendolomiten von Himmelwitz vor.

Gehäuse hoch kegelförmig, mit 9 winkeligen Umgängen; Höhe des Gehäuses 6,5 mm; Breite des letzten Umganges 2,6 mm; Höhe und Breite der Umgänge verhalten sich wie 2:3; Gehäusewinkel 18°; jeder Umfang mit ungefähr 10 ſ-förmig geschwungenen Rippen verziert, die sich in der Mitte und unmittelbar unter der Naht zu dornenähnlichen Knoten verdicken; Lateralknoten besonders kräftig entwickelt; auf den Umgängen 4 Spiralkiele; der erste unmittelbar unter der Naht in der Reihe der Nahtknoten, der zweite und stärkste als Lateralkiel auf der Kante der Umgänge, darunter noch 2 schwächere Längskiele auf der Basisseite der Windungen; Basis gewölbt.

Promathildia pulchra gehört zur Gruppe der *P. biserta* Münster sp. und steht dort *P. subcancellata* Münster sp. und *P. crenata* Münster sp. besonders nahe. Sie unterscheidet sich aber von ihnen hauptsächlich in der Querskulptur der Umgänge, da bei den Cassianer Arten die Querrippen viel feiner sind und dichter gedrängt stehen als bei der vorliegenden Art.

Promathildia nympha n. sp.

Taf. 3, Fig. 54

Gehäuse sehr spitz turmförmig mit zahlreichen, steilen, stark gewölbten Umgängen, die etwa $1^1/_2$ Mal so breit wie hoch sind; auf jedem Umgang 6—8 kurze Querrippen, die sich in der Mitte zu

Knoten verdicken, aber nicht bis zur Naht reichen, sondern nur vereinzelt mit feinen Fortsätzen über die ganze Windung hinweggehen; schwache Andeutungen eines Lateralkiels bei einzelnen Formen vorhanden; Naht vertieft; Basis flach kegelförmig, genabelt; Mündung unbekannt.

Vorkommen: nicht selten in den Diploporendolomiten von Grabowietz Mühle bei Mikultschütz.

Stückzahl: 2.

Promathildia elegans n. sp.

Taf. 3, Fig. 55

Es liegt eine gut erhaltene Hohlform aus den Diploporendolomiten von Grabowietz Mühle bei Mikultschütz vor.

Gehäuse spitz turmförmig, fast zylindrisch, mit 10 steilen Umgängen von zusammen 6 mm Höhe; Breite des letzten Umganges 1,2 mm; Windungen etwas breiter als hoch, scharf winkelig, mit einer etwas unter der Mitte gelegenen, gekielten Kante, auf der ca. 8 kräftige Knoten pro Umgang liegen; Naht vertieft; Basis flach kegelförmig, genabelt; Mündung unbekannt.

Fusidae Tyron

Fusus (?) praecursor n. sp.

Taf. 3, Fig. 57

Aus den erzführenden Dolomiten von Tarnowitz liegen mir 2 Exemplare vor, die ich infolge ihres langen, geraden Ausgusses vorläufig zur Gattung *Fusus* stelle. Da die Innenlippe an beiden Stücken nicht sichtbar ist, konnte über ihre generische Stellung nicht endgültig entschieden werden.

Gehäuse ziemlich klein, hoch gewunden, mit etwa 8 Umgängen; Gehäusewinkel 30°; alle Windungen, ausgenommen die letzte, mit einer median gelegenen, scharfen Kante versehen, an der der apikale und basale Teil der Umgänge dachförmig zu den vertieften Nähten einfallen; letzter Umgang gewölbt, rasch an Höhe zunehmend, ohne laterale Kante; Mündung oval, mit einem langen, geraden Ausguß; Schalenoberfläche glatt.

Verwandte Formen dieser Art sind bisher nicht bekannt geworden.

Actaeonidae d'Orb.

Actaeonina gracilis n. sp.

Taf. 3, Fig. 59—61

Gehäuse sehr klein, spitz, ungenabelt, mit 5—6 schwach gewölbten Umgängen; letzter Umgang schnell anwachsend, an der Mündung etwa die Höhe der Spira erreichend; Naht sehr flach; Mündung hoch oval, hinten zusammengedrückt, vorn mit einem schwachen Ausguß; Außenlippe scharf; Innenlippe unbekannt; Schalenoberfläche glatt.

A. gracilis findet sich vereinzelt im Rötdolomit. Infolge ihrer geringen Größe ist ihr Vorkommen bisher auf einen Fundpunkt bei Lendzin beschränkt geblieben, der als einziger solche kleine Formen

geliefert hat. Als verwandte Arten sind *Actaeonina germanica* Koken (Süddeutsche Gastrop., Taf. 6, Fig. 19, 21) und *Actaeonina alsatica* Koken (ebendaselbst, Taf. 6, Fig. 20) zu nennen, die ziemlich gut in den Wachstumsverhältnissen der Windungen mit *A. gracilis* übereinstimmen.

Sie besitzen dagegen eine Nahtdepression und somit stufenförmig abgesetzte Umgänge. Diese Nahtdepression fehlt der vorliegenden Art.

Stückzahl: 3.

Außer den hier besprochenen Arten erwähnt Ahlburg noch folgende Gastropoden aus der oberschlesischen Trias:

Naticella (?) sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin. S. 33, Taf. 1 Fig. 7.
cf. *Neritaria cognata* Giebel sp. aus dem unteren Wellenkalk von Lendzin. S. 66, Taf. 1 Fig. 15.
Naticopsis (?) sp. aus den Diploporendolomiten von Granietz. S. 104, Taf. 2 Fig. 12.
Patella (?) sp. cf. *Patella crateriformis* Kittl aus den Diploporendolomiten von Granietz. S. 87, Taf. 3 Fig. 11.
cf. *Natica Stanensis* Pichl, aus dem Rötdolomit von Lendzin. S. 36, Taf. 1 Fig. 13.

Da für diese Formen neues Material nicht vorliegt, und das alte nicht einmal für eine sichere Gattungsbestimmung ausreicht, ist auf eine Besprechung dieser Stücke an dieser Stelle verzichtet worden.

Aus der nachfolgenden Zusammenstellung geht hervor, daß bis jetzt 107 verschiedene Gastropodenarten in der oberschlesischen Trias nachgewiesen worden sind, die 35 verschiedenen Gattungen angehören. Darunter sind 43 neue Arten. Die meisten Arten stammen aus den Rötdolomiten, den erzführenden Dolomiten und den Diploporendolomiten. Die übrigen Schichten haben verhältnismäßig wenige Arten geliefert, weil der Erhaltungszustand der organischen Reste in diesen Schichten, namentlich was die Gastropoden angeht, für eine wissenschaftliche Bestimmung wenig vorteilhaft ist. Daher sind die Ergebnisse, die über die vertikale Verbreitung der einzelnen Formen gewonnen worden sind, naturgemäß sehr lückenhaft.

Die nahe Verwandtschaft der oberschlesischen mit der alpinen Triasfauna, auf die bereits früher zahlreiche Autoren hingewiesen haben, kommt auch bei den Gastropoden zum Ausdruck. Von den 45 Arten, die nicht lediglich oberschlesische sind, treten nicht weniger als 28, davon 19 ausschließlich, in der mediterranen Trias auf. Andererseits sind aber auch viele Anklänge an die germanische Trias festzustellen, was namentlich durch das häufige Vorkommen von *Omphaloptycha gregaria* v. Schloth sp., *O. Schüttei* Giebel sp., *O. Kneri* Giebel sp., *Loxonema loxonematoides* Giebel sp. und *Trypanostylus Haueri* Giebel sp. in den Schichten des unteren Wellenkalk zum Ausdruck kommt.

Name	Röt		Unterer Wellenkalk							Oberer Wellenkalk					Mittl Muschelk.	
	Rötdolomit	Rötkalk	Horiz. d. *Pecten-* u. *Dadocrinus*-Kalke	1. Wellenkalkhorizont	Zellenkalkhorizont	Horizont der Konglomeratbänke	2. Wellenkalkhorizont	Mergelkalkhorizont	3. Wellenkalkhorizont	Gorasdzer Schichten	Terebratelschichten	Untere Karchowitzer Schichten	Obere Karchowitzer Schichten	erzführender Dolomit	Diploporendolomit	Vorkommen in der alpinen Trias
Entalis torquata v. Schloth. sp.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.
Dentalium regulare Ahlburg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Scurria tenuistriata n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.
Worthenia Ecki n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	?	.
» *Brancoi* Ahlburg	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	+	.	.	.
» *depressa* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.
» *multicarinata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *lata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
» *canalifera* Klippst. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
» *Hausmanni* Goldf. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
» *Fritschi* E. Picard	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *excelsior* n. sp.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *silesiaca* Ahlburg	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *superba* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *pura* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *Michaeli* Ahlburg	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *globosa* Ahlburg	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» sp. cf. *elatior* E. Picard	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Murchisonia silesiaca Eck. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
» *Graetzi* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Euomphalus planus n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	+	.	.	.
» *exiguus* mut. *arietina* E. Pic.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	.
» *granulatus* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	?	.	.	.	+	.	.	.
» sp. cf. *lineatus* Klippst. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *pulcher* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	+
» *Lottneri* Eck.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.
Coelocentrus silesiacus Ahlburg	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	+	+	.
» *horridus* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
cf. *Naticopsis cassiana* Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Hologyra alta Ahlburg	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
Fritschia parva n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.
Naticella acutecostata Klippstein sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.
cf. *Marmolatella planoconvexa* Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
cf. » *applanata* Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
cf. *Dicosmos conoideus* Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
Fossariopsis plana Ahlburg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Neritaria Mandelslohi Klippstein	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *calcitica* Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
» *exposita* Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	+

Name	Röt		Unterer Wellenkalk							Oberer Wellenkalk					Mittl. Muschelk.	
	Rötdolomit	Rötkalk	Horiz. d. *Pecten-* u. *Dadocrinus*-Kalke	1. Wellenkalkhorizont	Zellenkalkhorizont	Horizont der Konglomeratbänke	2. Wellenkalkhorizont	Mergelkalkhorizont	3. Wellenkalkhorizont	Gorasdzer Schichten	Terebratelschichten	Untere Karchowitzer Schichten	Obere Karchowitzer Schichten	erzführender Dolomit	Diploporendolomit	Vorkommen in der alpinen Trias
Neritaria candida Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	++
» *subincisa* Kittl	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+
» *lendzinensis* Ahlburg	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *oolithica* Geinitz sp.	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Cryptonerita elliptica Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	++
Trachynerita quadrata Stoppani		.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
Tretospira fusiformis Ahlburg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Moerkeia praefecta Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
Natica minima n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
cf. *Ampullina pullula* var. *alsatica* Koken	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Amauropsis silesiaca Ahlburg	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
cf. *Amauropsis paludinaris* Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
Loxonema noduliferum Dunker sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+	.
» *granulosa* n. sp.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *nitidum* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *tenuicostatum* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *granietzense* Ahlburg	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *Sophiae* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *loxonematoides* Giebel sp.	.	.	+	+	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.
» *Mestwerdti* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
cf. *Chemnitzia Hehlii* Zieten sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Spirostylus columnaris Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	++
» *subcolumnaris* Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+
» *extractum* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
Trypanostylus Haueri Giebel sp.	.	+	+	+	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	+	.
» *Koninckii* Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+
» *pseudoscalatum* n. sp.	.	.	+	+	.	+	+	+	+	+	.	.	+	+	.	.
» *Picardi* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *silesiacum* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *erectum* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *ascendens* Joh. Böhm	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	+
» *minor* Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
» *gracile* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *modestum* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
Omphaloptycha gregaria v. Schloth. sp. typ. E. Pic.	.	.	+	+	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	+	.
» » var. *extensa* E. Pic.	.	.	+	+	.	+	?	?	?	.	.	.	.	.	+	.
» » var. *lata* E. Pic.	.	.	+	+	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	+	.
» *Schüttei* Giebel sp.	.	.	+	+	.	+	+	+	+	.	.	.	.	+	.	.
» *Kneri* Giebel sp.	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Name	Röt		Unterer Wellenkalk							Oberer Wellenkalk					Mittl. Muschelk.	
	Rötkalk	Rötdolomit	Horiz. d. *Pecten-* u. *Dadocrinus*-Kalke	1. Wellenkalkhorizont	Zellenkalkhorizont	Horizont der Konglomeratbänke	2. Wellenkalkhorizont	Mergelkalkhorizont	3. Wellenkalkhorizont	Gorasdzer Schichten	Terebratelschichten	Untere Karchowitzer Schichten	Obere Karchowitzer Schichten	erzführender Dolomit	Diploporendolomit	Vorkommen in der alpinen Trias
Omphaloptycha rhenana Koken	.	.	?	.	.	+	.	.	?	.	.	.	.	.	+	.
» *submersa* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *Schmidti* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *conica* Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	+
» *Ahlburgi* n. sp.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *acuminata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *Ecki* n. sp	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *gracillima* Koken	.	.	?	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *Stotteri* Klippst. sp.	.	.	?	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
» *Zitteli* Joh. Böhm	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
» Kittli (= *turris* Kittl) n. nom.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
Coelochrysalis acuminata n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
» (?) *pyramidata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
cf. *Coelochrysalis Ammoni* Joh. Böhm	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
Undularia scalata v. Schloth. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
» *tenuicarinata* E. Pic.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
» *Brocchii* Stoppani typ. Kittl	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+
Protorcula brevis n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
» *lissotropis* E. Picard	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.
Pustularia silesiaca n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *acuticarinata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Rhabdoconcha Fritschi E. Picard	.	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Promathildia bolina Münster sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	+	.	.	+
» *tenuicarinata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *pulchra* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *nympha* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
» *elegans* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.
Fusus (?) *praecursor* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.
Actaeonina gracilis n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

Tafel 1

Seite

Fig. 1a, 1b. *Scurria tenuistriata* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 3

Fig. 2a, 2b. *Scurria tenuistriata* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 3

Fig. 3a, 3b. Dieselbe Form vergrößert 3

Fig. 4a, 4b. *Worthenia Ecki* n. sp. aus den Karchowitzer Schichten von Stubendorf. Nat. Größe 3

Fig. 5. *Worthenia depressa* n. sp. aus der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks von Roitza. Nat. Größe und vergrößert 5

Fig. 6. *Worthenia multicarinata* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 5

Fig. 7. *Worthenia multicarinata* n. sp. aus den Karchowitzer Schichten von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 5

Fig. 8. *Worthenia Brancoi* Ahlburg aus den Karchowitzer Schichten von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 4

Fig. 9. *Worthenia Brancoi* Ahlburg[1]) aus dem Diploporendolomit von Granietz. Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 4

Fig. 10. *Worthenia Brancoi* Ahlburg aus den Karchowitzer Schichten von Tarnowitz. Nat. Größe 4

Fig. 11. *Worthenia superba* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Repten. Steinkern. Nat. Größe 9

Fig. 12. *Worthenia superba* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Repten. Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 9

Fig. 13a, 13b. *Worthenia lata* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Repten. Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 6

Fig. 14. *Worthenia lata* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Repten. Steinkern. Nat. Größe 6

Fig. 15. *Worthenia pura* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 10

Fig. 16. *Worthenia* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe . 7

Fig. 17a, 17b. *Worthenia excelsior* n. sp. aus dem Rötdolomit südlich von Beuthen. Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 8

Fig. 18. *Worthenia excelsior* n. sp. aus dem Rötkalk von Gogolin[2]). Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 8

Fig. 19. *Worthenia excelsior* n. sp. aus dem Rötdolomit südlich von Beuthen. Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 8

Fig. 20. *Murchisonia* (*Cheilotoma*) *silesiaca* Eck[3]) aus den Karchowitzer Schichten von Mikultschütz. Nat. Größe und vergrößert 11

Fig. 21. *Murchisonia* (*Cheilotoma*) *Graetzi* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Repten (?). Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe und vergrößert . . 11

Fig. 22a, 22b, 23a, 23b. *Euomphalus planus* n. sp. aus den Karchowitzer Schichten von Mikultschütz. Nat. Größe und vergrößert 12

Fig. 24a, 24b. *Euomphalus pulcher* n. sp. aus den Karchowitzer Schichten von Stubendorf. Nat. Größe 13

Fig. 25a, 25b, 26a, 26b, 27a, 27b, 28a, 28b. *Euomphalus granulatus* n. sp. aus den Karchowitzer Schichten von Laband. Nat. Größe (25 u. 27) und vergrößert (26 u. 28) 12

Fig. 29a, 29b. *Coelocentrus horridus* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 15

Fig. 30a, 30b, 30c. *Coelocentrus silesiacus* Ahlburg aus dem Diploporendolomit von Repten. Ausguß einer Hohlform. Nat. Größe 14

---

[1]) Original zu *W. Brancoi* Joh. Ahlburg, Trias des südlichen Oberschlesiens. Taf. 3 Fig. 4.

[2]) Original in der Sammlung des Geol.-pal. Instituts der Universität zu Breslau.

[3]) Original zu *Trochus silesiacus* Eck, Buntsandstein und Muschelkalk in Oberschlesien. Taf. 2 Fig. 3.

Tafel 2

Seite

Fig. 1. cf. *Naticopsis cassiana* Wissm. aus dem Diploporendolomit von Krassow. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 15
Fig. 2. *Fritschia parva* n. sp. aus den Karchowitzer Schichten von Kamienietz. Nat. Größe und vergrößert 16
Fig. 3. *Naticella acutecostata* Klippst. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 16
Fig. 4a, 4b. cf. *Dicosmos conoideus* Kittl aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 18
Fig. 5. *Neritaria Mandelslohi* Klippst. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 18
Fig. 6. Desgl. Nat. Größe und vergrößert 18
Fig. 7. *Neritaria candida* Kittl aus dem Diploporendolomit von Repten. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 19
Fig. 8a, 8b. *Neritaria calcitica* Kittl aus den Karchowitzer Schichten von Groß Stein. Nat. Größe 19
Fig. 9a, 9b. *Neritaria subincisa* Kittl aus dem Rötkalk der Mariensglückgrube bei Radzionkau. Nat. Größe 19
Fig. 10a, 10b. *Neritaria subincisa* aus der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks von Hohenlinde. Nat. Größe 19
Fig. 11, 12a, 12b. *Neritaria lendzinensis* Ahlb. aus dem Rötdolomit der Grube Andalusien bei Beuthen. Nat. Größe. Ausgüsse von Hohlformen . . 20
Fig. 13. *Neritaria oolithica* (Zenker) Geinitz aus dem Rötdolomit von Lendzin. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 20
Fig. 14. *Cryptonerita elliptica* Kittl aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 20
Fig. 15. *Cryptonerita elliptica* Kittl aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe[1] 20
Fig. 16. cf. *Ampullina pullula* var. *alsatica* Koken aus dem Unteren Wellenkalk von Chorzow. Nat. Größe und vergrößert 22
Fig. 17, 18. cf. *Ampullina pullula* var. *alsatica* aus dem Horizont der *Pecten*- und *Dadocrinus*-Kalke (mu1) von Petrowitz. Nat. Größe und vergrößert . 22
Fig. 19. *Amauropsis* sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 23
Fig. 20. cf. *Amauropsis paludinaris* Münst. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 23
Fig. 21. *Amauropsis silesiaca* Ahlb. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin[2]. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 22
Fig. 22. *Amauropsis silesiaca* Ahlb. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin[3]. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 22
Fig. 23. *Amauropsis silesiaca* Ahlb. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 22
Fig. 24. cf. *Amauropsis silesiaca* Ahlb. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 22
Fig. 25, 26, 27. *Natica minima* n. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin. Nat. Größe und vergrößert 21
Fig. 28, 29. *Loxonema noduliferum* Dunk. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 23
Fig. 30. *Loxonema granietzense* Ahlb. aus dem Diploporendolomit von Granietz[4]. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 26

---

[1]) Original zu *Cryptonerita elliptica* Kittl bei Joh. Ahlburg, Trias Oberschlesien, Taf. 3, Fig. 13a, b.

[2]) Original zu *Coelostylina* cf. *gregaria* Schloth. sp. bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 1 Fig. 12.

[3]) Original zu *Ampullina silesiaca* bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 1 Fig. 12.

[4]) Original zu *Loxonema granietzense* bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 4 Fig. 2a, b.

Fig. 31. *Loxonema nitidum* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 25
Fig. 32. *Loxonema tenuicostatum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 25
Fig. 33. *Loxonema granulosum* n. sp. aus der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks von Chorzow. Nat. Größe und vergrößert 24
Fig. 34. *Loxonema Sophiae* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Kamin bei Beuthen. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform . . 26
Fig. 35, 36a, 36b. *Spirostylus extractum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 27
Fig. 37, 38. *Spirostylus subcolumnaris* Münst. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 27
Fig. 39, 40. *Loxonema Mestwerdti* n. sp. aus den Diploporendolomiten von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausgüsse von Hohlformen 26
Fig. 41. *Spirostylus columnaris* Münst. sp. aus den Diploporendolomiten von Granietz. Nat. Größe. Steinkern 27
Fig. 42. *Trypanostylus Haueri* Giebel sp. aus dem Diploporendolomit von Repten. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 27
Fig. 43. *Trypanostylus* n. sp. aus den Diploporendolomiten von Repten. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 28

Tafel 3

Seite

Fig. 1, 2, 4, 5, 6. *Trypanostylus Koninckı* Münst. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Fig. 1, 4, 5 nat. Größe; Fig. 2 u. 6 nat. Größe und vergrößert 28
Fig. 3. *Trypanostylus pseudoscalatum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 28
Fig. 7. *Trypanostylus pseudoscalatum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 28
Fig. 8. *Trypanostylus pseudoscalatum* n. sp. aus dem unteren Wellenkalk von Chorzow. Nat. Größe und vergrößert 28
Fig. 9. *Trypanostylus pseudoscalatum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 28
Fig. 10. *Trypanostylus Picardi* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 29
Fig. 11. *Trypanostylus ascendens* Joh. Böhm aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 30
Fig. 12. *Trypanostylus silesiacum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 29
Fig. 13. *Tryphanostylus erectum* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 29
Fig. 14. *Trypanostylus* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 30
Fig. 15. *Trypanostylus minor* Kittl aus dem Diploporendolomit von Repten. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 30
Fig. 16. *Trypanostylus modestum* n. sp. aus den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschütz. Nat. Größe und vergrößert 31
Fig. 17. *Trypanostylus gracile* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Himmelwitz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 30
Fig. 18, 19. *Omphaloptycha Schüttei* Giebel sp. aus dem unteren Wellenkalk von Oberschlesien. Fig. 18 nat. Größe und vergrößert; Fig. 19 nat. Größe 32
Fig. 20. *Omphaloptycha* cf. *Schüttei* Giebel sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 32
Fig. 21—24. *Omphaloptycha Kneri* Giebel sp. aus dem unteren Wellenkalk von Scharley. Fig. 22 nat. Größe; Fig. 21, 23, 24 nat. Größe und vergrößert 32
Fig. 25. *Omphaloptycha rhenana* Koken aus der unteren Abteilung des Unteren Wellenkalks von Michalkowitz. Nat. Größe u. vergrößert 32
Fig. 26. *Omphaloptycha submersa* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 32
Fig. 27a, 27b, 28. *Omphaloptycha Schmidti* n. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin. Nat. Größe und vergrößert 33

Fig. 29. *Omphaloptycha conica* Münster sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe 33
Fig. 30. *Omphaloptycha conica* Münster sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz [1]). Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 33
Fig. 31. *Omphaloptycha Ahlburgi* n. sp. aus der oberen Abteilung des Unteren Wellenkalks von Radzionkau. Nat. Größe 33
Fig. 32, 33. *Omphaloptycha Ahlburgi* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe. Ausgüsse von Hohlformen 33
Fig. 34, 35, 36. *Omphaloptycha acuminata* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößerte Ausgüsse von Hohlformen . . 34
Fig. 37. *Omphaloptycha Ecki* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz [2]). Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 35
Fig. 38. *Omphaloptycha gracillima* Koken aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 36
Fig. 39. cf. *Omphaloptycha gracillima* Koken aus dem unteren Wellenkalk von Chorzow. Nat. Größe und vergrößert 36
Fig. 40. *Omphaloptycha Stotteri* Klippst. sp. Typus aus dem unteren Wellenkalk von Michalkowitz. Nat. Größe und vergrößert 36
Fig. 41. *Omphaloptycha Stotteri* var. *elongata* Kittl aus dem unteren Wellenkalk von Chorzow. Nat. Größe und vergrößert 36
Fig. 42, 43. *Omphaloptycha Kittli* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz [3]). Natürl. Große. Ausgüsse von Hohlformen 36
Fig. 44. *Omphaloptycha Zitteli* Joh. Böhm aus dem Diploporendolomit von Repten. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 36
Fig. 45, 46. *Coelochrysalis* (?) *pyramidata* n. sp. aus den oberen Karchowitzer Schichten von Tarnowitz. Fig. 45 nat. Größe; Fig. 46 nat. Größe und vergrößert 37
Fig. 47. *Coelochrysalis acuminata* n. sp. aus den oberen Karchowitzer Schichten von Mikultschütz. Nat. Größe 37
Fig. 48. *Undularia Brocchii* Sroppani sp. Typus aus dem Diploporendolomit von Granietz [4]). Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 38
Fig. 49, 50. *Coelochrysalis Ammoni* Joh. Böhm aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausgüsse von Hohlformen . 38
Fig. 51. *Pustularia silesiaca* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Groß Dombrowka. Nat. Größe. Ausguß einer Hohlform 39
Fig. 52. *Promathildia tennicarinata* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Granietz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 41
Fig. 53. *Promathildia tenuicarinata* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Laband. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 41
Fig. 54. *Promathildia nympha* n. sp. aus dem Diploporendolomit bei Mukultschütz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 41
Fig. 55. *Promathildia elegans* n. sp. aus dem Diploporendolomit bei Mikultschütz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 42
Fig. 56. *Promathildia pulchra* n. sp. aus dem Diploporendolomit von Himmelwitz. Nat. Größe und vergrößert. Ausguß einer Hohlform 41
Fig. 57. *Fusus praecursor* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 42
Fig. 58. *Protorcula brevis* n. sp. aus dem erzführenden Dolomit von Tarnowitz. Nat. Größe und vergrößert 39
Fig. 59—61. *Actaconia gracilis* n. sp. aus dem Rötdolomit von Lendzin. Nat. Größe und vergrößert 42

[1]) Original zu *Coelostylina conica* Münster sp. bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 2 Fig. 10.

[2]) Original zu *Omphaloptycha conica* Münst. sp. bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 2 Fig. 9.

[3]) Fig. 42 Original zu *Eustylus* sp. cf. *Eust. Kokeni* Münst. sp. bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 4 Fig. 4.

[4]) Original zu *Undularia scalata* v. Schlotheim sp. bei Joh. Ahlburg, Trias im südlichen Oberschlesien. Taf. 2 Fig. 7.

Das Devon und Carbon der Umgebung von Balve i. Westf.

Von Herrn **Werner Paeckelmann** in Berlin

Hierzu Tafel 4 und 5

Einleitung

Unsere Kenntnis des Palaeozoicums der Umgegend von Balve gründet sich in erster Linie auf die Ergebnisse der geologischen Kartierungsarbeiten, die A. DENCKMANN, unterstützt durch H. LOTZ, in den Jahren 1900—1902 auf Blatt Balve ausführte. Leider wurden diese Arbeiten abgebrochen.

Im vorigen Jahre erhielt ich den Auftrag, für die von A. FUCHS bearbeitete Übersichtskarte des Sauerlandes im Anschluß an die DENCKMANN'schen Arbeiten Übersichtsaufnahmen auf den Blättern Balve und Neheim auszuführen. Auf Grund der Fortschritte, die in der Stratigraphie des Sauerlandes in den beiden letzten Dezennien erzielt wurden, ferner auch infolge der Tatsache, daß ich mir die Anschauungen DENCKMANN's[1]) nicht in allen Punkten zu eigen machen konnte, war es für mich mißlich, an Hand der zwar in einzelnen Teilgebieten weit geförderten, in anderen dagegen sehr lückenhaften Aufnahmen[2]) weiter zu arbeiten; galt es doch einerseits den großen Verdiensten A. DENCKMANN's um die Erforschung der Gegend von Balve gerecht zu werden, andererseits aber auch die neuen Erfahrungen zur Geltung zu bringen.

Im Folgenden soll anschließend an die Berichte DENCKMANN's über den derzeitigen Stand unserer Kenntnis der stratigraphischen und faziellen Verhältnisse des Massenkalkes, Oberdevons, Untercarbons und Flözleeren des Blattes Balve und des Südteiles von Blatt Neheim berichtet werden. Tektonisch gehört das Gebiet zum Bereich des Remscheid-Altenaer Sattels und zur südlich anschließenden Lüden-

[1]) Dies. Jahrb. f. 1902, S. 556 ff. (Über die Ergebnisse seiner Aufnahmen im Mitteldevon, Oberdevon und Culm im Hönnetale usw.), Berlin 1905. — Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1903, S. 393 ff. (Über die untere Grenze des Oberdevons im Lennetale und im Hönnetale).

[2]) Diese Aufnahmen beziehen sich auf die Westhälfte des Blattes Balve. Über die von Lotz im nordöstlichen Viertel ausgeführten Arbeiten liegen keine Unterlagen vor, abgesehen von einigem Fossilmaterial im Geologischen Landesmuseum.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

scheid-Affelner Mulde. Die ältesten Schichten treten westlich der Hönne im Kern des Remscheider Sattels im Balver Wald zutage; es sind Honseler Schichten des Oberen Mitteldevons. Konkordant folgt in einem z. T. über 3 km breiten Bande der Massenkalk, der im N die Fortsetzung des Iserlohner Kalkzuges bildet, dann östlich der Hönne, dem Untertauchen des Remscheider Sattels entsprechend, umbiegt und der Hönne bis zur Südwestecke des Blattes Balve folgt. Mit ebenfalls deutlich umlaufendem Streichen legt sich an den Massenkalk das Oberdevon an; es bildet am Rande des Remscheider Sattels ein mehrfach unterbrochenes und stark verworfenes Band, das seine größte Breite bei Hövel auf der Sattelachse besitzt. Südlich von Balve nimmt das Oberdevon im Bereich der Lüdenscheider Mulde infolge von Spezialfaltung breitere Flächen ein. Das Untercarbon ist tektonisch und stratigraphisch aufs innigste mit dem Oberdevon verknüpft. Außerhalb des Oberdevonstreifens umrahmt es den Remscheider Sattel im nördlichen und die Lüdenscheider Mulde im südlichen Gebiet. In der Verlängerung der Achse des Remscheider Sattels werden in Richtung auf Arnsberg weite Gebiete vom Untercarbon eingenommen. Aus dieser Culmfläche treten im nordöstlichen Teil des Blattes Balve zwischen Ainghausen und Hachen mehrere kompliziert gebaute Schollen von Oberdevon infolge von Aufsattelung und Horstbildung zutage. Das Obercarbon — Flözleeres — nimmt in der Lüdenscheider Mulde im Bereiche der Röhr und der Sorpe über $^1/_4$ der Fläche des Blattes Balve ein. Im Südteil des Blattes Neheim begrenzt das Flözleere den Nordflügel des Remscheider Sattels bezw. dessen östliche Verlängerung; mit zwei Spezialmulden (zwischen Wettmarsen und Kloster Ölinghausen) greift hier das Flözleere tief in das Culmgebiet ein. Südwestlich von Holzen wird das Flözleere durch einen mehrfach zerstückelten, 3 km langen und bis 500 m breiten Sattelhorst aus Culmplattenkalken unterbrochen.

So klar und einfach die großen Züge der Hauptfalten sind, so kompliziert ist die Bruchtektonik. Überschiebungen und Schuppen spielen keine Rolle; es scheinen vielmehr im wesentlichen nur echte Sprünge vorhanden zu sein, diese allerdings in großer Mannigfaltigkeit, sowohl in der Zahl, als im Ausmaß und in der Richtung. Speziell die Oberdevongebiete zeigen in Verbindung mit erheblicher Spezialfaltung eine weitgehende Zerlegung in Schollen; dadurch und infolge der vielfach starken Bewaldung wird die Klärung der Stratigraphie besonders erschwert. Dies trifft vor allem für das Oberdevon am untertauchenden Remscheider Sattel zu, wie schon aus der Denckmann-schen Kartierung hervorgeht. Gerade dieses Gebiet aber birgt eine Fülle stratigraphischer Probleme; sie werden dort nur dann zu lösen sein, wenn eine eingehende Sonderkartierung in Verbindung mit zahlreichen Aufschürfungen ausgeführt werden kann. Bis dahin müssen wir es vermeiden, speziell das Gebiet des Dasberges zum Ausgangspunkt für eine Klärung der zurzeit lebhaft diskutierten Probleme des höheren Oberdevons zu nehmen; dazu müssen zunächst die tektonisch klaren Profile auf den Sattelflügeln herangezogen werden.

I. Der Massenkalk und die Grenzschichten Mittel-Oberdevon

Am Felsenmeer von Sundwig (Blatt Iserlohn) ist das Oberste Mitteldevon noch in der normalen Letmather Entwicklung bekannt und gliedert sich in:

Tentaculitenschiefer,
Flinz,
Massenkalk (Horizont des Schwelmer Kalkes).

Die Tentaculitenschiefer gehen ohne scharfe Grenze in die *Pharciceras*-Schiefer des Untersten Oberdevons über. Zwischen Urbecke und der Ostgrenze des Blattes Iserlohn wird nach der geologischen Spezialkarte der Massenkalk gegen Büdesheimer Schiefer verworfen. Die Mächtigkeit des Massenkalkes scheint hier jedoch größer zu sein als weiter westlich, und es bedarf noch der Untersuchung, ob etwa in der Gegend von Deilinghofen der Massenkalk höher hinauf geht als bei Sundwig. Mit dieser Möglichkeit muß auf Grund der Erfahrungen im nahen Hönnetal gerechnet werden. Es ist A. Denckmann gelungen (a. a. O. 1902, S. 568), im Massenkalk des Hönnetales einen »Horizont der Crinoiden- und Brachiopodenkalke« festzustellen, der sich überall dort findet, wo Massenkalk normal vom Oberdevon überlagert wird. Es ergibt sich daraus für den Massenkalk des Blattes Balve eine Zweigliederung, die lebhaft an die Verhältnisse bei Elberfeld erinnert[1]). Wenn auch eine eingehende stratigraphisch-palaeontologische Untersuchung des Hönnetal-Massenkalkes noch aussteht, so kann man doch erkennen, daß die Hauptmasse dem Schwelmer Horizont und damit dem Massenkalk von Letmathe entspricht; es handelt sich um vorwiegend dunkle Kalke, die bankweise erfüllt sind mit *Amphipora ramosa*. Der jüngere Horizont ist dem Eskesberger Kalk zu vergleichen und wie dieser meist schon an der hellgrauen Färbung zu erkennen. Während jedoch der Eskesberger Kalk bei Elberfeld vorwiegend aus *Actinostroma*-Arten zusammengesetzt wird, handelt es sich im Hönnetal um Crinoiden-Brachiopodenkalke. Faunistisch bestehen im übrigen nahe Beziehungen, ebenso wie zum Flinz des Oberen Mitteldevons von Iserlohn, wie sich schon bei einer Durchsicht des von Denckmann gesammelten Belegmaterials erkennen ließ. Die häufigsten Formen der Crinoidenkalke sind:

Bronteus granulatus Gf.
Cheirurus Sternbergi mut. *myops* Roe.
Cyphaspis convexa Corda
Aristhocoe sp.
Bellerophon striatus Bronn
Pleurotomaria sp.
Euomphalus cf. *germanus* Phill.
Platyceras compressum (Roe.)
» » var. *invictum* Whidb.
» » var. *deflexum* (Trenkn.)
» (*Diaphorostoma*) »n. sp. aff. *lineatum* Conr.« Pck. 1913
Holopella sp.
Cypricardinia scalaris (Phill.)
Conocardium sp.
Stringocephalus Burtini Defr.
Dielasma Whidbornei (Dav.)
Chascothyris Tschernyschewi Hzl.
Rhynchonella (*Hypothyris*) *procuboides* Kays.
» *parallepipeda* Bronn
» *implexa* Sow.
» (*Pugnax*) *pugnus* (Mart.)
» (») *anisodonta* (Phill.)
Camarophoria aptycta (Schnur)

[1]) Vergl. Paeckelmann, Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 91, Berlin 1922.

Liorhynchus subreniformis (Schnur)
Pentamerus (*Gypidula*) *galeatus* (Dalm.)
» (») *globus* Schnur
» (») *biplicatus* Schnur
Atrypa reticularis (L.)
» *aspera* (Schloth.)
» *desquamata* (Sow.)
Atrypa tubaecostata Pck.
Glassia Beyrichi Kays.
Athyris concentrica (v. B.)
Spirifer undifer Roe.
» (*Reticularia*) sp.
» *macrorhynchus* Schnur
» (*Martinia*) *inflatus* Schnur
Cyrtina heteroclyta Defr.
» » var. *multiplicata* Dav.
» » » *laevis* Kays.
Orthis (*Schizophoria*) *striatula* (Schloth.)
» (») » var. *bistriata* Tschern.
Orthis (*Dalmanella*) *eifliensis* Vern.
Scenidium areola (Qu.)
Stropheodonta interstrialis (Phill.)
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Davidsonia Verneuli Bouch.
Strophalosia productoides (Murch.)
» *membranacea* (Phill.)
» *fragarina* Whidb.
Productella subaculeata (Murch.)
Polypora sp.
Fenestella sp.
Hexacrinus sp.
Cyathophyllum heterophyllum Frech
Striatopora cristata (Blumenb.)
Plagiopora sp.
Alveolites suborbicularis Lam.
» cf. *ramosa* (Roe.)

Wichtig ist nun, daß diese Crinoidenkalke stellenweise noch über die Oberdevongrenze hinauf gehen. Aus einem hellgrauen Crinoidenkalk von der »Klippe über der Asbecker Straße«, unmittelbar unter dem Adorfer Kalk des Beuels, liegt folgende von O. Haarmann gesammelte Fauna vor:

Bronteus granulatus Gf.
Rhynchonella (*Hypothyris*) *praeibergensis* Pck
» (») *procuboides* Kays.
» (*Pugnax*) *anisodonta* (Phill.)
Liorhynchus neapolitanus (Whidb.)
Orthis (*Schizophoria*) *striatula* (Schloth.)
Atrypa desquamata (Sow.)
Spirifer (*Martinia*) *inflatus* Schnur
» (*Gürichella*) *bifidus* var. *aspera* Scup.
Fenestella sp.
Alveolites suborbicularis Lam.

Das Auftreten von Spiriferen aus der Gruppe des *Sp. bifidus* (es liegen drei typische Exemplare vor) ist beweisend für Unteres Oberdevon. *Rhynchonella praeibergensis*, eine Form des Dorper Kalkes, stützt diese Feststellung. Danach ist nunmehr die unmittelbare Auflagerunng des Adorfer Kalkes über dem Massenkalk am Beuel verständlich. Hatten schon die tatsächlichen Beobachtungen keine Anzeichen für das Vorhandensein einer Störung oder einer Lücke im Profil ergeben, so ist jetzt der paläontologische Beweis erbracht, daß ein Hiatus nicht vorliegt, daß vielmehr das tiefste Oberdevon, insbesondere die *Pharciceras*-Zone, im unteren Hönnetal noch in der Facies des Massenkalkes ausgebildet ist.

Wieweit sich diese Entwicklung des obersten Mitteldevons erstreckt, ist noch nicht ganz genau zu übersehen. Nach W zu herrscht bei Sundwig jedenfalls schon wieder die Flinzfacies, und auch in der Richtung auf Balve ändert sich die Facies bald. Denckmann hat die Grenzschichten zwischen Mittel- und Oberdevon im Balver Gebiet eingehend behandelt. Neue Beobachtungen liegen dazu nicht vor, so daß auf die Ausführungen Denckmann's a. a. O. verwiesen werden kann. Danach werden in der Gegend von Balve (zwischen Küntrop und Schloß Wocklum) die Crinoiden-Brachiopoden-Kalke einmal überlagert

von Diabasmandelsteinen und Schalsteinen, denen verschiedentlich dunkle, flinzartige, plattige Kalke mit *Stringocephalus Burtini* eingelagert sind. Ob die hangenden Teile des Schalsteins örtlich bis ins Oberdevon hinaufgehen, steht nicht fest. Im Bereich der Grube Husenberg ist durch Haldenfunde das tiefste Oberdevon in Form dichter Kalke mit Pharciceraten festgestellt worden. Im Gebiet von Langenholthausen werden die Crinoidenkalke des Massenkalkes andererseits z. T. von geringmächtigen, dichten, grauen und roten Kalken überlagert, in denen *Maeneceras terebratum* häufig ist. Von der Grube Limmerstein bewahrt das Geologische Landesmuseum ferner folgende obermitteldevonische Fauna auf:

Harpes socialis Hzl. (n. selten)
Phacops (?*breviceps* Barr.)
Cyphaspis sp.
Maeneceras terebratum (Phill.) (n. s.)
» sp. (n. s.)
Parodiceras sp.
Agoniatites inconstans (Phill.)
Agoniatites Holzapfeli var. *crassa* Wdk. (n. s.)
Tornoceras simplex (v. B.)
Strophalosia fragarina Whidb.
Petraia sp.
Cladochonus sp. (in einzelnen Bänken häufig)
Crinoidenstielglieder.

Es ist wahrscheinlich, daß diese dichten Kalke mit *Maeneceras* auch bei Langenholthausen nicht überall entwickelt sind, vielmehr scheint es nicht ausgeschlossen, daß auch hier die Crinoidenkalke an einigen Stellen die Oberdevongrenze erreicht haben; darauf deutet die Fauna der hangendsten Crinoidenkalkbank aus einer Pinge an der Straße Langenholthausen-Balve. Neben zahlreichen Brachiopoden und Trilobiten der mitteldevonischen Crinoidenkalke fand sich nämlich je ein Exemplar von *Rhynchonella cuboides* (Sow.) und von *Spirifer pachyrhynchus* M. V. K. Ein weiterer Spiriferenrest deutet auf *Gürichella*, ist jedoch leider nicht einwandfrei zu bestimmen.

Ähnlich wie bei Brilon treten in der Gegend von Balve im obersten Mitteldevon Eisensteinlager (Roteisen und Schwefelkies) auf, die entweder an die Kalke im Schalstein gebunden sind, oder unmittelbar unter dem dichten Kalk mit *Maeneceras terebratum* liegen (vgl. Denckmann, a. a. O. 1902, S. 570).

II. Das Untere Oberdevon (Adorfer Schichten)

Das Iserlohner Profil des älteren Oberdevons erreicht das Blatt Balve nur mit Büdesheimer Schiefern und Östricher Kalk. Im Orte Riemke, noch auf Blatt Iserlohn, ist der Östricher Kalk ($to\pi$) in Form grauer, streifiger Schiefer mit dünnplattigen, dichten, hellgrauen Kalken und mit Kalkknotenschiefer- bezw. Knotenkalklagen entwickelt; dieser Horizont geht nach oben in schwarzgraue und graue Schiefer über, die zu unterst noch einzelne graue Kalkbänke und große brotlaibförmige Kalklinsen enthalten. Da in entsprechenden Schichten bei Letmathe noch Manticoceraten vorkommen, besteht die Möglichkeit, daß diese kalkreiche Schieferpartie ($to\chi_1$) über dem Östricher Kalk auch bei Riemke noch zum Unteren Oberdevon gehört. Unter Abnahme des Kalkes geht $to\chi_1$ in $to\chi_2$, schwarzgraue Schiefer mit einzelnen Kalkknotenschieferlagen, diese wiederum allmählich in feinsandige,

graugrüne Cypridinenschiefer (togt) mit *Entomis serratostriata* und *Richterina elliptica* über; toγ^2 und togt düften ebenso wie der darüber folgende, bei Riemke zwar nur geringmächtige, aber doch deutlich nachweisbare Plattensandstein-Horizont, den Nehdener Schichten des höheren Oberdevons entsprechen.

Im nahen Hönnetal sind die Verhältnisse bereits etwas anders. Auf der linken Talseite liegen unmittelbar über den obersten Bänken des Massenkalkes (Crinoidenkalke, zuletzt dünnbankig, z. T. vielleicht oberdevonisch) dunkle Schiefer mit einzelnen Bänken grauen Kramenzelkalkes, in manchen Lagen an den Adorfer Kalk des Beuels erinnernd, und untergeordnete dunkle, flinzartige Kalke. Darüber folgen streifige grüne Schiefer mit grauem, dichtem Plattenkalk vom Östricher Typus. Nach einer Lücke im Aufschluß stehen dunkelgraue Schiefer und Kalkknotenschiefer an, die wahrscheinlich bereits zum höheren Oberdevon gehören. Eine Störung zwischen Massenkalk und Unterem Oberdevon ist nicht zu beobachten, das Untere Oberdevon scheint vielmehr vollständig entwickelt zu sein. Bei seiner Verfolgung nach W zu bis Sundwig dürfte sich ein allmählicher Übergang in die Iserlohner Entwicklung ergeben. Andererseits sind petrographische Beziehungen zum Adorfer Kalk des Beuels bereits angedeutet, so daß sich der Wechsel zwischen der Iserlohner Facies und der Facies des Adorfer Kalkes als nicht so schroff herausstellen dürfte, als es bisher schien.

Das rechte Hönnetalprofil ist eingehend durch v. Dechen[1]), später durch A. Denckmann und mit dessen Unterstützung durch Funcke[2]) untersucht worden. Danach, sowie nach eigenen Beobachtungen stellt sich die etwa 35 m mächtige Schichtenfolge des Unteren Oberdevons über dem Massenkalk, dessen oberste Lagen als plattige Crinoidenkalke entwickelt sind, folgendermaßen dar:

graugrüne Mergelschiefer mit *Entomis* sp. ind., eingelagert Bänke von dichtem, grauem Kalk mit Pyrit,
dichte, dunkelgraue Kalke und feinkrystalline, grauschwarze Flinzkalke,
graue Mergelschiefer mit einzelnen Kalkknoten,
dunkelgraue, etwas feinsandige Tonschiefer mit schlecht erhaltenen Ostracoden,
unreine, etwas schiefrige, schwarze Kalke mit *Buchiola retrostriata*,
dichter, dunkelgrauer, etwas mergeliger Kalk,
streifige, dunkelgraue Flinzschiefer mit verkiesten Bactriten und *Buchiola*,
dichter, blaugrauer, etwas geflammter Kalk, etwa 25 cm mächtig, vom Typus des Östricher Kalkes,
graue, schwarzstreifige Flinzschiefer.

Darüber folgen ohne scharfe Grenze Kalkknollenschiefer und Knollenkalke, die wohl schon zur Nehdener Stufe gehören.

Die Mächtigkeit ist auf der rechten Hönnetalseite anscheinend noch etwas geringer als auf der linken. Unmittelbare Vergleiche mit der Ausbildung bei Iserlohn einerseits und des Asbecker Tals (Beuel) andererseits sind so lange kaum möglich, als beweisende Fossilien

[1]) Das Belegmaterial des Dechen'schen Profiles (Erläuterungen II, S. 197) befindet sich im Geologischen Landesmuseum.
[2]) Referendar-Arbeit Nr. 1190 im Archiv der Preuß. Geol. Landesanstalt.

fehlen. Anklänge an beide Faciesgebiete sind aber petrographisch so deutlich, als man es in einem Übergangsgebiet nur erwarten kann. Bereits wenige 100 m östlich des Hönnetales, am Fußweg von der Papierfabrik Rödinghausen nach Borg, sind von Denckmann[1]) die ersten Adorfer Fossilien gefunden worden, in Kalken, die in der ungestörten Fortsetzung der zuletzt beschriebenen Profile liegen und z. T. klippenartig am Berghang zutage treten. Es sind grau-rötliche Knollenkalke mit *Manticoceras cordatum* (Sdb.) und graue Plattenkalke mit *Manticoceras intumescens* (Beyr.) und *Tornoceras simplex* (v. B.).

Bei Borg wird das Oberdevon durch eine NW-Verwerfung abgeschnitten und tritt erst wieder im Asbecker Tal, am Beuel, zutage. Die Stratigraphie des Oberdevons am Beuel bietet nach den Untersuchungen Denckmann's[1]) und Wedekind's[2]) keine Schwierigkeiten mehr, zumal nachgewiesen werden konnte (vergl. S. 54), daß die bisher unbekannte Tiefzone durch Massenkalk vertreten wird. Wegen der besonderen Wichtigkeit, die gerade die Oberdevonentwicklung am Beuel für die Stratigraphie des Oberdevons hat, gebe ich auf Tafel 4 die verkleinerte Darstellung wieder, die Haarmann unter Anleitung von Denckmann 1902 im Maßstab 1:2500 ausgeführt hat.

Die Liegendgrenze des Cephalopodenkalkes ist durch Haarmann in einem Schurfgraben aufgeschlossen worden. Über dem Massenkalk mit der bereits erwähnten oberdevonischen Fauna folgen konkordant 30 cm mächtige graugrünliche Knollenkalke, die allmählich in rote Knollenkalke von 50 cm Mächtigkeit übergehen; darüber liegen 4,5 m mächtige dichte, rote, dünnplattige, reine Kalke mit reicher Fauna, vor allem mit *Beloceras*-Arten und Crinoidenstielgliedern, mit *Gephyroceras* aff. *gerolsteinense* Stein., *Manticoceras ? cordatum* und *? intumescens*, mit *Orthoceras* und *Chaenocardiola*. Diese Fauna dürfte schon zur Zone Iγ Wedekind's gehören; die Zone Iβ könnte durch die liegenden Knollenkalke vertreten sein. Über den roten Plattenkalken folgt die Hauptmasse des Adorfer Kalkes, nämlich 5 m mächtige graue und rötliche Knollenkalke, die Iγ Fossilien in großer Zahl enthalten, vor allem *Manticoceras cordatum*, seltener *Manticoceras intumescens* und *carinatum*, daneben *Tornoceras simplex*, *Orthoceras*-, *Cardiola*- und *Buchiola*-Arten, *Loxonema* usw.

Den hangenden Teil der *Manticoceras*-Stufe bilden etwa 10 m mächtige graue und rötliche Plattenkalke mit fossilreichen schwarzen Kalklinsen in Verbindung mit bituminösen Mergelschiefern vom Typus des Kellwasserkalkes. An der Asbeckerstraße tritt der Kellwasserkalk in zwei Lagen auf, die untere enthält folgende Iδ Fauna:

Aspidichtys sp.
Orthoceras sp. sp.
Manticoceras adorfense Wdk.
» *bickense* Wdk.
Manticoceras ? Drevermanni Wdk.
Crickites Holzapfeli Wdk.
Tornoceras simplex (Phill.)
Tornoceras paucistriatum (A.-V.)

[1]) Unterstützt durch Lotz und durch Bergreferendar Haarmann, dessen Meldearbeit (Archiv der Geol. Landesanstalt Nr. 1189) wichtiges Beobachtungsmaterial enthält.
[2]) Adorf, S. 32—33.

Buchiola angulifera (Roe.)
» *eifeliensis* Beush.
» *retrostriata* (v. B.)
Regina sp.
und in großer Zahl Tentaculiten.

Im oberen schwarzen Kalk sammelte ich an der Asbeckerstraße:

Orthoceras sp. sp.
Crickites sp.
Buchiola retrostriata (v. B.)
Ontaria concentrica Beush. (häufig)
» sp.
Leptodesma bodana (A. Roe.) (häufig).

Dicht östlich vom Gipfel des Beuel werden die oberdevonischen Cephalopodenkalke an einer NW-Störung um 300 m nach SO zu verschoben, etwas weiter östlich dann an einer neuen parallelen Störung nordwestlich Eisborn ganz abgeschnitten. Im Orte Eisborn selbst, am Ausgang nach Mailinde, stehen an der Sattelwendung im Hangenden des Massenkalkes noch einmal rötliche und graue, z. T. plattige Knollenkalke mit *Manticoceras cordatum, intumescens, calculiforme* (Beyr.) typ. und *Tornoceras ? undulatum* (Sdb.), *Beloceras multilobatum* und *Loxonema* sp. an, die zur Zone Iγ gehören.

Südlich Eisborn, schon in dem stark zerstückelten Schollengebiet der Sattelachse, ist die rein kalkige Entwicklung des Unteren Oberdevons bereits wieder durch eine vorherrschend schiefrige Facies ersetzt. Über den Übergang der beiden Facies sind Beobachtungen nicht zu machen, weil die Randstörungen der Höveler Einbruchszone das ältere Oberdevon auf eine Strecke von 2 km unterdrückt haben.

Im Höveler Gebiet sind über dem Massenkalk (Crinoiden-Brachiopodenkalk) in gestörter Lagerung geringe Reste von Flinz erhalten; darüber folgen kalkige Schiefer mit Einlagerungen von Adorfer Kalk und Kellwasserkalk; infolge von Spezialfaltung bezw. flacher Lagerung am sanft eintauchenden Ende des Remscheider Sattels besitzen diese Schiefer beträchtliche Verbreitung zwischen Radeberg, Hövel und Ballberg.

Dicht westlich vom Roland, an der südlichen Sattelwendung, ist die Grenze Massenkalk-oberdevonische Schiefer wieder normal. A. Denckmann konnte hier einen geringmächtigen Horizont von dunklen, pyritreichen Mergelschiefern mit dicken Bänken und Linsen von massigem, meist krystallinem, crinoidenführendem, dunklem Kalk ausscheiden; dieser Flinz[1]) ist als Übergangsglied zwischen Massenkalk und den »Büdesheimer Schiefern« Denckmann's[2]) aufzufassen, die als graue, meist ziemlich dunkle, gebänderte, oft kalkige und schwefelkiesreiche Tonschiefer in großer Eintönigkeit weite Flächen einnehmen; bisweilen erinnern diese Schichten petrographisch an die milden Schiefer von Büdesheim, meist aber sind sie fester und plattiger. Einzelne Teile dieser Schiefer entsprechen stratigraphisch zweifellos den Schiefern von Büdesheim, ein Teil andererseits ist älter, der hangende erheblich jünger. Die »Büdesheimer Schiefer« (tot) Denckmann's auf Blatt Balve vertreten nicht nur große Teile des Unteren Oberdevons, sondern in zahlreichen Profilen auch noch die Nehdener Schichten. Wenn auch

[1]) Vergl. A. Denckmann 1900, S. IV.
[2]) » » » » , S. VI.

eine kartographische Trennung bisher nicht durchzuführen gewesen ist, so dürfte doch die Bezeichnung »Büdesheimer Schiefer« als stratigraphisch irreführend auszuschalten sein; hier sei vorläufig die neutrale Benennung »Bänderschiefer« gebraucht.

Häufig sind die Bänderschiefer reich an Ostracoden, bisweilen auch an Styliolinen und Tentaculiten. *Entomis serratostriata* tritt stellenweise in solchen Mengen auf, vor allem in feinsandigen Schichten, daß echte Cypridinenschiefer entstehen.

Als Einlagerungen in den Bänderschiefern sind vor allem fossilarme, geringmächtige, helle, dichte Kalke von Wichtigkeit, die teils als mehr oder weniger weit verfolgbare Horizonte, teils in Form von kleineren Linsen oder Knollenlagen auftreten. Petrographisch haben die Kalke vielfach große Ähnlichkeit mit Adorfer Kalk, sind auch zum Teil sicher mit ihm identisch. Die Beobachtungen im Gelände machen es jedoch wahrscheinlich, daß derartige Kalke in den Bänderschiefern in verschiedenen startigraphischen Positionen auftreten.

Zwischen Hövel und dem Dasberg konnte A. Denckmann Einlagerungen von Kellwasserkalk in den Bänderschiefern feststellen. Schwarze, graustreifige Tonschiefer enthalten schwarze Kalklinsen mit *Buchiola angulifera* und *retrostiata*, *Tentaculites tenuicinctus*, *Entomis splendens* und *Kayseri*; diese Schichten werden unterlagert von dunkelgrauen, z. T. flaserigen Mergelplatten, die reinere Plattenkalke und sandige Lagen mit *Entomis serratostriata* und *Tentaculiten* enthalten. Die Mergel führen *Manticoceras* sp., ? *Tornoceras simplex* und Crinoidenstielglieder; sie werden von Denckmann wohl mit Recht als Vertreter des Adorfer Kalkes angesprochen.

Typischer ist der Adorfer Kalk entwickelt, der, im Liegenden durch Störungen begrenzt, in der Cephalopodenkalkscholle des Dasberges auftritt; folgende Fauna kennzeichnet die grauen, schwarzschlierigen, dichten, plattig-wulstigen Kalke:

Harpes sp.
Manticoceras cordatum (Sdb.)
» *? bickense* (Wdk.)
Buchiola retrostriata (v. B.)
Euomphalus sp. aff. *serpula* A.-V.
Productella cf. *subaculeata* (Murch.).

Das Untere Oberdevon der näheren Umgebung von Balve ist von Denckmann weitgehendst erforscht worden. Bei der Ausfüllung der Lücken, die bei der Kartierung Denckmann's zurückgeblieben waren, wurden neue Beobachtungen von Belang nicht gemacht. An mehreren Stellen konnte Denckmann das Auftreten von Pharciceraten feststellen, die teils an dichte Kalke, teils an Flinzschiefer gebunden sind. Bei Balve hat demnach die Riffacies des Massenkalkes bereits im Oberen Mitteldevon ihr Ende erreicht.

Die dichten (vorwiegend graugrünen) Kalke mit Pharciceraten stehen meist in Verbindung mit ähnlichen geringmächtigen Cephalopodenkalken des obersten Mitteldevons (vergl. S. 55); zum Teil liegen sie auch an der Grenze Schalstein-Flinz. Von der Grube Husenberg bei Balve befinden sich im Geol. Landesmuseum aus dem Kalk des tiefsten Oberdevons (Iα):

Harpes sp.
Phacops (nach Holzapfel, Verh. Naturh. Ver. Rheinl. u. Westf. 1901, S. 183: *Ph.* cf. *breviceps* Barr.)
Pharciceras Becheri (v. B.)
» *? lunulicosta* (Sdb.)
Timanites sp.
Tornoceras simplex (v. B.)
Cladochonus Schlüteri Hzl.
» *alternans* Roem.
Crinoidenstielglieder.

Im Süden von Balve ist die gleiche Zone vorwiegend an Flinzschiefer gebunden, die in der Regel normal über den Schalsteinen des obersten Mitteldevons folgen; es handelt sich um dunkle, meist streifige Ton- und Mergelschiefer, die zum Teil lebhaft an die Pharciceratenschiefer von Iserlohn erinnern und wie diese Pyrit- und Kalkknoten enthalten. Dunkle Kalke sind in Linsen oder einzelnen Bänken eingelagert.

Im liegenden Teil enthalten die Schichten lokal noch tuffiges Material, z. B. an der Wocklumer Sägemühle. Die Kalke sind bisweilen spätige Crinoidenkalke mit Brachiopoden (*Atrypa reticularis, Productella subaculeata* usw.). In den Schiefern sammelte Denckmann verschiedentlich verkieste Goniatiten, vor allem am Berghang südwestlich Balve (»Wachtloh«):

Pharciceras sp. sp.
Koenenites (*? bifurcatus* Pck.)
Gephyroceras Pernai Wdk.
Tornoceras simplex (v. B.)

Außerdem sind Reste von *Harpes, Liorhynchus,* als Seltenheit ferner in kalkiger Erhaltung Reste von *Cyathophyllum* (*? heterophylloides*) und von *Idiostroma* und *Amphipora* (?) gefunden worden. Häufiger ist *Styliolina laevis.*

Über dem schätzungsweise 50—100 m mächtigen Flinz des untersten Oberdevons folgen auch bei Balve Bänderschiefer (»Büdesheimer Schiefer« Denckmann's) in ähnlicher Entwicklung wie bei Hövel. Die Bänderschiefer gehen in der Regel ohne scharfe Grenze in den Flinz über; sie enthalten wie dieser gelegentlich Pyritknollen und eine verkieste Fauna; so sammelte Denckmann in grauen Mergelschiefern am Wege von Langenholthausen nach Garbeck:

Manticoceras sp.
» *? bickense* Wdk.
Gephyroceras cf. *Sandbergeri* Wdk.
Tornoceras simplex (v. B.)
Pleurotomaria sp.
Bellerophon sp.
Loxonema sp.
Posidonia ? venusta Mstr.
Buchiola retrostriata (v. B.)
Styliolina laevis Richt.,

also eine Fauna, die der von Büdesheim nahe steht. Dichte graue, teils plattige, teils knollige Kalke, vielfach in Verbindung mit flammigen Kalken sind eingelagert; am Galgenberg und am Hahnenberg treten sie infolge von Spezialfaltung in mehrfacher Wiederholung auf; zwischen dem Borketal und dem Roland bilden sie einen gut verfolgbaren Horizont in der Nähe der Grenze der Bänderschiefer gegen den Fossley des höheren Oberdevons. Denckmann stellt diese Kalke (1900, S. X) mit Recht zum Adorfer Kalk, da er bei Langenholthausen (Steinbruch am Anfang des Weges nach Garbeck) in ihnen *Manticoceras cordatum* und *Beloceras multilobatum* fand. Auch Kellwasserkalk scheint als Einlagerung in den Bänderschiefern vorzukommen, wenigstens deuten schwarze Kalke darauf hin, die in Verbindung mit dem Adorfer Kalke am genannten Fundpunkt bei Langenholthausen und an der

Försterei Kasberg (hier mit *Buchiola retrostriata*, Tentaculiten, *Orthoceras*) auftreten. Sicher ist Kellwasserkalk mit reicher Id-Fauna etwas außerhalb der SW-Ecke des Blattes Balve an der Straße nach Neuenrade von Denckmann und Lotz über Adorfer Kalk im hangenden Teil der Bänderschiefer festgestellt worden (vergl. Denckmann, 1900. S. XI). Häufiger noch als die Flinzschiefer sind die Bänderschiefer als Styliolinenschiefer entwickelt; besonders gut sind solche z. B. in Form fester, kalkiger Schiefer mit einzelnen Flasern dichten grauen Kalkes am Osthange des Husenberges bei Balve entblößt.

III. Das Obere Oberdevon

Wenn auch die alte Hauptgliederung des Oberdevons in Unteres und Oberes Oberdevon nicht mehr der modernen Stratigraphie gerecht wird, insbesondere die Abscheidung der Nehdener Schichten als Mittleres Oberdevon im Sinne Frech's berechtigt erscheint, so behalte ich doch die Zweiteilung aus praktischen Gründen bei, einmal weil sie auf den an das Blatt Balve anschließenden Karten der Iserlohner Lieferung benutzt wurde, andrerseits, weil sie ungefähr den Mächtigkeitsverhältnissen entspricht. Innerhalb des Oberen Oberdevons werden unterschieden:

1. die Nehdener Schichten (*Cheiloceras*-Stufe),
2. die Clymenien-Schichten, die ihrerseits gegliedert werden
   in die Hemberg-Schichten (*Platyclymenia*-Stufe, annähernd = Untere Clymenien-Schichten Denckmann's) und
   in die Dasberg-Schichten (Gonioclymenien-Stufe, annähernd = Obere Clymenien-Schichten Denckmann's).

In ungestörten Profilen sind diese Schichten im Bereiche des Blattes Balve vollständig und in lückenloser Folge vorhanden; nur die oberste Zone (*Wocklumeria*-Zone) der Dasberg-Schichten fehlt vielleicht lokal infolge von gebirgsbildenden Bewegungen, die als Vorphase der varistischen Faltung in der weiteren Umgebung festgestellt wurden.

1. Die Nehdener Schichten

Sie sind auf Blatt Balve nur gering mächtig entwickelt und erscheinen im wesentlichen in zwei verschiedenen Ausbildungsformen: in einer Schieferfacies, die sich eng an die Bänderschiefer (»Büdesheimer Schiefer« Denckmann's) anschließt und in einer Cephalopodenkalkfacies. Letzte tritt nur zwischen dem Asbecker Tal und Eisborn auf, also im Hauptverbreitungsgebiet des Adorfer Kalkes, auf der nördlichen Sattelwendung des Remscheid-Altenaer Sattels. Im übrigen herrschen eintönige, graue, kalkige, gestreifte Schiefer, die zwar bisweilen als echte Cypridinenschiefer entwickelt sind, kartographisch aber bisher nicht von den Bänderschiefern des Unteren Oberdevons zu trennen waren.

Im unteren Hönnetal liegen besondere Verhältnisse vor; hier vollzieht sich der Übergang der Cephalopodenkalkfacies in die schiefrig-

sandige Facies der Nehdener Schichten von Blatt Iserlohn; wie im Unteren Oberdevon so ist auch noch im Oberen Oberdevon das untere Hönnetal ein Grenzgebiet zwischen zwei Faciesentwicklungen gewesen.

Am linken Talrande der Hönne bei Rödinghausen ist die *Cheiloceras*-Stufe als eine schätzungsweise 50 m mächtige Folge von grauen, dunklen Ton- und Feinsandschiefern entwickelt. Lagenweise treten graue Kalkknollenschiefer auf, die bisweilen in Knollenkalkbänke oder in Bänkchen reinen grauen Kalkes mit wulstigen Oberflächen übergehen. Im unteren Teil der Schichtenfolge treten größere, brotlaibförmige Knollen dichten grauen Kalkes auf, der schwarz geflammt zu sein pflegt. Diese kalkknollenführende Tiefzone erinnert lebhaft an die entsprechenden Schichten der Unteren Cypridinenschiefer bei Barmen[1]). Untergeordnet treten auch dünne Lagen von Rotschiefer auf; es sind dies die ältesten Rotschiefer im Oberdevonprofil des nördlichen Sauerlandes; im Verbreitungsgebiet des Plattensandsteins sind sie dicht unter diesem bei Barmen und Iserlohn nachgewiesen[2]).

Im Hangenden gehen die *Cheiloceras*-Schiefer ganz allmählich in die roten und grünen Cypridinenschiefer der Hemberg-Schichten (Fossley) über. Nach W zu findet ein ziemlich schneller Übergang in die Iserlohner Entwicklung der *Cheiloceras*-Stufe, in die Horizonte toγ_2, togt und tog der geologischen Spezialkarte statt. Schon im Profil von Riemke ist der Plattensandstein über feinsandigen, graugrünen Cypridinenschiefern (mit den ersten Rotschieferlagen) nachweisbar. Die kartographischen Feststellungen über das Alter der in Rede stehenden Schichten des linken Hönnetalufers werden durch Fossilfunde Denckmann's bestätigt, die in dunkelgrauen, schwarzflammigen Tonschiefern im Hohlweg nach Riemke und im Wasserriß unter dem Eichelkopf bei »im Hagen« gemacht wurden. Bereits Denckmann hatte das Vorkommen von verkiesten Cheiloceren mitgeteilt. Die Fauna ist folgende:

Phacops mastophthalmus Rh. Richt.
Entomis serratostriata (Sdb.)
Richterina elliptica Pck.
Orthoceras sp.
Cheiloceras sp. (Gr. d. *Ch. Verneuili*)
» sp. (» » » *curvispina*)
Tornoceras simplex (v. B.)
Tornoceras sp.
Posidonia venusta Mstr.
Buchiola sp.
Athyris sp. (cf. *minuta* Klähn)
Liorhynchus cf. *subreniformis* (Schnur)
Camarotoechia rotundata (Mstr.)
Chonetes sp.

Die Gleichaltrigkeit mit den Nehdener Schichten geht aus dieser Fauna ohne weiteres hervor. Die Ostracoden sind typische Formen der Unteren Cypridinenschiefer; sie treten besonders häufig in stärker sandigen, grauen Lagen auf, die auch petrographisch den Cypiridinenschiefern der *Cheiloceras*-Stufe entsprechen.

Im Profil der rechten Seite des Hönnetales sind die Äquivalente der Nehdener Schichten weniger scharf zu erfassen, einmal wegen des sehr allmählichen Überganges in das Untere Ober-

[1]) Vergl. Paeckelmann, dies. Jahrb. f. 1921, S. 83 u. 85.
[2]) Ebendort, S. 82 u. 94; ferner Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1921, Monatsber. S. 43.

devon bezw. in die Hemberg-Schichten, andrerseits wegen des Fehlens einer charakterischen Fauna. Über den S. 56 beschriebenen Schichten des älteren Oberdevons liegen zunächst 9 m graue, dunkelgeflammte Kalkknollenschiefer, unten mit großen brotlaibförmigen, oben mit kleinen Kalkknollen. Dann folgen zwei festere graue Knollenkalkbänke mit dunklen Mergelschieferzwischenlagen, die kleine verkieste Orthoceren, Tentaculiten, schlecht erhaltene Zweischaler (*Opisthocoelus*, *Paracyclas*) und *Camarotoechia rotundata* (Mstr.) führen, darüber:

18 m graue Kalkknollenschiefer,
6 » hellgrüne Tonschiefer, allmählich übergehend in
3 » rote Schiefer, die ihrerseits übergehen in
30 » mächtige, graue dunkle Schiefer mit einzelnen dünnen Bänkchen feinkörnigen, grünlichen, schwach glimmerigen Kalksandsteines.

Diese Schiefer-Sandsteinzone wird ohne scharfe Grenze durch Hemberg-Schichten (zunächst vorwiegend rote Kalkknotenschiefer) überlagert. Wenn sich dieses Profil auch petrographisch ziemlich eng an dasjenige der gegenüberliegenden linken Talseite der Hönne anschließt, so ist doch das völlige Fehlen von Cypridinenschiefern und das stärkere Hervortreten von Knollenkalken bemerkenswert. Die facielle Änderung schreitet nach O zu schnell fort, denn schon im Asbecker Tal, an der Sattelwendung des Remscheid-Altenaer Sattels, am Beuel, wo die nächsten Aufschlüsse in den Nehdener Schichten liegen, sind diese als fossilreiche Cephalopoden-Knollenkalke entwickelt, deren Auffindung und Deutung wir A. Denckmann verdanken.

Über den Kalken der Adorfer Schichten (vergl. S. 57 und Taf. 4) folgen am Beuel, in mehreren kleinen Steinbrüchen (besonders gut an der Asbecker Straße) aufgeschlossen, bankige, teilweise mergelige Knollenkalke mit *Cheiloceras* usw. von grauer bis gelblich-roter, z. T. auch roter Farbe in etwa 25 m Mächtigkeit. Sie gehen nach oben über in mehr plattige, hell-rötliche Knollenkalke der Unteren Clymenien-Schichten.

Die *Cheiloceras*-Kalke entsprechen durchaus dem Unteren Enkeberger Kalk und enthalten dessen reiche Fauna. Das vorliegende, meist von Denckmann, Lotz und Haarmann ausgebeutete Belegmaterial ist leider nicht zonenmäßig gesammelt, doch sind die beiden Zonen IIα und IIβ Wedekind's deutlich wieder zu erkennen. Aus dem unteren, mehr grau gefärbten Teil der *Cheiloceras*-Kalke dürften nach einer vorläufigen Bestimmung vorhanden sein:

Cheiloceras subpartitum (Mstr.)
» *enkebergense* Wdk.
» *altisellatum* Wdk.
» *Verneuili* (Mstr.)
» *circumflexum* (Sdb.)
» *Pompeckji* Wdk.
» *curvispina* (Sdb.)
» *sacculum* (Sdb.)
Tornoceras (*Pernoceras*) *planidorsatum* (Mstr.)
» (*Pernoceras*) *planidorsatum* var. *euryomphala* Wdk.
» cf. *undulatum* (Mstr.)
Orthoceras sp. sp.
Loxopteria dispar (Sdb.)
Praecardium sp.

Aus den höheren, mehr rötlichen Kalken scheinen zu stammen:

Cheiloceras enkebergense Wdk.
» *Verneuili* (Mstr.)
Cheiloceras curvispina (Sdb.) bezw. *sacculum* (Sdb.) oder beide

Aganides sulcatus (Mstr.)
Sporadoceras cf. *discoidale* Wdk.
Dimeroceras Gümbeli Wdk.
» sp. sp.
Tornoceras simplex (Phill.) oder *bilobatum* Wdk.
» (*Pernoceras*) *planidorsatum* (Mstr.)
Posterioceras sp.
Cyrtoceras sp.
Orthoceras sp. sp.
Loxopteria dispar (Sdb.)
» sp.
Posidonia venusta Mstr.
» sp.
Praecardium sp.
Athyris sp.
Petraia sp.

Zwischen dem Beuel und der Achse des Remscheid-Altenaer Sattels sind *Cheiloceras* führende Knollenkalke noch an zwei Stellen über dem Adorfer Kalk nachgewiesen, und zwar am Waldwege Eisborn-Beuel und in Eisborn selbst, am Ausgang nach Mailinde.

Anscheinend treten auch noch im Dasberg-Gebiete an einigen Stellen *Cheiloceras*-Kalke auf; südwestlich Hövel, »unter dem Radeberg«, hat Denckmann über flachlagernden Adorfer- bezw. Kellwasserkalken Knollenkalke mit »Goniatiten der tieferen Enkeberger Horizonte« (1900, S. XIII) festgestellt. Vielleicht ist auch im Profil am Nordwesthange des Dasberges, an der Höhe 404 und am Hang zwischen Hövel und Wettmarsen ein Teil der fossilarmen Kalke unter den Hemberg-Schichten zur *Cheiloceras*-Stufe zu stellen. Dieses stark gestörte Einbruchsgebiet auf der Achse des Remscheider Sattels bietet in dieser Hinsicht noch mancherlei Unklarheiten, die nur durch neue günstige Aufschlüsse und intensives, zonenmäßiges Aufsammeln von Fossilien behoben werden können.

Zum Teil scheint die *Cheiloceras*-Stufe schon im Dasberggebiete wieder in schiefriger Facies entwickelt zu sein; es ist dies daraus zu schließen, daß in einigen Profilen, z. B. im Tale südwestlich »Auf'm Haar« und am Steilhang nördlich Wettmarsen rote Cypridinenschiefer der Hemberg-Schichten nach unten allmählich in graue Schiefer übergehen, die zum Komplex der »Büdesberger Schiefer« (tot) Denckmann's gehören. Schon vorher wurde betont, daß diese meist gebänderten Schiefer teilweise über die *Manticoceras*-Stufe hinausgehen (S. 58).

Bestätigt wird diese Vermutung durch das zum Teil massenhafte Vorkommen von *Entomis serratostriata* (Sdb.) und *Richterina elliptica* Pck., die z. B. bei Wettmarsen unter den roten Schiefern in einzelnen feinglimmerigen Lagen der grauen, dunkelstreifigen, kalkhaltigen tot-Schichten massenhaft auftreten, zusammen mit *Posidonia venusta* Mstr. Auch am Talhange nordwestlich vom Dasberg und gegenüber dem Südosthange des Dasberges treten derartige Cypridinenschiefer auf.

Auf dem Südflügel des Remscheider Sattels, zwischen Beckum und der Südwestecke des Blattes Balve wird die *Cheiloceras*-Stufe offenbar ebenfalls durch den oberen Teil der tot-Schiefer vertreten. Wo normale Profile und gute Aufschlüsse vorliegen, kann man den allmählichen Übergang der grauen Bänderschiefer in die roten Fossleyschiefer beobachten. Zwischen dem Roland und dem Borketal tritt im oberen Teil von tot ein Zug von Adorfer

Kalk auf (vergl. S. 60). Zwischen diesem und dem Fossley liegt ein schmales, längs des ganzen Burgbergrückens zum Teil nur 25—50 m breites Band von tot-Schiefern, die im wesentlichen als *Cheiloceras*-Schichten betrachtet werden müssen. Ob die roten Schiefer des Fossleys hier bis in die *Cheiloceras*-Stufe hineinreichen, muß wegen mangelnder faunistischer Belege eine offene Frage bleiben; nach den Erfahrungen vom Dasberge ist dies möglich, zumal ja auch am Nordrande des Sauerlandes schon vereinzelt Rotschiefer in den Nehdener Schichten auftreten. Daß die roten Cypridinenschiefer des Fossleys teilweise bis in die Nehdener Schichten hinabreichen, wird durch einen Fund von Phacops *(Trimerocephalus) mastophthalmus* Ru. Richt., den Denckmann am Dasberg-Hange machte, wahrscheinlich. Jedenfalls beweisen die gleichmäßigen Lagerungsverhältnisse und der stets allmähliche Übergang der grauen Bänderschiefer in die Fossleyschiefer, daß eine Schichtenlücke zwischen beiden nicht vorhanden ist. Die vielfach angenommene Transgression des Fossleys ist auch in diesem Gebiete zweifellos nicht vorhanden. Am Wege vom Wocklumer Hammer zur Burg enthalten die grauen kalkigen Schiefer zwischem dem Adorfer Kalk und dem Fossley in dickspaltenden, feinsandigen Lagen *Richterina elliptica* Pck., also eine verbreitete Art der Unteren Cypridinenschiefer, Tentaculiten (breite Form, nicht *T. tenuicinctus* der Kellwasserkalke) und vereinzelt *Buchiola palmata* Gf.

Im Langenholthausener Gebiet scheinen die gleichen Verhältnisse zu herrschen wie bei Wocklum; offenbar vollzieht sich hier der allmähliche Übergang zum schiefrig-sandigen Oberdevon des Blattes Plettenberg. An einem Waldwege nordöstlich von Langenholthausen gehen die roten Schiefer des Fossleys nach unten zu in grünliche, gebänderte, kalkige Schiefer mit glimmrig-sandigen Flasern über, die Stielglieder von Crinoiden enthalten, die anscheinend zu dem Nehdener *Cosmocrinus Holzapfeli* Jaekel gehören. Der Übergang der grauen Bänderschiefer in den Fossley ist ferner gut in den schönen Profilen bei der Försterei Kasberg, am Trachtenberg und am Hahnenberg zu beobachten, am letzteren verschiedentlich auch der Übergang in den Adorfer Kalk.

In den Sattelkernen der Oberdevonschollen von Ainghausen, vom Hömberg, vom Effenberg, Mittelberg und von Hachen in der Nordostecke des Blattes Balve, die aus der weiten Culmfläche in der Verlängerung des Remscheider Sattels zutage treten, bilden dunkelgraue, schwarz gebänderte oder geflammte kalkige Schiefer überall das normale Liegende der Hemberg-Schichten. Wie bei Balve ist es zurzeit nicht möglich, in diesen Schiefern einen älteren Komplex (*Manticoceras*-Stufe) von einem jüngeren (*Cheiloceras*-Stufe) zu trennen. Bisher wurden nur unbestimmbare Fossilreste gefunden, so daß es späteren Spezialuntersuchungen überlassen bleiben muß, festzustellen, ob eine paläontologische Gliederung durchführbar ist. Gut aufgeschlossen sind die Bänderschiefer mit ihrem Übergang in die Hemberg-Schichten vor allem in folgenden Profilen:

1. Am Westfuß des Hömberges, wo graue gestreifte, kalkige Schiefer in großer Mächtigkeit zutage treten; sie führen z. T. Ostracoden und erinnern lebhaft an $to\chi^2$ (»graue und schwarze Schiefer«) der *Cheiloceras*-Stufe von Letmathe. Im Hangenden gehen sie in rote Kramenzel der Hemberg-Schichten über.
2. Weiter nördlich bei Ainghausen (vergl. Profil 1, Taf. 5) liegen die Verhältnisse insofern etwas anders, als die tieferen Hemberg-Schichten (vergl. S. 75) nicht als Fossley, sondern in Form von Knollenkalken mit *Sporadoceras Münsteri* und *Prolobites delphinus* entwickelt sind. Flach gefaltete dunkle Bänderschiefer, in sandig-glimmrigen Lagen mit *Entomis serratostriata*, *Richterina elliptica* und *Buchiola palmata*, sind an der Straße bei Ainghausen mehrfach gut aufgeschlossen; sie gehen nach oben in geringmächtige graue Knollenkalke, diese in rote Kramenzel der Hemberg-Schichten über.
3. Am Waldrande südlich Stiepel, an der nördlichen Blattgrenze, wird der Fossley wieder unmittelbar von grauen Bänderschiefern unterlagert. An der großen Straße westlich vom Effenberg sind diese mehrfach in Verbindung mit roten Schiefern und roten Kalkknotenschiefern aufgeschlossen. Ob hier der Fossley infolge von Spezialfaltung in den Bänderschiefern erscheint, oder ob es sich etwa wie auf Blatt Plettenberg und Attendorn im Sinne von Henke und W. E. Schmidt um Verzahnung tieferer Partien des Fossleys mit den Bänderschiefern handelt, bleibt noch zu untersuchen.
4. Am obersten Horizontalweg auf dem südlichen Hang des Effenberges, im Hohlweg nordwestlich vom Grasberg, im Tal am SSW-Hang des Grasberges (hier mit Linsen grauen, dichten Kalkes) und zwischen dem Grasberge und dem Mittelberge sind verschiedentlich gute Profile aufgeschlossen (vergl. Profil 3, Taf. 5). Überall beginnt die Schichtenfolge mit den üblichen dunklen, streifigen, kalkreichen Schiefern; nach oben gehen sie in rote Schiefer, rote Kramenzel oder rote Knollenkalke der Hemberg-Schichten über, die sich gegenseitig vertreten (vergl. S. 77). Westlich vom Grasberg, in der Nähe der Jagdhütte wurde in den Schiefern von Lotz folgende kleine, aber immerhin ganz charakteristische Fauna gesammelt:

Entomis serratostriata (Sdb.)
Richterina elliptica Pck.
Posidonia venusta Mstr.
Athyris sp.
und eine Reihe größerer, aber unbestimmbarer Brachiopoden oder Zweischaler.

5. Am Südfuß des Müssenberges (Röhrufer unterhalb Hachen) (vergl. Profil 3, Taf. 5) erscheinen die Bänderschiefer im Kern eines Sattels unter grauen bis leicht rötlichen Kramenzeln, die in hohen Klippen am Steilhang und in einem großen Marmorbruch aufgeschlossen sind. Die grauen Kramenzel gehören den Hemberg-Schichten an; stellenweise gehen sie in streichender Richtung in roten Kramenzel über.

2. Die Clymenien-Schichten

a) Die Hemberg-Schichten

(= Unterer Clymenienkalk Denckmann's, = Oberdevonstufen III—IV + Fossley Wedekind's, = Platyclymenien-Stufe H. Schmidt's)

Auch in der Ausbildung der Hemberg-Schichten treten facielle Unterschiede im Bereiche des Blattes Balve hervor, wenn auch nicht in dem Ausmaß wie in den Nehdener und Adorfer Schichten. Die Hemberg-Schichten sind charakterisiert durch das Vorherrschen roter und grüner Gesteine. Rote Cypridinenschiefer, rote Kalkknotenschiefer und Knotenkalke, also kurz die von Denckmann als »Fossley«[1]) bezeichneten fossilarmen Gesteine haben die größte Verbreitung; daneben treten — mehr untergeordnet — rote, seltener graue Kramenzelkalke mit der Fauna der Platyclymenien-Stufe auf.

Fossley und Unterer Clymenienkalk sind Bildungen, die einander — zum mindesten im Bereiche des Blattes Balve — vertreten; ein jüngeres Alter kommt für den Fossley ebensowenig in Frage wie eine Transgression desselben im Sinne Denckmann's oder Wedekind-Schindewolf's.

Ein vorzügliches und für die stratigraphische Klärung des Fossleys grundlegendes Profil durch die Hemberg-Schichten ist im Eisenbahneinschnitt am linken Hönneufer bei Rödinghausen[2])

---

[1]) Unter Fossley muß das verstanden werden, was Denckmann 1900 (l. c, S. XV) zuerst als solchen bezeichnete: mächtige rote und grüne, fossilarme oder fossilfreie Schiefer, Kalkknotenschiefer und Knotenkalke, die in der Landschaft überall stark hervortreten. Es sind die Horizonte toc und ton, die Denckmann auf seinem Blatte Balve eigenhändig als Fossley bezeichnet hat. Da wo dieser nach Denckmann's Kartierung in ungestörten Profilen auftritt, liegt er zwischen »Wocklumer Kalk« (tow) und »Büdesheimer Schiefern« Denckmann's (tot); nur an einer einzigen Stelle, westlich der Melscheder Mühle, ist ein auskeilender Rest von »Enkeberger Kalk« zwischen tow und tot (bezw. Adorfer Kalk) eingezeichnet (vergl. S. 73). Alle späteren Umdeutungen des Fossleys, von denen Schindewolf neuerdings (Centralbl. f. Min. usw. 1923, S. 246—247) wieder eine Probe gab, sind auszuschalten. Fossley ist und bleibt auch im Herzen des Sauerlandes das, was auf den Blättern Hohenlimburg, Iserlohn, Balve usw. als toc und ton bezeichnet wurde. Fossley-ähnliche Bildungen, die ganz vereinzelt (vergl. S. 83—84) noch bis in die Unteren Dasberg-Schichten hinaufreichen, enthalten die Fauna der *laevigata*-Stufe (V) Wedekind's, und sind nicht jünger als diese. In den höheren Zonen sind Fossley-ähnliche Gesteine bisher nur ganz vereinzelt festgestellt worden. Im Bergischen und im nördlichen Sauerlande treten bisweilen rote Einlagerungen in den Oberen Cypridinenschiefern auf; hierher sind die Clymenienmergel des Üllendahls bei Elberfeld zu rechnen, die zur mittleren Zone der Dasberg-Schichten gehören. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn H. Schmidt kommen derartige Einlagerungen ferner noch am Mostenberg bei Blintrop (Bl. Plettenberg) und bei Osterhof-Wülfte nördlich Brilon vor; ich kenne sie ferner von Schwarzenau a. d. Eder. Diese stets geringmächtigen Rotschieferlagen entsprechen allein dem, was Wedekind und Schindewolf unter Fossley verstehen: »die Folge von roten Schiefern im Hangenden der *laevigites*-Stufe«. Niemand aber hat diese vereinzelten Clymenienschiefer als Fossley angesprochen; in der Tat haben sie auch mit Denckmann's Fossley nicht das mindeste zu tun. Den Sauerländischen Fossley mit der *Gattendorfia*-Stufe Schindewolf's zu identifizieren, wie Schindewolf dies tut, ist geradezu absurd, da *Gattendorfia subinvoluta* über der *Wocklumeria*-Zone liegt. Vergl. auch S. 86—87.

[2]) Vergl. Paeckelmann, dies. Jahrb. f. 1921, S. 279 und Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1921, Monatsber. S. 41; ferner H. Schmidt, dies. Jahrb. S. 115.

aufgeschlossen. Über den Nehdener Schichten (vergl. S. 62) folgen hier in deutlichem Übergang zunächst rote Schiefer mit untergeordneten grünlichen Schiefern; anfangs spärlich, dann nach oben zu immer mehr zunehmend, treten darin Kalkknotenschiefer auf. Etwa die obere Hälfte der ungefähr 50 m mächtigen bunten Folge besteht aus Kalkknotenschiefern und Knotenkalken mit untergeordneten Kalksandsteinbänken, vorwiegend rot, mit einigen grünen Lagen. Diese Zweiteilung in eine knotenkalkarme Tiefzone und eine obere Knotenkalk- bezw. Kalkknotenschiefer-Zone ist sehr charakteristisch und in der Mehrzahl der Fossley-Profile zu beobachten, nicht nur am Nordrande des Schiefergebirges, sondern auch auf Blatt Balve und in andern Gebieten des Sauerlandes. Der Fossley geht im Hönnetalbahneinschnitt nach oben zu allmählich in graue Kramenzelkalke und Kalkknotenschiefer von 5 m Mächtigkeit über; darüber folgen zwei Alaunschieferbänke, die durch graue Schiefer mit Kalkknollenlagen getrennt werden, zusammen nicht ganz 1 m mächtig. Diese Schichten über dem Fossley gehören an die Basis der »Wocklumer Schichten« Denckmann's von Blatt Iserlohn. In den Alaunschiefern sammelte H. Schmidt (Dies. Jahrb. S. 110) eine typische Fauna mit *Platyclymenia annulata, intracostata* und *subnautilina*, so daß also die tiefsten »Wocklumer Schichten« des Hönnetales noch zur Platyclymenien-Stufe gehören und zwar zu deren oberster Zone, der *annulata*-Zone Denckmann's (= Stufe IV Wedekind's). Aus der gleichförmigen Unterlagerung durch *Cheiloceras*-Schichten und aus der ebenfalls zweifellos normalen Überlagerung des Fossleys durch die *annulata*-Zone ergibt sich also, daß der Fossley im Hönnetal älter ist als diese und dem jüngeren Enkeberger Kalk (Stufe III Wedekind's) entspricht. Eine gewisse weitere paläontologische Bestätigung dieser Feststellung bedeuten auch Funde von *Sporadoceras Münsteri*, die Henke in den Knotenkalken des oberen Fossleys im Hönnetalbahneinschnitt machte.

In den roten und grünen Cypridinenschiefern an der Basis des Fossleys wurden außer einigen Phacopiden (u. a. *Trimerocephalus anophthalmus* Fr.) und Drevermannien, die zurzeit noch Herrn R. Richter in Frankfurt zur Bearbeitung vorliegen, noch *Richterina elliptica* Pck. und *Entomis serratostriata* (Sdb.) beobachtet, die auch im Bergischen aus den Nehdener Schichten bis in den »Horizont der Roten und Grünen Cypridinenschiefer« (toc) hinaufgehen, dagegen niemals in den Dasberg-Schichten beobachtet wurden. Die Ostracoden weisen demnach ebenfalls mit Sicherheit auf ein höheres Alter des Fossleys als das der Dasberg-Schichten und damit der *laevigata*-Kalke Wedekind's.

Auf der rechten Talseite der Hönne ist der Fossley an der Rödinghäuser Papierfabrik ebenfalls gut aufgeschlossen. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 55 m; auch hier geht er ohne scharfe Grenze in die *Cheiloceras*-Schichten über (vergl. S. 62). An der Basis liegen wieder rote Cypridinenschiefer mit untergeordneten Kalkknotenlagen; sie enthalten *Posidonia venusta, Entomis serratostriata, Richterina elliptica* und *Trimerocephalus anophthalmus*, also die übliche eintönige toc-

Fauna. Es folgen dann im Profil dunkelgraugrüne, schwarzgeflaserte, glimmrige, unvollkommen spaltbare Schiefer mit dünnen Kalkknotenlagen, darüber glimmrige Mergelschiefer mit einzelnen Kalkknoten, dann graugrüne Mergelschiefer mit hellrötlichen Kalkknoten und endlich im oberen Teil des Fossleys graugrüne und rote Knotenkalkbänke und Kalkknotenschiefer. Stellenweise sind die Knotenkalke bereits etwas knollig entwickelt, wodurch sich der Übergang in die fossilführende Facies, also in den Unteren Clymenienkalk, anzeigt. Am Steilhang über der großen Straße sind an einer »Klippe über dem Fußwege von der Papierfabrik nach der Borg« in grauroten Knollenkalken des obersten Fossleys von A. Denckmann

Protactoclymenia Lotzi Wdk. (10 Exempl.)
» *involuta* Wdk. (1 ») und
Sporadoceras Münsteri (v. B.) (8 »)

gesammelt worden, also eine typische Fauna des Oberen Enkeberger Kalkes, speziell der Zone IIIβ Wedekind's. Damit ist das Alter des Fossleys im Hönnetal nunmehr auch paläontologisch direkt bewiesen. Die Paläontologie bestätigt also klar die tatsächlichen Beobachtungen im Gelände und die Ergebnisse der Kartierung.

Bemerkenswert ist im Fossley des rechten Hönnetalprofils das Fehlen von Kalksandsteinen, die weiter westlich (schon auf der linken Seite des Tales beginnend) besonders im oberen Horizont stark hervortreten. Es ist dies ein immerhin merklicher Facieswechsel, der noch durch die Einschaltung von Knollenkalkbänken verstärkt wird. Mit dem Überhandnehmen der Knollenkalke, also beim Zurücktreten des kleinknorpeligen eigentlichen Fossleykramenzels, stellt sich die Cephalopodenfauna ein, d. h. also, der Fossley geht durch relativ geringfügige Änderung der petrographischen Verhältnisse in den Unteren Clymenienkalk über.

Am Beuel, wo infolge der Störung von Borg die nächsten Vorkommen der Hemberg-Schichten liegen, sind diese wie die Nehdener und die Adorfer Schichten in reiner Cephalopodenkalkfacies ausgebildet (vergl. S. 57 und 63). Denckmann hat hier bereits die Oberen Enkeberger Kalke mit *Prolobites delphinus* und den ersten Clymenien, sowie den *annulata*-Kalk festgestellt (1900, S. XII—XIII).

Die Kalke mit *Prolobites delphinus* sind am Beuel nach O. Haarmann etwa 25 m mächtig (vergl. Taf. 4); es sind vorwiegend plattigknollige, dichte, graurötliche und rote Kalkbänke, die ohne scharfe petrographische Grenze in die *Cheiloceras*-Kalke übergehen. Folgende Fauna besitzt das Geologische Landesmuseum aus dem Oberen Enkeberger Kalk vom Beuel (Formen, deren genaues Lager unbekannt ist, sind nicht berücksichtigt):

Prolobites delphinus (Sdb.) (s. häufig)
Sporadoceras Münsteri (v. B.) (s. häufig)
Aganides sulcatus (Mstr.)
Pseudoclymenia Weissi Wdk.
Protactoclymenia pulcherrima Wdk.
Protactoclymenia sp.
Orthoceras sp. sp.
Posidonia venusta Mstr.
Loxopteria dispar (Sdb.)
Chaenocardiola sp.

Diese Fauna entspricht der Zone IIIβ Wedekind's. Ob sich unter ihr auch die Zone IIIα (mit *Pseudoclymenia Sandbergeri* Gümb.) pa-

läontologisch zu erkennen gibt, kann auf Grund der vorliegenden Beobachtungen und Aufsammlungen nicht entschieden werden. Noch »unmittelbar unter der *annulata*-Zone« ist nach Denckmann's Aufsammlungen *Prolobites delphinus* am Beuel häufig, zusammen mit *Genuclymenia Frechi* Wdk.

Die *annulata*-Zone ist am Beuel besonders gut entwickelt; Denckmann erkannte sie bereits 1900; später hat R. Wedekind zahlreiche Clymenien von dort beschrieben und abgebildet. Dünnplattige, hellrötliche, nach oben mehr gelblichbraune, vorwiegend knollige Kalke setzen die etwa 10 m mächtige Zone zusammen. Ein mergeliges Zwischenmittel hat sich als besonders versteinerungsreich erwiesen, aber auch die Kalke sind z. T. gespickt mit Fossilien, namentlich Platyclymenien. An der Basis der Zone sammelte ich selbst:

Aganides (nach Wedekind's Bezeichnung »*Postprolobites*«) *Frechi* Wdk.
Platyclymenia protacta Wdk.
Platyclymenia sp.
Naticopsis sp.

Darüber folgt der Hauptfossilhorizont mit:

Phacops sp. (? *acuticeps* Kays.)
Helioproetus sp.
Platyclymenia Ruedemanni Wdk.
» *Quenstedti* »
» *rotundata* »
» *Richteri* »
» *annulata* (Mstr.)
» *valida* (Phill.)
» *intracostata* (Frech)
» *mirabile* Wdk.
» *Walcotti* »
» *curvicosta* »
» *Barrandei* »
» *bicostata* »
» sp. sp.
Protactoclymenia euryomphala Wdk.
Aganides sulcatus (Mstr.)
» *Frechi* (Wdk.)
» *intermedium* (Wdk.)
Sporadoceras Münsteri (v. B.)
Orthoceras sp. sp.
Posidonia venusta Mstr.
Loxopteria dispar (Sdb.)
» *laevis* Fr.
Prosochasma sp.
Buchiola palmata (Gf.)
Chaenocardiola marsica H. Schm.
Opisthocoelus cf. *arcuatus* (Mstr.)
Platyceras sp.
Loxonema sp.

An der Gleichaltrigkeit dieser Fauna mit der *annulata*-Fauna des Hönnetals (vergl. S. 68) ist nicht zu zweifeln; der facielle Unterschied der beiden Vorkommen ist aber in petrographischer Hinsicht unvergleichlich größer als etwa derjenige zwischen Fossley und Unterem Clymenienkalk im gleichen Gebiet. — Die stratigraphische Bedeutung der *annulata*-Zone hat Denckmann bereits klar erkannt. Wedekind erhob sie aus paläontologischen Gründen zu einer besonderen Stufe. H. Schmidt (Dies. Jahrb. S. 110—111) ist dieser Ansicht Wedekind's jedoch meines Erachtens mit Recht entgegengetreten; mit ihm betrachte ich die *annulata*-Zone nur als obere Zone der Platyclymenien-Stufe (= Hemberg-Schichten H. Schmidt's). Ihre Bedeutung als stratigraphischer Leithorizont wird dadurch in keiner Weise verringert.

Nordöstlich vom Beuel, im Tale nordwestlich vom Ebberg, nach dem Asbeker Tale zu, stellte Denckmann (1902, S. 520) am östlichen Talgehänge Clymenienkalke in flacher Lagerung fest; es handelt sich um eine kleine, rings von Culm umgebene Scholle von Hemberg- und Dasberg-Schichten. Ich selbst konnte infolge mangelhafter Aufschlüsse kein zusammenhängendes Profil beobachten. Unter Zuhilfenahme des Sammlungsmaterials ist jedoch zu erkennen, daß von

den Hemberg-Schichten die beiden Zonen der *Cl. involuta* und der *Cl. annulata* in ähnlicher Weise entwickelt sind wie am Beuel. Zu unterst treten graue bis hellrote plattig-knollige Kalke auf; sie enthalten:

Orthoceras sp.
Prolobites delphinus (Sdb.)
Sporadoceras varicatum Wdk.
» *Münsteri* (v. B.) (häufig)
Protactoclymenia involuta Wdk.
Protactoclymenia cf. *cycloptera* Wdk.
» *pulcherrima* Wdk.
Genuclymenia sp.
Loxopteria laevis Fr.
Orthis sp.

Über dieser typischen IIIβ-Fauna liegt die *annulata*-Zone, graugrüne, mit Roteisen durchtränkte Knollenkalke, die bisher nur eine ärmliche Faunna geliefert haben:

Aganides Frechi (Wdk.)
Sporadoceras Münsteri (v. B.)
Protactoclymenia ?pulcherrima Wdk.
Platyclymenia, Gruppe der *annulata*, wahrscheinlich *Pl. protacta* Wdk.
Platyclymenia ?Quenstedti Wdk.

Darüber folgen sofort Dasberg-Schichten. Die reiche Fauna, die am Beuel im oberen Teil der *annulata*-Zone auftritt, ist nicht vorhanden. Zwischen dem Beuel und Eisborn sind Hemberg-Schichten ebensowenig wie Dasberg-Schichten nachgewiesen worden; zum Teil liegt das an den tektonischen Verhältnissen, zum Teil vielleicht auch an der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, daß die Schichten hier örtlich nicht abgelagert (bezw. nach ihrer Ablagerung wieder abgetragen), und daß unmittelbar Culm über *Cheiloceras*-Kalken abgesetzt wurde (vergl. S. 88). Die nächsten Vorkommen von Hemberg-Schichten liegen auf der Sattelachse[1]) des Remscheid-Altenaer Sattels, im Bereich der stark gestörten Einbruchszone zwischen Hövel und Albringen.

Am Karhof, im Grübecker Tal, stehen unter fossilführenden Dasberg-Schichten rote, stark mergelige Knollen- und Knotenkalke an, die teils an echten Fossley, teils an die normalen Clymenienkalke erinnern. Gegenüber, am Waldrande nach dem Dasberge zu, ist der Fossley vollständiger entwickelt. Die von dort bereits erwähnten Bänderschiefer (vergl. S. 64) gehen in rote typische Cypridinenschiefer mit einzelnen Kalkknotenschieferlagen über. Ostracoden sind auf einzelnen Schichtflächen häufig; weitaus vorherrschend ist *Entomis serratostriata*; wahrscheinlich tritt daneben aber auch *Richterina ellip-*

[1]) Von Wedekind und Schindewolf wird angenommen, daß die Schichtenfolgen auf den Sätteln unvollständig, in den Mulden dagegen vollständig seien. So sagt Wedekind (Über Transgressionen im Oberdevon, Ber. Nieders. Geolog. Vereins, 1914, S. 44): »Der Beuel liegt im östlichen Ausstreichen des Remscheid-Altenaer Sattels etwa auf der Sattelachse. Mit der Entfernung von der Sattelachse wird die Schichtenfolge vollständiger, indem sich .... allmählich die verschiedenen Oberdevonstufen einstellen« »Überall ist die oberdevonische Schichtenfolge auf den Sätteln unvollständig.« Daraus leitet Wedekind bekanntlich seine »Präfossleyfaltung« und seine Fossleytransgression ab. Die Unhaltbarkeit der Fossleytransgression ergibt sich ja schon aus der irrigen stratigraphischen Einstufung des Fossleys durch Wedekind. Aber auch die eben zitierten Sätze stimmen nicht, denn 1) liegt der Beuel nicht auf der Sattelachse, 2) ist am Beuel die Schichtenfolge bis in die Dasberg-Schichten hinauf vollständig, 3) sind im Gebiet der Sattelachse selbst, also im Bereich der Höveler Einbruchszone, die oberdevonischen Schichten ebenfalls vollständig vorhanden.

tica auf. Außerdem findet man Crinoidenstielglieder, *Posidonia venusta* (mit Kalkschale) und *Trimerocephalus anophthalmus*, also eine typische toc-Fauna. Nach dem Hangenden zu nehmen die Schiefer Kalkknollen auf und gehen zuletzt in rote, stark mergelige Knollenkalke über, in denen ich *Sporadoceras Münsteri* nachweisen konnte. Dieses Profil bietet ein gutes Beispiel für vertikalen Übergang von typischem Fossley in Knollenkalke vom Charakter der Unteren Clymenienkalke. Überlagert werden die roten Hemberg-Schichten am Waldrande nach dem Karhof zu von Sandsteinen und Kalken der Dasberg-Schichten; die Grenze ist jedoch zurzeit nicht aufgeschlossen.

In ähnlicher Weise wie am Karhof sind die Hemberg-Schichten in der Südscholle des Dasberges entwickelt. In der Nordscholle liegen zwischen Adorfer Kalken und den fossilreichen Dasberg-Schichten rote Kramenzel und Knollenkalke; ob diese von Denckmann als Enkeberger Kalk kartierten Kalke ganz oder nur zum Teil den Hemberg-Schichten angehören, steht noch nicht fest, da Fossilien nicht gefunden wurden; es ist auch nicht sicher, ob die Schichtenfolge tektonisch ungestört ist. Hier müßten zunächst durch einen Schurf die *Cheiloceras*-Schichten festgestellt werden (vergl. S. 64).

Nordöstlich vom Dasberg treten Hemberg-Schichten bei Wettmarsen und südlich davon nach Hövel zu auf. Gleich nördlich und nordwestlich vom Gute Wettmarsen gehen die Bänderschiefer normal über in geringmächtige rote Cypridinenschiefer, diese in graue und rote Kramenzelkalke und Knollenkalke, die Denckmann bereits als Fossley erkannt hat (1902, S. 582); in grauen Kalken über den roten Schiefern fand ich zwei Exemplare von *Sporadoceras biferum*, eines Goniatiten, der nach unseren derzeitigen Kenntnissen besagt, daß die Kalke jünger als die Untere *Cheiloceras*-Stufe und älter als die *annulata*-Zone sind. Südlich von Wettmarsen sind Hemberg-Schichten in einer größeren Scholle nachgewiesen, die im O durch einen Ast des Höveler Ganges begrenzt wird. Soweit die zum Teil mangelhaften Aufschlüsse ein Urteil gestatten, glaube ich die Lagerungsverhältnisse etwa durch das schematische Profil 5 auf Tafel 5 erklären zu können.

Gut aufgeschlossen sind die Hemberg-Schichten in einem kleinen Steinbruch im Walde 500 m südlich Wettmarsen; hier beobachtet man flachliegende rote Kramenzel, die zum Teil nicht vom typischen Fossley zu unterscheiden sind, einzelne Bänke sind aber knolliger und mergeliger; in ihnen fand ich *Sporadoceras varicatum* Wdk. Über dem Steinbruch sind an einigen Klippen etwas höhere Schichten in Form von graurötlichen bis gelbrötlichen Kalken entblößt; sie enthalten, vorwiegend nach Aufsammlungen von Denckmann und Lotz:

Sporadoceras Münsteri (v. B.)
» *varicatum* Wdk.
Aganides ? Frechi (Wdk.)
Protactoclymenia ? pulcherrima Wdk.
» *involuta* Wdk.
Genuclymenia cf. *Frechi* Wdk.
Cymaclymenia ? costata Wdk.
Orthoceras sp.
Loxopteria laevis Fr.
Chaenocardiola marsica H. Schm.

Eine ähnliche IIIβ-Fauna fand Denckmann in gleichen Kalken etwas weiter südöstlich (σ_2 des Profils 5 auf Taf. 5):

Prolobites delphinus (Sdb.)
Sporadoceras Münsteri (v. B.) (häufig)
» *varicatum* Wdk.
» *continuum* (Mstr.)
Protactoclymenia pulcherrima Wdk.
» *involuta* »
» *Lotzi* » (häufig)
Genuclymenia Frechi Wdk.
» *hexagona* Wdk.
Loxopteria laevis Fr.
» sp.
Camarotoechia (?*rotundata* Msir.)
Crinoidenstielglieder (häufig)

Von *annulata*-Kalken hat man (obgleich bei Wettmarsen die Dasberg-Schichten an mehreren Stellen über den Hemberg-Schichten normal liegend vorhanden sind) bisher keine Spur gefunden.

Mehrfach beschrieben[1]) ist das nächst südliche Vorkommen von Hemberg-Schichten, an der Straße Hövel-Beckum, in einem Steinbruch am Nordostfuß des Ballberges; es liegt bereits auf dem Südflügel des Remscheider Sattels. Zu unterst sind im Steinbruch 4,5 m graue und rötliche derbe Knollenkalke aufgeschlossen, darüber eine dünne Bank grauen Knollenkalkes mit *Sporadoceras Münsteri*, *Prolobites delphinus*, *Platyclymenia involuta* usw., also mit einer IIIβ-Fauna. Über der Fossilbank liegen noch gut 1 m graue Knollenkalke, dann folgt eine handbreite Schieferlage, darüber Dasberg-Kalke (vergl. S. 82). In diesem Profil muß auch die *annulata*-Zone vorhanden sein; je ein Exemplar von *Platyclymenia annulata* und *Pl. Ruedemanni*, die H. Schmidt in losen Blöcken fand, deuten darauf hin. Die Zone kann aber nur geringmächtig sein, etwa 1 m. Der Gegensatz zum Beuel, wo die *annulata*-Kalke 10 m mächtig und sehr fossilreich entwickelt sind, springt in die Augen und macht es verständlich, daß in vielen Profilen[2]) die Zone (nach Wedekind sogar Stufe!) überhaupt nicht festzustellen ist.

Südlich vom Ballberg treten Cephalopoden-Kalke des höheren Oberdevons am West- und Nordhang des Roland in einer schmalen Scholle zwischen Massenkalk und Kulm auf. Es scheinen nur Hemberg-Schichten erhalten zu sein. Anzeichen für Dasberg-Schichten aufzufinden gelang nicht, obgleich Denckmann am Roland »Wocklumer Kalk« angibt. Hemberg-Schichten sind in einem kleinen Steinbruch in Form grauer und rötlicher, plattiger Kramenzelkalke (ähnlich wie am Ballberg) aufgeschlossen; sie enthalten *Prolobites delphinus* und *Sporadoceras Münsteri*. An einer andern Stelle sammelte Denckmann *Sporadoceras biferum*.

Etwas weiter südwestlich setzt ziemlich schnell wieder die Fossley-Facies ein. Gleich östlich vom Wege Melscheder Mühle-Beckum ist das Oberdevon vom Adorfer Kalk an aufwärts gut aufgeschlossen, aber leider fossilarm. Unter den Dasberg-Schichten sind die Hemberg-Schichten als graue und rötliche, zum Teil etwas sandige Knotenkalke mit reineren Knollenkalkbänken und einzelnen Kalk-

[1]) Denckmann 1902, S. 582. — Wedekind, Beitr. zur Kenntnis des Oberdevon am Nordrande des rechtsrheinischen Schiefergebirges, 1911, S. 2, Anm. — H. Schmidt, dies. Jahrb. f. 1921, S. 111.

[2]) Nicht nur auf Blatt Balve. So fehlt nach H. Schmidt, dies. Jahrb. f. 1920, I, S. 281, die *annulata*-Zone z. B. in den gut aufgeschlossenen Cephalopodenprofilen bei Warstein.

knotenschieferlagen entwickelt; man kann sie nach SW zu über den genannten Weg im Streichen gut verfolgen und erkennen, daß sie immer mehr in unverkennbaren kleinknorpligen Fossley-Knotenkalk übergehen, der im nahen Walde bereits klippenbildend entwickelt ist und dort auch von Denckmann als solcher kartiert wurde.

Vom Orletal bis in die Gegend von Langenholthausen ist die Ausbildung der Hemberg-Schichten als Fossley sehr gleichartig. Die Verhältnisse sind hier wieder ganz ähnliche wie am Nordflügel des Remscheider Sattels. Meist tritt eine deutliche Zweiteilung in einen unteren kalkärmeren und einen oberen kalkreicheren Horizont hervor. Ein besonders gutes und zusammenhängendes Profil ist bei Langenholthausen an der Straße südlich der Försterei Kasberg aufgeschlossen, das wiederum beweist, wie wenig sich eine Transgression des Fossleys mit den tatsächlichen Beobachtungen in Einklang bringen läßt. Das Profil beginnt mit grauen, stark druckgeschieferten Bänderschiefern, die mehrere Knotenschieferlagen und einzelne Knollen und Bänkchen von dunklem Kalk enthalten; sie gehen sehr allmählich in den unteren Fossley über, zunächst überwiegend graugrüne und nur untergeordnet rote Schiefer, später vorwiegend rote Schiefer, die nach dem Hangenden zu unter Anreicherung des Kalkgehaltes reine Kalkknotenschieferbänke aufnehmen; aus diesen entwickeln sich, ebenfalls ohne petrographisch hervortretende Grenze, rote Knollenkalke mit der Fauna der Unteren Dasberg-Schichten (vergl. S. 84).

Südwestlich von Langenholthausen ist der Fossley wesentlich kalkärmer entwickelt, seine Zweiteilung ist meist nicht durchzuführen. Rote Schiefer mit Kalkknotenlagen sind die Regel; dazu gesellen sich — zunächst vereinzelt — Sandsteinbänkchen, die auf dem Nachbarblatte Plettenberg dann mehr hervortreten. Es ist nicht ausgeschlossen, daß südwestlich von Langenholthausen die roten Fossley-Schiefer teilweise in die Unteren Dasberg-Schichten hinaufgehen.

Weiterhin seien kurz die Hemberg-Schichten in der Fortsetzung des Remscheider Sattels, im Kulmgebiet zwischen Ainghausen und Hachen besprochen. Lotz hat hier 1900 gearbeitet, doch liegen keinerlei Aufzeichnungen über seine Untersuchungen vor; lediglich das von ihm gesammelte Fossilienmaterial ist vorhanden.

Zwischen Humberg und Hömberg treten die Hemberg-Schichten in einer Doppelscholle als nicht sehr mächtiger Fossley über den Bänderschiefern der *Cheiloceras*-Stufe und unter fossilreichen Dasberg-Kalken (vergl. S. 84) an zwei Stellen auf, die aber zurzeit schlecht aufgeschlossen sind.

In der Oberdevonscholle von Ainghausen (vergl. Profil 1. Taf. 5) gehen die grauen Bänderschiefer zunächst in graue Knollenkalke, diese in Fossley-Kramenzel bezw. in rötliche, knollige Kalke und rote Schiefer über. An der Straße bei der Ainghausener Mühle ist das Profil:

Fossley
graue Kramenzelkalke
graue Bänderschiefer (vergl. S. 66)

gut aufgeschlossen. Am Nordwestfuß des Humberges stehen unter roten Cypridinenschiefern grau-rötliche Knoten- und Knollenkalke an, in deren obersten Lagen *Sporadoceras Münsteri* gefunden wurde; weitere Fauna konnte nur aus losen Brocken auf dem Acker gesammelt werden, nämlich:

Prolobites delphinus (Sdb.)
Sporadoceras Münsteri (v. B.) (häufig)
» *biferum* (Phill.)
» *varicatum* Wdk.
Pseudoclymenia sp.
? Pseudoclymenia Sandbergeri (Gümb.)
Rectoclymenia cf. *Kayseri* (Drev.)
Cymaclymenia striata (Mstr.)
Poterioceras sp.
Orthoceras sp.

Mit Sicherheit weist die Fauna auf das Vorhandensein der Zone IIIβ, möglicherweise ist auch noch IIIα fossilführend vorhanden. Bemerkenswert ist das Vorhandensein von *Clymenia striata*, das in 1—2 Bruchstücken von Lotz gesammelt wurde, allerdings in einem von den übrigen Gesteinen etwas abweichenden grauen Kalk; ob dadurch das Auftreten von Dasberg-Schichten angedeutet wird, muß noch dahingestellt bleiben. Es besteht immerhin die Möglichkeit, daß am höheren Berghang über dem Fossley auch Reste von Dasberg-Schichten vorhanden sind. Die roten Schiefer über den Kalken mit *Sporadoceras Münsteri* führen *Richterina elliptica*, sind daher mit größter Wahrscheinlichkeit noch zu den Hemberg-Schichten zu stellen; sie könnten die *annulata*-Zone vertreten, die nordwestlich der Mühle von Ainghausen, beim letzten Hause am Waldrande, über der Straße nach Asbeck, fossilführend aufgefunden wurde. Hier stehen (gegen Kulmplattenkalke verworfen) am Nordwestrande der Ainghausener Oberdevonscholle graue und rötliche Knollenkalke (wieder normal über grauen Bänderschiefern) an; in tieferen Lagen fand ich *Sporadoceras Münsteri*, in den obersten Bänken dagegen:

Platyclymenia annulata (Mstr.)
» *intracostata* Fr. und
Aganides sulcatus (Mstr.).

Der graue Knotenkalk, der am Waldwege nordwestlich der Ainghausener Mühle über Bänderschiefern ansteht, lieferte *Sporadoceras biferum*; in dem etwas höher gelegenen kleinen Steinbruch fand Lotz in graurötlichen Knollenkalken unter Fossley *Sporadoceras Münsteri, Sp. ? varicatum* und *Protactoclymenia ? pulcherrima*; der tiefere Teil der Hemberg-Schichten ist also auch hier in der Facies des Unteren Clymenien-Kalkes entwickelt.

Die Ainghausener Scholle stellt einen kleinen Sattelaufbruch dar, der ringsum von Störungen gegen Kulmplattenkalke verworfen ist (vergl. Profil 1 auf Taf. 5).

Im Kern liegen die grauen Bänderschiefer, darüber folgen die Hemberg-Schichten, teilweise bis in die *annulata*-Zone als Clymenien-Kalk entwickelt, im oberen Teil aber vorwiegend in der Facies des Fossleys.

Schwierig gestalteten sich die Untersuchungen in dem kompliziert gebauten Waldgebiet zwischen Hachen und dem

Effenberg. Starke Spezialfaltung, zahlreiche Störungen, vielfach auch Versteinerungsmangel und schlechte Aufschlüsse erschweren hier die Verfolgung der einzelnen Horizonte. Die Darstellung dieser Oberdevonschollen kann daher nur als ein erster Versuch aufgefaßt werden (vergl. Profile 2 und 3 auf Taf. 5).

In der zwischen Dahlsen (Südrand von Bl. Neheim) und dem Westhang des Effenberges gelegenen nördlichsten Teilscholle treten überwiegend Hemberg-Schichten in Fossley-Facies über grauen Bänderschiefern (vergl. S. 66) auf. Unmittelbar südlich des Gehöftes Stiepel stehen am Waldrande (gegen Kulmplattenkalke verworfen) graue Kramenzelkalke an, die nach dem Liegenden zu in rote Fossleykramenzel übergehen; diese sind anscheinend recht mächtig und weit nach S zu verfolgen (Klippen in den Äckern). Auch im Wäldchen südwestlich Stiepel und am Gehänge südöstlich Dahlsen stehen graue Knoten- und Knollenkalke (bisher nur mit *Sporadoceras* sp. und *Orthoceras* sp.) an, die nach W zu von Fossleykramenzel unterlagert werden. Vermutlich vertreten die grauen Kalke die Oberen Hemberg-Schichten. Das Vorhandensein der *annulata*-Zone ergibt sich aus einem Fund von *Platyclymenia curvicosta* Wdk., den Lotz in der Nähe der östlichen Randverwerfung am Effenberge machte. Kalksandsteine, die in Verbindung mit den grauen Kalken (anscheinend darüber) auftreten, anstehend aber noch nicht beobachtet wurden, deuten darauf hin, daß über den Hemberg-Schichten Reste von Dasberg-Schichten erhalten sind.

Der Hauptgipfel des Effenberges ist ein flacher Sattel, in dessen Kern (nordwestlich vom Gipfel) eben noch Fossley angeschnitten ist; der Sattel taucht nach O sehr flach, nach N steiler unter und wird hier gegen Kulmkieselschiefer verworfen. Im großen Steinbruch am Effenberggipfel sind über dem Fossley graue Knotenkalke in wenigstens 30 m Mächtigkeit aufgeschlossen; Fossilien liegen mir aus ihm nicht vor, doch dürfte am Hemberg-Alter kein Zweifel bestehen, da im normalen Hangenden südlich und südöstlich vom Gipfel fossilführende Dasberg-Knollenkalke nachgewiesen sind.

Der südliche Block des Effenbergmassivs wird von einer flachen Oberdevonmulde eingenommen, in deren Innersten am Gipfel Kulmkieselschiefer auftreten. Mehrere Horizontalwege und Klippen bieten gute Aufschlüsse. Das beste Profil zeigt wohl der höchste Horizontalweg am Südhand des Effenberges (nördlich vom Gipfel des Mittelberges). Bänderschiefer gehen in rote Kramenzel, diese in mächtige graue Kramenzelkalke (wie im Steinbruch am Effenberg) über. Die Grenze gegen die darüber folgenden Dasberg-Schichten (vorwiegend graue Knollenkalke) war zurzeit nicht aufgeschlossen. Die roten Kramenzel der Unteren Hemberg-Schichten sind in der Regel als echter Fossley entwickelt; sie treten dann klippenbildend hervor; verschiedentlich nehmen sie aber grobknolligere Form an und sind dann nicht von den Gesteinen des Unteren Clymenien-Kalkes zu unterscheiden. Wie bei Wettmarsen und Melschede treten auch hier die engen Beziehungen zwischen Fossley und Unterem Clymenien-Kalk petrographisch auffällig in Erscheinung.

An die Mulde des südlichen Effenbergmassivs schließt sich nordwestlich vom Grasberg ein Sattel an, dessen Ostschenkel von einer nahezu im Streichen verlaufenden NW- bis NNW-Störung abgeschnitten ist. Der Kern des Sattels ist im Tälchen bei der Jagdhütte in Form von Bänderschiefern aufgeschlossen (vergl. S. 00); darüber folgen die Hemberg-Schichten unter Dasberg-Schichten in gleicher Entwicklung wie am Effenberge (vergl. Profil 3, Taf. 5).

Nördlich vom Grasberg, von diesem anscheinend durch eine O—W-Störung getrennt, liegt eine Oberdevonscholle mit nordöstlich einfallenden Schichten; das Profil ist das gleiche wie am Effenberge. Im Hohlweg nördlich vom Grasberggipfel ist der Übergang von Fossley in roten Clymenien-Knollenkalk gut zu beobachten.

Das Profil der Grasberg-Scholle ergibt sich aus den Aufschlüssen am Südwesthang des Gipfels; Bänderschiefer gehen hier deutlich in rote Cypridinenschiefer, diese in rote Kramenzel über; darüber folgen mächtige, klippenbildende graue bis leicht rötliche, zum Teil unreine und schiefrige Knoten- und Knollenkalke, ähnlich wie am Effenberge, aber petrographisch wechselvoller. Diese grauen Kalke sind in breitem Bande vom Tal zwischen Müssenberg und Grasberg aus über den Grasberggipfel bis an das Tal südlich vom Grasberg zu verfolgen, anscheined unmittelbar von Kulmkieselschiefern überlagert. Besonders am letztgenannten Talrand sind die grauen Kalke über dem Fossley in vollständigem Profil gut aufgeschlossen. Das Alter des Fossleys läßt sich hier wieder einwandfrei dadurch bestimmen, daß sich die grauen Kalke über ihnen noch als Hemberg-Schichten erweisen. Im kleinen Steinbruch am Osthang des Grasberges sammelte ich folgende bezeichnende IIIβ-Fauna in graurötlichen Knollenkalken:

Sporadoceras Münsteri (v. B.)
Prolobites delphinus (Sdb.)
Protactoclymenia involuta Wdk.
Liorhynchus cf. *equitans* H. Schm.

Aus Lotz'schen Aufsammlungen liegt ferner vom Grasberg selbst vor:

Orthoceras sp.
Poterioceras sp.
Sporadoceras Münsteri (v. B.)
» *discoidale* Wdk.
» *varicatum* »
Prolobites delphinus (Sdb.)
Varioclymenia cf. *Steinmanni* Wdk.
Genuclymenia sp.
Costaclymenia cf. *Wysogorskii* Fr.
Platyclymenia ? Quenstedti Wdk.
» *Sandbergeri* »
Posidonia venusta Mstr.
Loxopteria sp.
» *dispar* (Sdb.)
» *laevis* Fr.
Athyris sp. (aff. *Roysii* Lév.)
Crinoidenstielglieder.

Die Platyclymenien deuten darauf hin, daß die Grasbergkalke bis in die *annulata*-Zone hinaufreichen.

Der Mittelberg-Gipfel und seine Fortsetzung nach S dürfte eine Mulde von Hemberg-Schichten in grauen Bänderschiefern darstellen. Der Gipfel besteht aus rotem Fossley-Kramenzel, der nach NW von roten Cypridinenschiefern, diese von grauen Bänderschiefern unterlagert werden; über dem Fossley treten am Gipfel noch Reste von grauen Kramenzelkalken auf. Nach S zu verbreitert sich die

Mulde und infolgedessen treten die grauen zum Teil auch rötlichen Kalke mehr hervor; sie enthalten wiederum eine IIIβ-Fauna:

Orthoceras sp.
Sporadoceras Münsteri (v. B.)
» *?varicatum* Wdk.
Rectoclymenia subflexuosa »
» cf. *Kayseri* »
Protactoclymenia Lotzi Wdk.
Posidonia venusta Mstr.
Buchiola sp.
Naticopsis sp.
Loxonema sp.

An die Mulde des Mittelberges schließt sich östlich ein Sattel von Bänderschiefern an, die nordwestlich und nördlich vom Rülsterberg (vergl. Profil 2, Taf. 5) wieder von Hemberg-Schichten überlagert werden. Diese neue Mulde ist als schmales Band bis ans Grasbergtal zu verfolgen; sie ist sehr unvollständig und wird von einer annähernd in ihrem Streichen (NNO) verlaufenden Störung gegen Culm verworfen. Die Aufschlüsse sind meist schlecht, nur im Tal südöstlich vom Mittelberg läßt sich die normale Schichtenfolge wie in der Nachbarmulde feststellen; es ist möglich, daß nach der Höhe des Rülsterberges (dessen Gipfel aus Kulmplattenkalken besteht) zu der Fossley auf Kosten von grauen Clymenienkalken auskeilt (ähnlich wie bei Ainghausen). In den grauen, z. T. auch rötlichen Knollenkalken sammelte Lotz am Nordhang des Rülsterberges folgende IIIβ-Fauna:

Orthoceras sp.
? Aganides sulcatus (Mstr.)
Prolobites delphinus (Sdb.)
Sporadoceras Münsteri (v. B.)
» *varicatum* Wdk.
Varioclymenia cf. *enkebergensis* Wdk.
Genuclymenia Frechi Wdk.
Protactoclymenia pulcherrima Wdk.
Loxopteria laevis Fr.
Posidonia venusta Mstr.
Camarotoechia ?rotundata (Mstr.).

Die Fortsetzung der Grasberg-Scholle und des nördlich von ihr gelegenen Oberdevonbandes bildet vielleicht die Scholle an der Röhr unterhalb Hachen, die deutlich sattelförmigen Bau erkennen läßt (vergl. S. 66). Am Wege von Hachen zum Müssenberg erkennt man kurz vor dem Eintritt in den Wald typischen Fossley über grauen Bänderschiefern; der Fossley wird wieder von mächtigen grauen Kramenzeln der Oberen Hemberg-Schichten überlagert; geringmächtige Dasberg-Knollenkalke unter Kulmkieselschiefern schließen das Profil nach oben ab. Von diesem Weg aus nach O zu scheint der Fossley an der Basis der Hemberg-Schichten schnell auszukeilen und durch graue Kramenzelkalke ersetzt zu werden. Im Hauptteil des Sattels scheinen nur graue bis rötliche Knotenkalke entwickelt zu sein, die in den Marmorbrüchen am Röhrufer gut aufgeschlossen sind, auch in großen Klippen zu Tage treten und bis zur Försterei Reigern zu verfolgen sind. Der Übergang der grauen Kramenzel unmittelbar in die liegenden Bänderschiefer ist am westlichen Eingang in die Marmorbrüche zu beobachten. Fossilien sind in den Kalken bisher nur wenig gefunden worden, und zwar nur in höheren Lagen bei der Försterei Reigern:

Aganides sulcatus (Mstr.)
» *Frechi* (Wdk.)
Platyclymenia ?crassicosta Wdk.
Platyclymenia Quenstedti Wdk.
» sp.

Diese Fauna beweist, daß die grauen Kramenzelkalke der Hemberg-Schichten bis in die *annulata*-Zone hinaufgehen. Aus etwas tiefe-

ren Schichten stammt vermutlich *Prolobites delphinus*, den Lotz an der Nordspitze des Engelberges bei Hachen feststellte.

b) Die Dasberg-Schichten

(= Oberer Clymenienkalk + Wocklumer Kalk e. p. Denckmann's, = Oberdevonstufen V + VI Wedekind's = Gonioclymenien-Stufe.)

In seiner Arbeit über »Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland« hat H. Schmidt auch das jüngste Oberdevon des Blattes Balve in mehreren Profilen eingehend behandelt. Die Dasberg-Schichten im Sinne von H. Schmidt, und so werden sie auch hier aufgefaßt, entsprechen im wesentlichen der *laevigata*- und der *Wocklumeria*-Stufe Wedekind's; doch wird der über der Zone mit *Wocklumeria sphaeroides* liegende Teil der Stufe VI Wedekind's bereits als »Hangenberg-Kalk« zum Untercarbon gestellt. In vielen Profilen fällt die hangende Grenze der Dasberg-Schichten in den oberen Teil der von Denckmann als »Wocklumer Schichten« auf der geologischen Karte ausgeschiedenen Schichtenfolge. Über die Bedeutung dieser Grenze und ihre Verfolgung im Bergischen habe ich früher bereits berichtet (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1921, Monatsber. S. 45; dies. Jahrb. f. 1921, S. 281 ff.).

Die Dasberg-Schichten sind im ganzen Gebiet des Blattes Balve recht einheitlich als wenige Meter mächtige Knollenkalke von meist grauer Farbe entwickelt; nur durch die Einschaltung von schiefrigen und sandigen Gesteinen werden sie örtlich etwas mächtiger, vor allem im Gebiet des unteren Hönnetales, wo sich der Übergang zu den »Wocklumer Schichten« des Blattes Iserlohn bezw. den »Oberen Cypridinenschiefern« des Bergischen vollzieht. H. Schmidt gliedert die Dasberg-Schichten vorläufig in folgende Zonen:

toDγ: Zone mit *Wocklumeria sphaeroides* und *Glatziella nucleus*,

toDβ: Zone mit *Gonioclymenia speciosa* und *Cymaclymenia ornata*,

toDα: Zone mit *Gonioclymenia hoevelensis* und *Platyclymenia acuticostata*.

Diese Gliederung schließt sich im großen ganzen an Wedekind's Zonengliederung an; toDα und toDβ entsprechen etwa den Zonen Vα und Vβ Wedekind's, die Stufe VI der Zone toDγ. Der Fossley, den Wedekind zwischen V und VI einreiht, ist, wie früher schon und in vorliegender Arbeit erneut dargetan wurde, in die Hemberg-Schichten (Stufen III + IV) einzuordnen.

Eine Aufteilung der Dasberg-Schichten in zwei Stufen, eine *laevigata*- und eine *Wocklumeria*-Stufe, ist nicht nur praktisch unmöglich, weil sie nicht den in der Natur vorliegenden Ausbildungsverhältnissen entspricht, sondern auch paläontologisch unbegründet, wie H. Schmidt aus der nahen Verwandtschaft der Fauna der *laevigata*-Kalke mit derjenigen der Kalke vom Dasberg und von Wocklum folgern konnte.

Im Hönnetalbahneinschnitt bei Rödinghausen, dem westlichsten Aufschluß in den Dasberg-Schichten des Nordflügels des

Remscheider Sattels auf Bl. Balve, sind sie 14 m mächtig entwickelt. Sie beginnen über der *annulata*-Zone (vergl. S. 68) ohne scharfe petrographische Grenze mit grünlichgrauen Schiefern, die Kalkknollenlagen und Knollenkalkbänke enthalten; der Kalkgehalt nimmt nach dem Hangenden allmählich zu bis zu einer 20 cm dicken grauen Kalkbank. Darüber folgen zunächst schieferreiche Knollenkalke, die nach oben wieder kalkreicher werden und in graue Knollenkalke mit einzelnen reineren Kalkbänken übergehen. Besonders der obere Teil ist sehr fossilreich; er enthält zu oberst die leicht kenntliche Zone mit *Wocklumeria sphaeroides* (Richt.), während etwas tiefer Clymenien (*Laevigites, Oxyclymenia, Cymaclymenia striata* usw.) in großer Zahl hervortreten. Nach W zu nimmt die Mächtigkeit der Dasberg-Schichten schnell zu, vor allem durch Einschaltung von Schiefern und Sandsteinen; schon bei Riemke ist die Mächtigkeit auf etwa 40 m gestiegen. Wie auch bei den älteren Gliedern des Oberdevons ist vom Hönnetal aus der Übergang der Cephalopodenfacies in die sandige nordsauerländische Facies ohne Schwierigkeiten zu verfolgen; nirgends findet man ein unvermitteltes Aufeinanderstoßen beider. Die reiche Fauna der Dasberg-Schichten des Hönnetales hat H. Schmidt eingehend behandelt; es kann hier auf seine Arbeit verwiesen werden.

Bemerkenswert ist besonders das Zusammenkommen von *Wocklumeria sphaeroides* mit *Gattendorfia globularis* H. Schmidt, da bekanntlich Schindewolf für die Gattung *Gattendorfia* eine besondere Oberdevon-Stufe ausgeschieden hat, die unter der *Wocklumeria*-Stufe Wedekind's eingeordnet wird. Die Unhaltbarkeit dieser *Gattendorfia*-Stufe hat Schmidt bereits hervorgehoben. Das Leitfossil der Stufe, *G. subinvoluta* (Mstr.) findet man nicht selten im Hangenberg-Kalk, d. h. also **über** der *Wocklumeria*-Zone (vergl. S. 86).

In annähernd gleichbleibender Mächtigkeit und Ausbildung, nur mit teilweise etwas mehr hervortretenden rötlichen Farbtönen, streichen die Dasberg-Schichten nach O weiter, wo sie am Gehänge im Wald über der Menden-Balver Straße fossilführend zutage treten; an der großen Querstörung, die von Borg aus in nordwestlicher Richtung ins Hönnetal hinüberstreicht, schneiden die Dasberg-Schichten zusammen mit dem übrigen Oberdevon ab. Oberhalb Borg fehlen im Asbecktal zunächst oberdevonische Schichten überhaupt, da an einer streichenden Störung Culm unmittelbar gegen Massenkalk verworfen wird. Erst am Beuel tritt das Oberdevon an der Umbiegung des Remscheid-Altenaer Sattels wieder zutage. Über den *annulata*-Kalken hat hier Denckmann die Dasberg-Schichten fossilführend nachgewiesen. O. Haarmann hat sie in mehreren Schurfgräben (vergl. Taf. 4) freilegen lassen, aber ihr Hangendes nicht erreichen können. Festgestellt wurden mindestens 12 m mächtige graue Knollenkalke mit untergeordneten Mergelschieferlagern; etwa in der Mitte der Schichtenfolge tritt eine glimmerreiche Kalksandsteinbank mit *Cyrtoclymenia laevigata* (Mstr.) auf.

Haarmann sammelte folgende Fauna in den Dasberg-Schichten am Beuel[1]):

Sporadoceras cf. *spirale* Wdk.
» *orbiculare* (Mstr.)
Aganides sulcatus (Mstr.)
Cymaclymenia striata (Mstr.)
Cyrtoclymenia laevigata (Mstr.)
Oxyclymenia undulata (Mstr.)
» *bisulcata* (»)
Oxyclymenia bidorsata H. Schm.
Gonioclymenia ? Torleyi Wdk.
» *intermedia* (Mstr.)
» *speciosa* (Mstr.)
» sp.
Costaclymenia Wysogorski (Fr.)
Posidonia venusta Mstr.

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß die *Wocklumeria*-Zone noch nicht nachgewiesen ist; ein Beweis für ihr Fehlen liegt aber keineswegs vor, da der Schurf die Carbongrenze nicht erreicht hat. Wie an vielen Stellen des Blattes Balve werden die Dasberg-Schichten auch am Beuel scheinbar unmittelbar von Culmkieselschiefern überlagert; ob zwischen beiden noch Hangenberg Kalk auftritt, läßt sich bei der geringen Mächtigkeit dieser Grenzschichten und wegen der starken Überrollung mit Kieselschiefern nur in ganz einwandfrei aufgeschlossenen Profilen feststellen.

Nordöstlich vom Beuel sind Dasberg-Schichten von Denckmann im Tal nordwestlich vom Ebberg vermutet worden, wo eine kleine Scholle von Clymenienkalken auftritt (vergl. S. 25). Zu oberst liegen graue Knollenkalke mit *Cyrtoclymenia laevigata* und *Gonioclymenia subcarinata* (Mstr.), die danach tatsächlich bereits zu den Dasberg-Schichten gehören. Eine ähnliche, aber kleinere Scholle von Clymenienkalk befindet sich weiter oberhalb am westlichen Talhang (300 m westsüdwestlich vom Gipfel des Ebberges); aufgeschlossen sind graubraune knollige Kalke, anscheinend Dasberg-Schichten, bisher ohne Fauna.

Zwischen dem Beuel und Eisborn fehlen die Dasberg-Schichten; soweit das Oberdevon überhaupt zutage tritt (vergl. S. 64 und 71), scheinen hier Culmkieselschiefer unmittelbar über Nehdener Schichten zu liegen. Im kleinen Wäldchen unmittelbar nördlich vom Karhof sind aber Dasberg-Schichten bereits wieder nachgewiesen worden; Denckmann sammelte hier über roten Hemberg-Schichten in grauen und rötlichen Knollenkalken *Oxyclymenia undulata* typ. und var. *Wocklumeri* Wdk. Die var. *Wocklumeri* deutet auf vollständige Entwicklung der Dasberg-Schichten, bis zur Zone toDγ hin. Gut zu beobachten sind diese Schichten auf der gegenüberliegenden Talseite, am Waldweg östlich vom Karhof, doch ist die Grenze gegen die Hemberg-Schichten nicht aufgeschlossen. Hier treten Sandsteine im tieferen Tal der Dasberg-Schichten auf, ähnlich wie in dem fossilreicheren, etwa 1 km nordöstlich gelegenen Profil der schmalen, nordnordwestlich streichenden Scholle von Albringen-Deinstrop, das Denckmann (1902, S. 581) und kürzlich eingehender H. Schmidt (d. Jahrb. S. 104) beschrieben hat. In diesem besonders wichtigen Profil sind in dem unterhalb Deinstrop gelegenen Steinbruch zu

[1]) Die Fossilangaben aus den Dasberg-Schichten geben im wesentlichen die Bestimmungen wieder, die H. Schmidt für das Sammlungsmaterial der Geologischen Landesanstalt durchgeführt hat.

unterst graue, glimmerige Plattensandsteine aufgeschlossen, nach Schmidt mit *Platyclymenia acuticostata* (Mstr.). Darüber liegen etwa 4 m graue bis rötliche Knollenkalke mit *Oxyclymenia undulata*, *Cymaclymenia striata* und *Gonioclymenia*-Arten. Dann folgen am Talrande Sandsteine der Hangenberg-Schichten.

Die Scholle von Deinstrop-Albringen wird auf dem Berghang östlich Albringen von einer NNO verlaufenden Querstörung abgeschnitten. Etwas weiter südlich beginnt die Scholle von Wettmarsen, die zwischen zwei Äste des Höveler Gangzuges eingekeilt ist. Nördlich von Wettmarsen sind geringe Reste von Dasberg-Schichten über Hemberg-Schichten (vergl. S. 72) erhalten; sie werden unmittelbar gegen Culmplattenkalk verworfen.

Gute Profile bieten die Hänge, die von Wettmarsen nach dem Haarhof und zum Dasberg hinaufführen; die Dasberg-Schichten sind hier in ziemlich flacher Lagerung unter Culmkieselschiefern gut und fossilführend aufgeschlossen; H. Schmidt hat sie (S. 104) beschrieben. Die Sandsteine von Albringen scheinen bereits wieder zu fehlen. Die *Wocklumeria*-Zone ist nicht nachgewiesen.

Auch das berühmte Vorkommen am Gipfel des Dasberges hat H. Schmidt kürzlich neu behandelt, so daß ich auf ihn verweisen kann. Am fossilreichsten tritt die mittlere Zone, der eigentliche »Dasberger Kalk« mit *Cyrtoclymenia laevigata* und *Gonioclymenia speciosa* hervor; aber auch die Tiefzone und die Zone mit *Wocklumeria sphaeroides* und *Glatziella nucleus* wurden nachgewiesen. Im Dasberg-Wettmarsener Gebiet sind die Dasberg-Schichten nur wenige Meter mächtig und arm an schiefrigen Lagen; vorherrschend sind graue und rötliche Knollenkalke. Am Dasberg selbst tritt an der Grenze gegen die obere Zone eine Kalksandsteinbank mit *Oxyclymenia undulata*, *Cymacl. ornata* usw. auf, die schon Denckmann (1900, S. XV) und Wedekind erkannt haben.

Auf dem Südflügel des Remscheid-Altenaer Sattels kommen Dasberg-Schichten zunächst an der Straße Hövel-Beckum zum Ausstrich; dieses Vorkommen wird zusammen mit dem Südostende des großen Sattels im Orte Hövel durch den Höveler Gang abgeschnitten. Der beste Aufschluß ist der viel erwähnte Steinbruch am Talrand nordöstlich vom Ballberg. Hier treten jedoch nur (wie Denckmann schon 1900 vermutete) die tieferen Schichten in Form von 4 m mächtigen plattig-knolligen grauen Kalken zutage. Wedekind beschrieb von hier seine Fauna Vα[1]). Eine Neubearbeitung derselben hat H. Schmidt vorgenommen[2]).

Am Fuß des Ballberges liegen über den tieferen Dasberg-Schichten anscheinend unmittelbar Culmkieselschiefer, und es scheint, daß diese weiter südwestlich sogar über die Hemberg-Schichten hinweggreifen. Erst im Profil westlich der Melscheder Mühle sind wieder Dasberg-Schichten festzustellen. Unter Culmkieselschiefern

[1]) Monographie der Clymenien, S. 9.
[2]) Dies. Jahrb. S. 115.

treten hier flasrige, dunkelgraublaue, dichte Kalke und graue kalkige Schiefer auf, die von Hemberg-Schichten unterlagert werden (vergl. S. 73). Bemerkenswert ist der Reichtum an Schiefermaterial, der auch in den weiter südlich folgenden Profilen anhält; deutlich tritt die große Ähnlichkeit mit der Ausbildung der Dasberg-Schichten im Hönnetal auf dem Nordflügel des Sattels hervor. Die reinere Cephalopodenkalkfacies im Gebiet der Sattelachse tritt dadurch in einen Gegensatz zur Schiefer-Kalkfacies der beiden Sattelflügel, ein Gegensatz, dem wir in den älteren Stufen des Oberdevons in verstärktem Maße begegnet sind[1]). Die Fauna der Dasberg-Schichten westlich der Melscheder Mühle enthält neben *Cymaclymenia srtiata, Oxyclymenia bisulcata* und *Sporadoceras bilanceolatum* Knollen einer Stromatoporide und einer feinzelligen Alveolitide, wodurch der Gegensatz zur reinen Cephalopodenfacies des Dasberges noch unterstrichen wird.

Westlich der Melscheder Mühle sind die Dasberg-Schichten an einer Querstörung nach O zu bis ans Melscheder Tal verschoben worden, springen aber jenseits des Orlebaches wieder in die alte Richtung zurück und sind in mehrfach verworfenem Bande über den Burg-Berg zum Borketal beim »Borkewehr« unterhalb der Balve-Mellener Straße zu verfolgen. Dunkle Mergelschiefer mit grauen Kalkknollen, untergeordnet auch graue Knollenkalkbänke und reinere graublaue Kalke setzen die schätzungsweise etwa 25 m mächtige Schichtenfolge zusammen. Die Kalkknollen enthalten nicht selten *Richterina striatula, costata* und *dichotoma* (Rh. Richter), also Formen der Oberen Cypridinenschiefer von Elberfeld. Über die Cephalopodenfauna hat H. Schmidt berichtet, ausgehend von dem klassischen Fundpunkt des Wocklumer Kalkes am Borkewehr. Die Dasberg-Schichten sind in diesem Profil vollständig; im Liegenden sind sie hier örtlich fossleyähnlich entwickelt, indem über dem Fossley der Hemberg-Schichten zunächst noch grünliche und rote Schiefer mit Knotenlagen und Kalkknollen (*Clym. laevigata* enthaltend) folgen. Gut ausgeprägt ist die *Wocklumeria*-Zone, die von Hangenberg-Schichten überlagert wird.

Vom Borkewehr setzen die Dasberg-Schichten in gleicher Ausbildung bis zum Nordhang des Schieberges fort, werden dann an streichenden Störungen mehr oder weniger verdrückt und erscheinen wieder auf dem Osthang des Schieberges als östlich streichendes Band; sie sind über das Borketal hinweg, mehrfach verworfen, bis zum Nordhang des Boberges zu verfolgen, biegen am Boberggipfel wieder um und erreichen erneut das Borketal bei Langenholthausen. Der Schieberg stellt somit eine Spezialmulde, der Boberg einen Spezialsattel dar (vergl. Profil 6, Taf. 5); beide haben durch streichende Störungen und durch Querverwerfungen einen stark komplizierten Bau erhalten, dessen Klärung wegen schlechter Aufschlüsse und starker Bewaldung noch mancherlei Schwierigkeiten bereiten wird. Durch

[1]) Diese Tatsachen sind von erheblicher Bedeutung, da sie in keiner Weise zu Wedekind's Herleitung seiner Fossleytransgression, Präfossleyfaltung usw. passen. Vergl. Anm. zu S. 71.

vereinzelte Clymenienfunde (*Goniocl. subarmata, Oxycly. undalata*) ist das Alter der normal über dem Fossley liegenden Knollen- und Knotenkalke sowohl am Schieberg als am Boberg belegt.

Bei Langenholthausen biegen die Dasberg-Schichten zusammen mit Fossley und tiefstem Carbon noch einmal zu einem schmalen Spezialsattel zurück, der den Rücken zwischen der Straße nach Amecke und der Höhe 320,5 bildet. An der Straße selbst ist ein gutes Querprofil durch das ganze höhere Oberdevon und die untercarbonischen Grenzschichten aufgeschlossen (vergl. S. 74, sowie H. Schmidt, 1921, S. 106). Wie am Borkewehr zeigen hier die Unteren Dasberg-Schichten eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Fossley, in den sie ohne schärfere Grenze übergehen. *Cyrtoclymenia laevigata, Oxyclymenia undulata* usw. lassen jedoch keinen Zweifel an ihrem Alter aufkommen. Schärfer ist die Grenze gegen die höheren Dasberg-Schichten, 3 m mächtige graue Knollenkalke mit *Wocklumeria sphaeroides*. Über ihnen liegen wieder normal die Hangenberg-Schichten.

Die Fortsetzung der Dasberg-Schichten findet man am Trachtenberg, an dessen Westfuß ein ähnliches Profil wie an der Försterei Kasberg aufgeschlossen ist. Die tiefsten Schichten scheinen hier aber bereits wieder als graue Kramenzelkalke und dunkelgraue Schiefer mit Kalkknollen entwickelt zu sein. Jenseits der Borke sind Dasberg-Schichten zunächst am Nordhang des Tälchens von Benkamp nahe der Einmündung in die Borke von A. Denckmann über (hier vorwiegend schiefrig entwickeltem) Fossley festgestellt worden. Dunkelgraue dichte Knollenkalke enthalten hier zahlreiche Crinoidenstielglieder, außerdem:

Thyphloproetus subcarinthiacus R. Richter
Orthoceras sp.
Aganides sulcatus (Mstr.)
» » var. *biimpressa* H. Schmidt
Wocklumeria sp.
Glatziella nucleus H. Schmidt
Cymaclymenia striata (Mstr.)
Oxyclymenia undulata (Mstr.)
Cyrtoclymenia sp.
Gonioclymenia plana (Mstr.)
Posidonia venusta Mstr.
? Liorhynchus equitans H. Schmidt

Weiter südwestlich kommen an dem an der Blattgrenze gelegenen Höhenrücken (östlich und südöstlich Benkamp) die Dasberg-Schichten infolge von Spezialfaltung noch mehrfach zum Ausstrich, um dann auf Blatt Plettenberg überzugehen.

Weiterhin seien kurz die Vorkommen von Dasberg-Schichten in der Fortsetzung des Remscheider Sattels in der Nordostecke des Blattes Balve besprochen.

Gut entwickelt sind sie zunächst in der Humberg-Hömberg-Scholle. Am Hang westlich des Hömberggipfels sind in einem kleinen Steinbruch grau-rötliche Knotenkalke mit *Oxyclymenia undulata* und *Cyrtoclymenia laevigata* aufgeschlossen, die von Fossley der Hemberg-Schichten unterlagert und im Hangenden von einer Störung abgeschnitten werden. Fossilreicher sind die Dasberg-Schichten an der Paßstraße zwischen Humberg und Hömberg aufgeschlossen. Graue und rötliche Knollenkalke wechsellagern hier mit Schiefern und Knotenkalkbänken; anscheinend ist ferner ein kleines Sandsteinpaket eingelagert. Die Schichtenfolge ist gefältelt und reicht bis in die *Wock-*

lumeria-Zone, die von Hangenberg-Schichten überlagert zu werden scheint.

Am Effenberg (vergl. Profil 2, Taf. 5) treten über den mächtigen Knotenkalken der Hemberg-Schichten Dasberg-Kalke mit einer Kalksandsteinbank zunächst in der Nähe des Hauptgipfels auf, am besten zu beobachten am Anstieg zur südöstlich vorgelagerten Höhe. Aus grauen und rötlichen Knollenkalken liegt von hier vor:

Phacops granulatus Mstr.
» sp.
» (*Dianops*) *griffithides* R. u. E. R.
Stemmatopyge Tietzei R. u. E. R.
Orthoceras cinctum Mstr.
Sporadoceras orbiculare (Mstr.)
Aganides sulcatus (Mstr.)
Wocklumeria distorta (Tietze)
Oxyclymenia undulata (Mstr.)
» » var. *bisulcata* (Mstr.)
» » » *serpentina* (»)
» *bidorsata* H. Schm.
Cymaclymenia ornata (Mstr.)
» *striata* (»)
Cyrtoclymenia laevigata (Mstr.)
Gonioclymenia speciosa (»)
Naticopsis sp.
Euomphalus sp.
Loxonema sp.
Chaenocardiola marsica H. Schm.
» *elongata* H. Schm.
Buchiola sp.
Arthyris sp.

Möglicherweise handelt es sich um eine einheitliche Fauna, und zwar der mittleren Zone der Dasberg-Schichten. *Wocklumeria distorta* spricht nicht dagegen, da sie nach H. Schmidt auch an anderen Orten schon vereinzelt in dieser Zone vorkommt.

Ganz ähnlich wie am Hauptgipfel des Effenberges treten graue Dasberg-Knollenkalke in wenigen Metern Mächtigkeit unter der Culmmulde des südlichen Effenberg-Massivs und in den beiden Schollen nordwestlich und nördlich vom Grasberg über den Hemberg-Schichten auf (vergl. S. 76). Fauna wurde bisher noch nicht gefunden. Festgestellt sind Dasberg-Schichten endlich am Müssenberg und bei Hachen (vergl. Profil 3, Taf. 5). Eine kleine isolierte Scholle liegt gleich nördlich von Hachen, beim Höhenpunkt 230 (»am Hahnenbrink«). Lotz sammelte hier in grauen und rötlichen Knollenkalken:

Aganides ?sulcatus (Mstr.)
Cymaclymenia striata (Mstr.)
Oxyclymenia undulata (»)
Oxyclymenia undulata var. *bisulcata* (Mstr.)
Cyrtoclymenia laevigata (Mstr.)

Im Hangenden der Marmorkalke der Hemberg-Schichten (vergl. S. 78) des Sattels beiderseits der Röhr zwischen Hachen und der Försterei Reigern sind die grauen Knollenkalke der Dasberg-Schichten ohne Schwierigkeiten zu verfolgen. Leicht sind sie am Waldwege zum Müssenberg unter dem Culm zu beobachten, wo sie

Aganides sulcatus var. *lirata* H. Schm.
Cyrtoclymenia lata (Mstr.)
Oxyclymenia undulata (Mstr.) und
Orthoceras sp.
enthalten.

Über den großen Klippen im Walde über dem Marmorbruch am linken Röhrufer fand Lotz graue Knollenkalke mit ähnlicher Fauna und grünliche, kalkige Schiefer mit *Posidonia venusta*.

An der Nordseite des Engel-Berges bilden graublaue, z. T. plattige oder flaserige Knollenkalke im Liegenden von Culmkieselschiefern einen kleinen Spezialsattel. Anscheinend handelt es sich um Dasberg-Schichten, die hier ohne Zwischenschaltung von Hangenberg-Schichten unmittelbar von Culm überlagert werden.

Vom Müssenberg liegen im Landesmuseum noch eine Reihe typischer Dasberg-Faunen vor, die Lotz 1900 gesammelt hat. Leider lassen sich die Fundpunkte nach den Etiketten noch nicht genauer feststellen. Auf einer Etikette steht z. B. »Müssenberg Gipfel«; ich habe auf dem Gipfel jedoch nur Culmkieselschiefer feststellen können. Ob einer von den Nebengipfeln in Frage kommt muß noch unentschieden bleiben, da es mir nicht gelang, im Müssenbergmassiv außerhalb des Hachen-Reigener Sattels Oberdevon aufzufinden. Es besteht aber die Möglichkeit, daß an einzelnen Stellen unter dem flachliegenden Culm die Dasberg-Schichten zutage kommen.

IV. Das Untercarbon

1. Die Devon-Carbongrenze und die Hangenberg-Schichten

(Étroeungt- oder *Protocanites*-Stufe)

H. Schmidt[1]) hat die Grenzschichten zwischen Oberdevon und Untercarbon auf Blatt Balve eingehend untersucht, und es ist zurzeit kaum möglich, neue Beobachtungen von Belang mitzuteilen. Ich selbst habe mich bereits mehrfach über die Devon-Carbongrenze geäußert[2]), zuletzt, um Schindewolf[3]) entgegenzutreten, der sich wie sein Lehrer Wedekind für eine allgemeine Transgression des Culms einsetzte. Es ist zweifellos ein Verdienst H. Schmidt's, erkannt zu haben, daß die Wocklumer Kalke Denckmann's in einen oberdevonischen Teil mit der bekannten *Wocklumeria*-Fauna und in einen untercarbonischen mit *Protocanites Lyoni, Pseudarietites westfalicus, Aganides infracarbonicus, Postclymenia evoluta* usw. zerfallen. Auch Herr Schindewolf[4]) wird früher oder später zugeben müssen, daß diese Zweiteilung besteht, daß seine *Gattendorfia subinvoluta* im Rheinischen Gebirge nicht unter sondern über der *Wocklumeria*-Zone auftritt, und endlich, daß auch die bei Warstein von H. Schmidt zur Étroeungt-Stufe gestellten Grenzschichten tatsächlich zu ihr gehören. Es ist zu erwarten, daß H. Schmidt zu den Angriffen Schindewolf's Stellung nehmen wird. Ich selbst beabsichtige zunächst nicht, die Polemik gegen Herrn Schindewolf fortzusetzen; sie erscheint unfruchtbar, weil die stratigraphischen Anschauungen der Marburger Forscher für sie zu einem Dogma geworden sind; nur die von ihnen aufgestellte Gliederung bietet ja »die sichere Grundlage«. Mehrfach geäußerte Bedenken und Einwendungen, die sich aus Beobachtungen ergaben, die nicht mit dem Wedekind-Schindewolf'schen Schema in Einklang standen, blieben entweder unbeachtet, oder sie wurden in einer Form zu widerlegen gesucht, die mir eine Erwiderung unmöglich macht. Als die

---

[1]) Dies. Jahrb. S. 98 ff.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1921. Monatsber. S. 45. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 284 ff. Centralbl. f. Min. usw. 1922, Nr. 18.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1921, Versuch einer Paläogeographie des Europäischen Oberdevonmeeres.

[4]) Centralbl. f. Min. 1923, Nr. 7 u. 8, Über Fossley, Étroeungt und verwandte Fragen. Eine Erwiderung an Herrn W. Paeckelmann.

Gegensätze zwischen den Anschauungen Wedekind-Schindewolf's und den meinigen zuerst zutage traten, habe ich mich erboten, die Profile an Ort und Stelle vorzuführen, auf die sich meine Ansichten gründen. Leider ist von diesem Verfahren, das sicherlich mehr zu einer Klärung der Streitfragen beigetragen hätte als alle Polemik, kein Gebrauch gemacht worden; ich habe auf meine Einladung nicht einmal eine Antwort erhalten. Ich muß es nunmehr der Zeit, weiteren Untersuchungen und der Kritik anderer Forscher überlassen, festzustellen, wieweit meine Einwände gegen die Anschauungen Wedekind's und Schindewolf's berechtigt sind oder nicht.

Im Hönnetal sind die Grenzschichten zwischen Carbon und Oberdevon im Eisenbahneinschnitt bei Rödinghausen vorzüglich aufgeschlossen. H. Schmidt hat das Profil genau beschrieben; es ist besonders gut geeignet, um die von H. Schmidt und mir vertretenen Anschauungen zu prüfen, da es der beste Aufschluß weit und breit ist, der ein tektonisch klares, vollständiges und fossilreiches Profil durch das höhere Oberdevon und das Untercarbon gibt. Von derartigen Profilen muß nach Möglichkeit bei einer Zonengliederung ausgegangen werden.

Über den Kalkbänken mit *Wocklumeria sphaeroides* usw. liegt mit scharfem Schnitt, aber anscheinend konkordant, eine über 5 m mächtige Folge von grauen, streifigen Mergelschiefern mit einigen sandig-glimmrigen Lagen und einem alaunschieferartigen Gestein an der Basis. Diese Zone enthält noch *Posidonia venusta*, daneben *Chonetes perlata* M'Coy, *Ontaria centurio* H. Schm., schlecht erhaltene Reste von *Aganides* und *Postclymenia*, außerdem Pflanzenhäksel.

Über den Schiefern folgt der »Hangenberg-Kalk« H. Schmidt's ein charakteristischer, dichter, hellgraublauer Knollenkalk von $1^1/_2$ m Mächtigkeit. Als besonders wichtige Fossilien dieses Kalkes seien nur *Gattendorfia subinvoluta* (Mstr.), *Pseudarietites westfalicus* H. Schm., *Protocanites Lyoni* (M. u. W.) und *Aganides infracarbonicus* Pck. genannt. Mit den liegenden Schiefern faßt H. Schmidt diesen Knollenkalk zu den Hangenberg-Schichten = *Protocanites*-Stufe zusammen, die den Etroeungt-Schichten Belgiens und des Bergischen entsprechen, wie sich sowohl aus der kartographischen Verfolgung der einzelnen Horizonte, wie auch aus faunistischen Beziehungen ergeben hat (vergl. dies. Jahrb. f. 1921, S. 283 ff.).

Über dem Hangenberg-Kalk folgt, wiederum mit scharfer Grenze aber konkordant die Culm-Serie, zu unterst mit 2 m mächtigen »Liegenden Alaunschiefern«, darüber, ganz ähnlich wie bei Iserlohn, die Horizonte der vorwiegenden Lydite und Kieselschiefer, der Kieselkalke und der Plattenkalke und zu oberst der Horizont der »Hangenden Alaunschiefer«.

Auf der rechten Seite des Hönnetales sind die Hangenberg-Schichten im untersten Teil weit sandiger entwickelt als auf der gegenüberliegenden Talseite. Bereits v. Dechen und Denckmann haben hier Sandsteine dicht unter dem Culm festgestellt. Über den Knollenkalken der Dasberg-Schichten liegt eine etwa 12 m mächtige

Folge von plattigen, graubraunen, mürben Glimmersandsteinen, mit sandig-glimmerigen Schiefern, graugrünen Tonschiefern, mit dunklen Mergelbändern und dunklen Schiefertonen; untergeordnet tritt ein dichter schwarzer grauer Kalk auf, der lebhaft an flinzartige Kalke der Etroeungt-Schichten von Elberfeld und Barmen erinnert. Die Schiefer enthalten *Posidonia venusta*, die Sandsteine häufig Pflanzenreste. Über dieser schiefrig-sandigen unteren Zone der Hangenberg-Schichten folgen normal der »Hangenberg-Kalk«, darüber die Liegenden Alaunschiefer des Culms.

Am Beuel ist die untere Carbongrenze noch nicht aufgeschlossen gewesen; anscheinend liegen Culmkieselschiefer unmittelbar und konkordant über der mittleren Zone der Dasberg-Schichten, ohne daß jedoch bisher das Fehlen der *Wocklumeria*-Zone und der Hangenberg-Schichten erwiesen wäre. Bei Eisborn scheinen Culmlydite unmittelbar *Cheiloceras*-Schichten aufzuliegen, doch reichen die vorhandenen Aufschlüsse nicht aus, um die wirklichen Lagerungsverhältnisse festzustellen. Nur 650 m weiter südöstlich, am Karhof, ist schon wieder die *Wocklumeria*-Zone unter dem Culm zu beobachten.

In dem schon von Denckmann kurz beschriebenen Profil am Hangenberg bei Deinstrop, das H. Schmidt kürzlich eingehend untersuchte, beginnt das Untercarbon ähnlich wie im rechten Hönnetalprofil mit glimmerreichen, pflanzenhäkselführenden Sandsteinen über Dasberg-Schichten. Unter den hier wieder deutlich entwickelten »Liegenden Alaunschiefern« tritt der Hangenberg-Knollenkalk mit reicher Proetiden- und Cephalopodenfauna auf (vergl. H. Schmidt dies. Jahrb. S. 104).

In der verwickelt gebauten Einbruchszone zwischen dem Dasberg, Wettmarsen und Albringen ist bisher vom Untercarbon nur der Lydithorizont, dieser allerdings in erheblich größerer Mächtigkeit als weiter nördlich, bekannt geworden. Am Dasberg und bei Wettmarsen liegen die Lydite allem Anschein nach unmittelbar und konkordant über Dasberg-Schichten; von diesen steht noch nicht fest, ob sie überall vollständig sind; am Dasberg selbst sind sie es offenbar. Alaunschiefer scheinen hier an der Basis des Culms zu fehlen. Zwischen Hövel und Wettmarsen nehmen Culmlydite den Kern einer flachen Mulde der Hemberg-Schichten ein; Denckmann begrenzt hier den Culm auf seiner Karte zwar durch Verwerfungen, doch konnten Hinweise dafür nicht beobachtet werden; es scheint sich vielmehr um gleichförmige Überlagerung der Hemberg-Schichten durch die Lydite zu handeln.

Bei Hövel, an der Straße nach Beckum, liegen Lydite anscheinend konkordant über älteren Dasberg-Schichten, am Roland vielleicht wieder über Hemberg-Schichten. Westlich der Melscheder Mühle schalten sich schon wieder Dasberg-Schichten mit wohl entwickelter *Wocklumeria*-Zone dazwischen, und am Fuße des Burg-Berges konnte H. Schmidt im Steinbruch am Borkewehr auch die Hangenberg-Schichten nachweisen (dies. Jahrb. S. 105). Sie werden von dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. kieseligen Schiefern,

dünnplattigen, kieseligen Kalken und hellgrauen, plattig-knolligen Kalken mit schiefrigen und kieseligen Flasern in etwas über 3 m Mächtigkeit zusammengesetzt; z. T. erinnern diese Gesteine bereits auffallend an Culm. Darüber folgt echter Culm und zwar zunächst eine mehrere Meter mächtige Zone der Wechsellagerung von schwarzen und grauen Lyditen, Kieselkalken, die stellenweise reich an Foraminiferen sind, Kieselschiefern mit dunklen dem Culmplattenkalk ähnlichen Kalkbänken und grauen mehr oder weniger kieseligen Tonschiefern. In den Kalken fand Denckmann *Phillipsis* cf. *trimeroides* (1902, S. 586).

H. Schmidt vergleicht diese unterste Culmzone mit seiner Warsteiner »Phillipsienbank« und rechnet sie zu den Erdbacher Schichten (= *Pericyclus*-Stufe, Tournai-Schichten, vergl. dies. Jahrb. S. 106). Die konkordante und lückenlose Entwicklung der ganzen Schichtenfolge vom Oberdevon bis zum Culm ist am Borkewehr einwandfrei zu beobachten.

Am Bo- und Schieberg ist die Devon-Carbongrenze bisher nicht aufgeschlossen, doch scheinen ähnliche Verhältnisse vorzuliegen wie am Borkewehr, da bei der Försterei Kasberg an der Langenholthausener Straße (ähnlich auch am Trachtenberg) Hangenberg-Schichten wieder entblößt sind. Über grauem Knollenkalk der Dasberg-Schichten liegen etwa 3 m blaugrünliche Ton- und Grauwackenschiefer mit Toneisensteinknollen, darüber eine Crinoidenkalkbank, die vielleicht schon zur *Pericyclus*-Stufe gehört (vergl. Schmidt S. 106), dann, ähnlich wie am Borkewehr, eine 2,5 m mächtige Mischzone von Kieselkalken, Lyditen und Tonschiefern, die von reinen Lyditen normal überlagert werden.

Die Ausbildung der Grenzschichten in der Oberdevon-Scholle des Humberges südlich Ainghausen ist noch unklar. Soweit die nicht günstigen Aufschlüsse ein Urteil erlaubten, schien mir zwischen dem Dasberg-Kalk und den Culmlyditen noch ein bankig-knolliger grauer Kalk zu liegen, der dem Hangenberg-Kalk entsprechen könnte. Die etwas weiter im Hangenden (in einem kleinen Steinbruch) auftretenden Crinoidenkalke glaube ich als Culmplattenkalke ansprechen zu können, die hier an einer spitzwinklig zum Streichen der devonischen Schichten verlaufenden O—W-Störung, der nördlichen Randverwerfung der Humberg-Scholle, erst gegen Culmlydite, dann gegen Oberdevon verworfen zu werden scheinen.

In der südlichen Effenberg-Scholle, nordwestlich und nördlich vom Grasberg und im Hachen-Reigerner Sattel werden graue Knollenkalke der Dasberg-Schichten anscheinend konkordant von mächtigen Lyditen überlagert. In dem Steinbruch an der Nordspitze des Engelberges ist die Überlagerung aufgeschlossen. Ob am Effenberg und Grasberg sich örtlich noch Hangenberg-Schichten zwischenschalten, entzieht sich noch der Beurteilung.

Bei Warstein ist im Untercarbon eine Transgression festgestellt worden; dort liegen örtlich Erdbacher Schichten diskordant über steil aufgerichtetem Oberdevon. Anscheinend hat diese lokale Fal-

tung (»Bretonische Phase« Stille's) größere Bedeutung für die Sedimentationsbedingungen der devonisch-carbonischen Grenzschichten im ganzen Sauerlande gehabt. Sedimentationslücken und Faciswechsel werden dadurch auch in solchen Nachbargebieten verständlich, die nicht mehr unmittelbar von der Faltung selbst erfaßt wurden. Auf das Balver Gebiet hat die Warsteiner Faltung nachweisbar nicht übergegriffen. Die Profile des Hönnetales usw. zeigen eine konkordante Auflagerung des Untercarbons auf das Oberdevon. Bemerkbar macht sich die Faltung hier anscheinend nur in einem meist recht schroffen Facieswechsel; örtlich waren wohl auch die Hebungen des Meeresbodens so groß, daß überhaupt keine Sedimente abgelagert wurden, und sich später der Culm unmittelbar über alt- oder mitteloberdevonische Gesteine absetzte. Eine Diskordanz ist auch in solchen Fällen bisher nicht zu beobachten gewesen. Es muß jedoch betont werden, daß diese Fragen noch wenig geklärt sind. Die neue Marburger Schule stellt den Culm bekanntlich in die Visé-Stufe. Das trifft zweifellos nur für einen Teil des Culms zu, und zwar für die Horizonte der Kieselkalke, der Plattenkalke und die Hauptmasse der Hangenden Alaunschiefer. Im Bergischen gibt es unter dem Kohlenkalk der Tournai-Stufe in mehreren Profilen typischen Culm mit Lyditen, Alaun- und Kieselschiefern. Diese Tatsache mahnt zur Vorsicht bei der Deutung der Sauerlandprofile. Das Alter der »Liegenden Alaunschiefer« und des Lydithorizontes ist bisher unmittelbar nicht festzustellen; wir wissen nur, daß sie im nördlichen Sauerland (wie im Bergischen) erst über den Etroeungt-Schichten beginnen; andererseits gibt es alaun- und kieselschieferartige Sedimente auch schon in den devonisch-carbonischen Grenzschichten. Wir müssen daher mit der Möglichkeit rechnen, daß in einzelnen Gegenden die Culmfacies bereits zur Etroeungt-Zeit einsetzte. Die unbestreitbare und leicht nachzuprüfende Tatsache, daß bei Velbert und Elberfeld Kohlenkalk und Culm miteinander wechsellagern, vor allem in ihren tieferen Schichten, beweist außerdem, daß beide, so verschieden sie teilweise petrographisch und auch faunistisch sind, keine grundsätzlich einander ausschließenden Faciesbildungen darstellen. Wenn in einem Profil Culm unmittelbar über Dasberg-Schichten liegt, so wird heute meist von vornherein angenommen, daß der Culm transgrediere; dieser Schluß ist meines Erachtens gefährlich und leicht irreführend. Bei Rödinghausen, am Hangenberg, Burgberg und bei Langenholthausen sind Hangenberg-Schichten konkordant zwischen Dasberg-Schichten und Culm eingeschaltet. Zwischen diesen Punkten, so am Beuel und bei Hövel, fehlen die Hangenberg-Schichten, Culm liegt anscheinend konkordant über Dasberg-Schichten, örtlich auch über Hemberg-Schichten, bei Eisborn vielleicht sogar über *Cheiloceras*-Schichten. In den letzten Fällen scheint eine übergreifende Lagerung zu bestehen. 1 km weiter ist die Schichtenfolge wieder vollständig. Von einer Transgression kann man da m. E. kaum sprechen. Es liegt näher, andere Momente zur Erklärung der Schichtlücken heranzuziehen. In manchen Fällen dürften

kleine streichende Störungen die Ursache sein, in andern aber mögen auch ursprüngliche Sedimentationslücken vorliegen (durch Nichtabsatz von Sediment oder durch nachträgliche Fortführung unter dem Einfluß von Strömungen). Es ist auffallend, daß der Culm dort, wo er unmittelbar über Oberdevon liegt, mit einer Folge von Lyditen beginnt, die weit mächtiger zu sein scheint, als in den Profilen mit Hangenberg-Schichten. Es ergibt sich auch daraus ein Hinweis auf die Möglichkeit, daß Culmlydite die Hangenberg-Schichten vertreten könnten.

Nur neue klare Aufschlüsse und umfangreiche Aufschürfungen können diese Fragen klären. Bisher ist die Culmfrage nur in den Profilen zu entscheiden, wo das älteste Carbon als Hangenberg-Schichten entwickelt ist.

2. Der Culm

Die Iserlohner Entwicklung des Culms ist ohne Schwierigkeiten über das Hönnetal hinaus bis zum Hangenberg zu verfolgen. Wegen des flachen Ausstreichens der Schichten am Rande des untertauchenden Remscheid-Altenaer Sattels nehmen die einzelnen Horizonte in ungestörten Profilen breite Flächen ein. Am mächtigsten ist offenbar der Horizont der Culmplattenkalke, der eine weite, abwechslungsreiche Kuppenlandschaft zusammensetzt.

In dem weiten Schollengebiet zwischen Hövel-Hachen und Kloster Ölinghausen-Herdringen nehmen ebenfalls Culmplattenkalke in flacher Lagerung und vielfach spezialgefaltet die breitesten Flächen ein. Die »Hangenden Alaunschiefer« sind darüber wie im westlichen Gebiet ausgebildet. Die unteren Horizonte des Culms sind jedoch nach O zu fortschreitend mehr und mehr nur noch als ein überwiegend aus Lyditen zusammengesetzter Komplex entwickelt, der vor allem das Massiv des Müssenberges und das Quellgebiet des Bieberbaches beherrscht. Zwischen Wettmarsen und Hövel wird das Oberdevon des Remscheider Sattels von dem Höveler Gang abgeschnitten und unmittelbar gegen Culmplattenkalke, bei Hövel sogar gegen Hangende Alaunschiefer und Flötzleeres verworfen. Tieferer Culm kommt in diesem Gebiet nur auf dem Sattel selbst zwischen Dasberg und Albringen in Form mächtiger Lydite zutage (vergl. S. 88). Nach O zu begegnen wir älterem Culm zunächst am Humberg und nordöstlich vom Hömberg. Möglicherweise ist hier noch die Iserlohner Entwicklung zu erkennen; zwischen typischen schwarzen Lyditen im Liegenden und Plattenkalken im Hangenden scheint sich eine Wechsellagerung von Lyditen, Plattenkalken und vorherrschenden Kieselkalken einzuschalten. Die mangelhaften Aufschlüsse machen aber zurzeit ein sicheres Urteil unmöglich. Es kann sich auch um den Plattenkalkhorizont handeln, da in diesem an anderen Orten verschiedentlich kalkarme Partien mit viel Lydit und Kieselkalk beobachtet wurden. Andererseits enthält auch der Lydithorizont nicht selten Kieselkalkeinlagerungen, bisweilen auch solche von Plattenkalk (z. B. im Steinbruch am Höveler Knapp, in zwei 1,50 m mächtigen Bänken).

Im Effenberg-Müssenberg-Gebiet wird der Untere Culm von mächtigen schwarzen Lyditen beherrscht; Einlagerungen

von Kieselkalkbänken sind jedoch sehr verbreitet und können sich derart anreichern, daß man stellenweise im Zweifel ist, ob nicht tatsächlich der Kieselkalkhorizont des Hönnetales vorliegt. Über die stratigraphische Lage der Grenze zwischen den Culmplattenkalken und den vorherrschenden Lyditen können für das Gebiet der NO-Ecke des Blattes Balve noch keine Angaben gemacht werden; jedenfalls ist nicht erwiesen, daß die liegende Plattenkalkgrenze der Grenze Kieselkalk-Plattenkalk im Hönnetal entspricht.

Zwischen Holzen-Herdringen und dem Südrande von Blatt Neheim sind die Culmplattenkalke hervorragend entwickelt und in zahlreichen Steinbrüchen gut und fossilführend aufgeschlossen. Einzelne Bänke sind reich an Brachiopoden (*Productus giganteus, semireticulatus* usw.), andere sind vorwiegend aus Crinoidenstielgliedern zusammengesetzt und enthalten außerdem Brachiopoden (glatte Spiriferen, Orthiden, *Chonetes hardrensis*), kleine Schnecken, Spongiennadeln usw. Wieder andere Bänke führen fast nur Goniatiten, und zwar vorwiegend Glyphioceraten, die eine Zonengliederung des Plattenkalkhorizontes ermöglichen werden[1]). Bituminöse plattige Kalkschiefer und kieselige Schieferlagen sind oft erfüllt von *Posidonia Becheri*, Phillipsien, Camarophorien, Choneten, *Orthoceras striolatum* usw. und erinnern petrographisch und faunistisch auffallend an die Posidonienschiefer von Aprath.

Die Plattenkalke scheinen einen großen Teil der Visé-Stufe (= *Glyphioceras*-Stufe) zu vertreten.

Erwähnt sei die häufige Einlagerung von schwarzem »Hornstein«, der teils in Form dünner Linsen oder Flasern, teils in dünnen Bänkchen in den Kalken auftritt, z. B. in den Steinbrüchen bei Herdringen. Diese Hornsteine erinnern lebhaft an die ganz entsprechenden Einlagerungen im Oberen Kohlenkalk des Velberter Sattels. Überhaupt sind Oberer Kohlenkalk und Culmplattenkalk in manchen Bankfolgen einander recht ähnlich; die zwischen beiden übliche scharfe Trennung ist z. T. stark übertrieben. Wie weit es sich bei den Hornsteinen um echten Lydit handelt, ist noch zu untersuchen. Makroskopisch ist zwischen beiden jedenfalls kein Unterschied zu erkennen.

Die Spezialtektonik des Oberen Culms ist hervorragend in dem großen Kalksteinbruch der Ruhr-Lippe-Kleinbahnen im Röhrtal unterhalb Müschede zu beobachten. Die Kalke zeigen hier intensive Spezialfaltung, die bis zur völligen Verknetung einzelner Schichten führt. Zahlreiche Klüfte und Verwerfungsspalten sind mit Trümmermassen und Krystallen von Quarz und Schwerspat, mit Kupfer- und Bleierzen erfüllt. Schwerspat ist auch anderweit im Plattenkalk weit verbreitet und wird an mehreren Stellen abgebaut. So tritt z. B. bei Holzen ein SSW-streichender, saigerer Gang auf, der reinen weißen Spat in einer Mächtigkeit bis zu 1,20 m führt. Mit Vorliebe

[1]) Nach einer mir leider unbekannten Marburger Dissertation von Brüning, sowie nach neueren Untersuchungen von H. Schmidt.

ist der Schwerspat an die Zertrümmerungszonen in Störungsgebieten gebunden, so südöstlich, nördlich und nordnordöstlich vom Müssenberg und in dem schmalen Plattenkalkhorst zwischen Bremke und Rennberg bei Mimberg (Bl. Neheim).

Der Horizont der hangenden Alaunschiefer ist in derselben Weise entwickelt wie bei Barmen und Iserlohn. Stark druckgeschieferte Alaunschiefer und schwarze Schiefertone, bisweilen mit Toneisensteinknollen, sind herrschend; Grauwackenbänkchen sind bisher nicht beobachtet worden. Die Grenze gegen das Flözleere ist ohne Schwierigkeiten nach der üblichen petrographischen Methode durchzuführen. Wie weit diese Grenze in unserm Gebiet der Grenze *Glyphioceras-Eumorphoceras*-Stufe entspricht, ist noch nicht zu sagen, da Faunen fehlen. Das beste Profil durch die Alaunschiefer einschließlich der liegenden und hangenden Grenze, bietet der Bahneinschnitt am Nordausgang des großen Steinbruchs am rechten Röhrufer nördlich Sophienhammer.

Zwischen Hövel und Hachen treten Culmplattenkalke und Hangende Alaunschiefer in normaler Folge unter dem Flözleeren am Nordflügel der Lüdenscheider Mulde auf. Die spezialgefalteten Plattenkalke sind gut aufgeschlossen und haben vor allem in höheren Lagen bei Estinghausen größere Faunen geliefert. Die von Nebe[1]) mitgeteilten Angaben über die Fossilführung dieser Kalke geben nur ein schwaches Bild von der Reichhaltigkeit der Fauna und sind teilweise revisionsbedürftig. So muß z. B. das Vorkommen von »*Glyphioceras diadema* Gf.« im Oberen Plattenkalk von Estinghausen bezweifelt werden. — Die Hangenden Alaunschiefer sind in der üblichen Entwicklung besonders gut in den Wasserrissen südöstlich Hövel aufgeschlossen; A. Denckmann hat sie von dort beschrieben (1902, S. 586). Hier fanden sich schlecht erhaltene Reste, die auf *Glyphioceras* (bezw. *Homoceras*) »*diadema*«, also auf die Chokier-Zone hinweisen; außerdem liegen Reste unbestimmbarer Calamarien vor.

Auf dem Südflügel des Remscheid-Altenaer Sattels ist die Entwicklung des Culms zwischen Hövel und dem Boberg bei Mellen eine ähnliche wie in der Gegend des Effenberges. Über mächtigen, vorwiegend schwarzen Lyditen folgen Plattenkalke, anscheinend in erheblich geringerer Mächtigkeit als im N, dann zu oberst in normaler Ausbildung die Hangenden Alaunschiefer. Der Lydithorizont enthält nicht selten reine Kalkbänke vom Typus der Plattenkalke, so daß bei mangelhaften Aufschlüssen bisweilen die Abgrenzung der beiden Culmhorizonte nicht leicht ist. Auch Kieselkalke kommen als Einlagerungen vor, doch nicht in dem Ausmaß wie z. B. am Humberg und am Effenberg. Ob die untere Plattenkalkgrenze der Grenze Kieselkalk-Plattenkalk im Hönnetal entspricht, ist unbekannt; eine annähernde Übereinstimmung ist aber wahrscheinlich.

An der Ostseite des Boberges setzt Denckmann's »südwest-

[1]) Neues Jahrb. f. Min., Bbd. XXXI, 1911, S. 432—433.

liche Entwicklung des Culms« (1902, S. 586) ein. Der Übergang in die nördliche Ausbildung muß ein verhältnismäßig rascher sein, ist aber nicht zu verfolgen, da der Culm des Südflügels des Boberg-Sattels gegen den Culm des Nordflügels der Schieberg-Mulde verworfen wird. Die südwestliche Culmentwicklung ist ausgezeichnet durch das Fehlen des Plattenkalkhorizontes; er ist ersetzt durch eine geringmächtige Wechsellagerung von Kieselkalken, Ton- und Mergelschiefern, kieseligen Schiefern, Lyditen und einzelnen Kalkbänken vom Habitus der Plattenkalke. Den ersten guten Aufschluß in diesen Schichten bietet der Steinbruch am Talrande südöstlich vom Boberg, wo Kieselkalke mit Lyditen und dünnbankigen Kalken wechsellagern. Am Ostfuß des Boberges fand Denckmann in schwarzen Kieselkalken dieses Horizontes Glyphioceraten (? *crenistria* u. a.), *Nomismoceras* sp. und *Prolecanites mixolobus*, also eine Fauna der Aprather Schichten. Die unteren Culmschichten sind im Profil an der Straße Langenholthausen-Amecke, südöstlich Försterei Kasberg, zu beobachten. Über den schon erwähnten Grenzschichten gegen das Oberdevon (vergl. S. 84) folgen schwarze Lydite in größerer Mächtigkeit; sie bilden das Liegende des im vorgenannten Steinbruch aufgeschlossenen Culms. Der hangende Teil des Culms, eine mächtige Alaunschieferfolge, ist in Hohlwegen und Wasserrissen bei »In der Hei« zu beobachten.

Am Westfuß des Trachtenberges sind in einem Steinbruch über Lyditen (etwa 10 m mächtig aufgeschlossen) die ersten Kalkbänke des nächst jüngeren Horizontes zu beobachten: dunkelgraue, dichte Kalke mit Lyditflasern, Toneisensteinknollen und Schieferzwischenlagen; sie enthalten in großer Zahl Glyphioceraten der *crenistria-sphaericum*-Reihe. Das Profil bildet den Nordflügel eines kleinen Spezialsattels, der an einer streichenden Verwerfung abgesunken ist, so daß im N des Steinbruchs sofort nördlich fallende Hangenberg-Schichten und Oberdevon folgen (vergl. Profil 4 auf Taf. 5).

Weitere kleine Aufsattelungen des Unteren Culms im Südosten von Langenholthausen hat Denckmann bereits beschrieben (1902, S. 587/88). Die Grenze gegen die Hangenden Alaunschiefer ist im Hohlweg 300 m westlich Diekenbusch gut zu verfolgen. Die reinen Alaunschiefer gehen nach unten zunächst in kalkig-kieselige Schiefer mit *Glyphioceras spirale* und *Rhynchonella pleurodon* über; sie erinnern lebhaft an die Aprather Schiefer, deren stratigraphische Position sie wohl auch annähernd besitzen[1]). Unter den kalkig-kieseligen Schiefern beginnt die Wechsellagerung von Kieselkalken, Plattenkalken usw.

Eine letzte Ausbildungsweise zeigt das Untercarbon am Südrande des Blattes Balve, zwischen Käsberg und Seidfeld, auf dem Südflügel der Lüdenscheider Mulde. Das Untercarbon ist hier dadurch ausgezeichnet, daß an Stelle des Culmplattenkalkes echter Kohlenkalk tritt. Am typischsten sind die Profile bei Seidfeld und Amecke. Am Nordausgang von Seidfeld liegt unter dem normal entwickelten Alaunschieferhorizont unmittelbar Koh-

[1]) Vergl. auch Nebe, a. a O., S. 433.

lenkalk, der in einer Reihe von Steinbrüchen abgebaut wird. Er ist teils dickbankig, teils massig, hell- bis dunkelgrau gefärbt. Einzelne Bänke sind als Crinoidenkalke mit Brachiopoden entwickelt. Andere Bänke sind krystallinisch und führen bisweilen Korallen (Lithostrotion usw.). Im Steinbruch nahe der Blattgrenze am Setmecketal kommen auch hellgraue, fein oolithische Kalkbänke mit Foraminiferen vor. Häufiger sind Zwischenlagen von Lydit und Konkretionen von »Hornstein«. Einzelne Bänke erinnern lebhaft an die Culmplattenkalke, die meisten aber an devonischen Massenkalk (vergl. Denckmann, 1902, S. 588), m. E. wiederum ein Zeichen der nahen faciellen Verwandtschaft zwischen Kohlenkalk und Culmplattenkalk. Unter dem Kohlenkalk ist ein Kieselkalk-Horizont deutlich entwickelt; er wird vom Lydit-Horizont unterlagert. Im Ganzen ist daher eine entschiedene Annäherung an das Hönnetalprofil festzustellen.

Lebhaft spezialgefaltet ist das Untercarbon in dieser Ausbildung nach W unter allmählicher Abnahme der Mächtigkeit des Kohlenkalkes bis nach Käsberg zu verfolgen. In den Steinbrüchen auf der Höhe südwestlich Wulfringhausen kann man folgendes Profil feststellen: Über Kieselkalken liegt zunächst in mehreren Metern Mächtigkeit typischer dickbankiger Kohlenkalk; dieser geht nach oben über in eine kieselig-kalkige Mischzone, vorwiegend Schiefer vom Typus Aprath, die von reinen Hangenden Alaunschiefern überlagert werden. Auf beiden Seiten des Tales bei »In den Dieken« sind die letzten dünnen Kohlenkalkbänke zu erkennen; sie bilden hier nur noch eine Einlagerung in den Kieselkalken, wodurch der Übergang in die Langenholthausener Culmentwicklung angezeigt wird. Die südöstliche Ausbildung des Untercarbons auf Blatt Balve erinnert lebhaft an das Untercarbon des Velberter Sattels. Hier wie dort beobachten wir die Verbindung von Kohlenkalk und Kieselkalk. Der Übergang des Kohlenkalkes in die Hangenden Alaunschiefer erfolgt bei Velbert und bei Amecke in ganz der gleichen Weise. Die Einheitlichkeit des Bergisch-Sauerländischen Untercarbons tritt auch darin deutlich in Erscheinung. Daß diese Einheitlichkeit des Gesamtbildes durch die faciellen Verschiedenheiten und die nicht unbeträchtlichen Schwankungen der Mächtigkeiten nicht wesentlich beeinflußt wird, bezeugen auch die geschilderten wechselvollen Verhältnisse in der Ausbildung des Untercarbons auf Bl. Balve.

V. Das Obercarbon

Flözleere Schichten setzen große Teile der Blätter Balve und Neheim zusammen. Am Hönnetal bei Böingsen beginnend, ist die liegende Grenze über Retringen nach Kirchlinde zu verfolgen. Hier biegt sie zu einer Spezialmulde an der Ölinghauser Heide zurück, springt in einem kleinen Sattel bezw. Sattelhorst wieder bei Dreisborn vor, um nochmals zu einer Mulde zurückzubiegen, die bei Holzen aushebt. Über Kloster Ölinghausen-Herdringen verläuft dann die Grenze in Richtung auf Arnsberg nach O weiter.

Südwestlich von Holzen tritt zwischen Bremke und dem Rennberg ein durchschnittlich 400 m breites Band von Culmplattenkalken mitten im Flözleeren auf. Es handelt sich um einen streichenden Sattelhorst, der durch mehrere Querverwerfungen zerstückelt wird.

Das Flözleere im N des Remscheid-Altenaer Sattels wird aus dunklen Schiefertonen und Grauwacken zusammengesetzt. Nur ganz untergeordnet treten auch Alaunschiefer auf. Die Grauwacken schließen sich in der Regel zu Bankfolgen zusammen, die aber infolge von Einebnung morphologisch nur zum Teil zu verfolgen sind. Das Untere Flözleere ist sehr reich an Grauwacken bezw. Sandsteinen; meist sind sie feinkörnig und feldspatreich; aber auch gröbere konglomeratische Gesteine wurden im südlichen Teil des Blattes Neheim bisweilen beobachtet. Gelegentlich werden die Grauwacken quarzitisch und erinnern dann z. T. an die Quarzite des Unteren Flözleeren bei Hagen. Die Grenze gegen die Hangenden Alaunschiefer ist durchweg leicht festzulegen, wenn man sie in der üblichen Weise mit der ersten Grauwackenbankfolge zieht. Diese Grenze wird natürlich in den wenigsten Fällen der stratigraphischen Grenze zwischen *Homoceras*-Zone und *Eumorphoceras*-Stufe entsprechen, es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die paläontologisch-stratigraphische Grenze im höheren Teil der Hangenden Alaunschiefer liegt. Die Basis des Flözleeren ist am besten auf der rechten Seite der Röhr, im Einschnitt der Steinbruchsbahn unterhalb Sophienhammer zu verfolgen. Über mächtigen, senkrecht aufgefalteten Alaunschiefern folgt hier unmittelbar typisches Flözleeres, mit einigen starken Grauwackenbänken beginnend. Eine Zone der Wechsellagerung (Alaunschiefer mit einzelnen dünnen Grauwackenbänkchen) besteht hier ebenso wenig wie bei Barmen oder Velbert.

Der Hauptteil der östlichen Hälfte des Blattes Balve wird von Flözleerem der Lüdenscheider Mulde eingenommen. Es ist das große von der Röhr und der Sorpe durchflossene Waldgebiet zwischen Hachen, Höveler Knapp, Mellen, Langenholthausen und Sundern. Im Kern der Mulde liegt das Buch-Holz; es wird aufgebaut aus einem jüngeren Horizont des Flözleeren, der am linken Röhrufer gut aufgeschlossen ist und der ganz überwiegend aus feinkörnigen Grauwacken besteht; Schiefertone treten nur als geringmächtige Einschaltungen auf, die sich kartographisch kaum ausscheiden lassen dürften. Der untere Horizont des Flözleeren ist ähnlich entwickelt wie auf Blatt Neheim, doch sind mehrere Bänke teilweise als grobe Konglomerate ausgebildet. Die Abgrenzung des Flözleeren gegen die Culmalaunschiefer ist auch hier in der Regel ohne Schwierigkeiten durchzuführen, weil allermeist die erste Grauwackenbank morphologisch deutlich hervortritt. So konnte auch hier eine Zone der Wechsellagerung zwischen reinen Alaunschiefern und typischem Flözleeren nicht beobachtet werden. Denckmann gibt eine solche Zone der Wechsellagerung am Verl bei Mellen und nördlich Hövel an. In beiden Fällen handelt es sich m. E. um typisches Flözleeres. Bei Hövel tritt über den Alaunschiefern die liegende Grauwackenbank morphologisch deut-

lich hervor und die begleitenden Schiefer sind Schiefertone, keine Alaunschiefer. Am Verl handelt es sich um zwei jüngere Grauwackenbankfolgen, die in Schiefertonen mit ganz untergeordneten Alaunschiefern liegen; das Flözleere setzt hier gleich westlich vom Verl an einer Querstörung gegen Culmalaunschiefer ab. Die Obercarbongrenze wird dadurch bei Mellen oberflächlich um 1300 m nach S zu verworfen. Nur an einer Stelle hat die Abgrenzung des Flözleeren Schwierigkeiten bereitet, am Landsberg, dessen beherrschender Kamm von einer hier besonders mächtigen Grauwackenbankfolge gebildet wird. Dicht unter dem Gipfel treten darunter einige geringmächtige Grauwackenbänke auf, die morphologisch nicht hervortreten. Etwa 50 m unter der Hauptgrauwackenbank stehen bereits reine Culmalaunschiefer an. Wegen der quarzitischen Natur der dünnen Grauwackenbänke glaube ich auch diese schon zum Flözleeren stellen zu können. Es entspricht diese Annahme Beobachtungen, die in der Elberfelder und Velberter Gegend gemacht wurden, wo sich die liegendste Quarzit- bezw. Grauwackenbank ebenfalls gelegentlich in unbedeutende Bänkchen auflöst.

Das beste Querprofil durch die Schichtenfolge des Unteren Flözleeren bietet das Sorpetal. Dicht folgen die Grauwackenbänke aufeinander. Starke Spezialfaltung und zahlreiche Querverwerfungen erschweren aber die Verfolgung der einzelnen Grauwackenzüge, und es wird noch mühsamer Arbeit bedürfen, um das Flözleere in den weiten Bergwäldern zu beiden Seiten des Tales in befriedigender Weise kartographisch darzustellen.

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	51
I. Der Massenkalk und die Grenzschichten Mittel-Oberdevon	53
II. Das Untere Oberdevon (Adorfer Schichten)	55
III. Das Obere Oberdevon	61
1. Die Nehdener Schichten	61
2. Die Clymenien-Schichten	67
a) Die Hemberg-Schichten	67
b) Die Dasberg-Schichten	79
IV. Das Untercarbon	86
1. Die Devon-Carbongrenze und die Hangenberg-Schichten	86
2. Der Culm	91
V. Das Obercarbon	95

Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Carbongrenze im Sauerland

Von Herrn **Hermann Schmidt** in Göttingen

Hierzu Tafel 6—8 und 6 Textfiguren

Inhalt

	Seite
Einleitung, Umgrenzung	98
Die Aufschlüsse	101
Stratigraphie	108
Die Vertretungen der Dasberg- und Hangenbergschichten im übrigen Deutschland	113
Die Fauna der Dasbergschichten	115
Die Fauna der Hangenbergschichten	147
Ergebnisse und Folgerungen	159
Verzeichnis der angeführten Literatur	166
Nachtrag	168
Tafelerklärungen	169

Einleitung

Die Stratigraphie der Schichten an der Devon-Carbongrenze in Deutschland weist bisher noch einige Unsicherheit auf. Es ist weder festgestellt, ob die »Liegenden Alaunschiefer« des sauerländischen Culm das älteste Untercarbon sind, noch, wie sich die jüngsten Glieder im schiefrigen und im kalkigen Oberdevon zueinander verhalten, welche Beziehungen also zwischen den Wocklumer Schichten DENCKMANN's und dem Oberen Clymenienkalk oder Dasberger Kalk bestehen.

Von der Bearbeitung des reichen Fossilmaterials ausgehend, das in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt niedergelegt ist, konnte ich zunächst die vollständige Übereinstimmung zwischen den Faunen der Wocklumer Schichten und des Dasberger Kalkes feststellen, weshalb auch im folgenden statt dieser beiden der Name Dasberg-Schichten gebraucht werden soll. Bisher war diese Fauna nur unvollständig bekannt, obgleich das Vorkommen von Clymenienkalk im rheinischen Gebirge schon frühzeitig festgestellt wurde.

Den Arbeiten über Clymenienkalk-Faunen im Fichtelgebirge von MÜNSTER (1832—1842) und GÜMBEL, in Thüringen von REINHART RICHTER (1848 und 1856) und Ebersdorf in Schlesien von TIETZE (1871) war für das Sauerland nichts Gleichwertiges gegenüberzu-

stellen, und auch als neuerdings R. Wedekind die Cephalopoden des sauerländischen Oberdevon bearbeitete, wurde diese Lücke nicht ausgefüllt. Das Untere und Mittlere Oberdevon sowie die älteren Clymenienschichten wurden von ihm in monographischen Darstellungen behandelt, die jüngste der Oberdevonstufen, die Gonioclymenienstufe oder Dasberg-Schichten, wird hier faunistisch zu behandeln sein.

Eine andere Fauna wiesen die »Wocklumer Schichten« eines einzigen Fundpunktes auf, von dem kleinen Steinbruch am Haltepunkt Öse der Bahn Menden-Iserlohn. Durch das Entgegenkommen der Direktion der Geologischen Landesanstalt wurde mir zweimal der Besuch des Sauerlandes ermöglicht, und so konnte ich auch aus dieser jüngeren Schicht von nunmehr zwölf Fundstellen eine reichliche Fauna zusammenbringen, die im zweiten Teil dieser Arbeit behandelt wird. Sie erwies sich als die bisher unbekannte Cephalopodenfacies des Etroeungt. Hier wird der leider recht unscharfen französischen Benennung der neue Name Hangenberg-Schichten vorgezogen, welcher einem unten genau abzugrenzenden stratigraphischen Begriff dienen soll; vom Hangenberg bei Deinstrop (Meßtischblatt Balve) hat nämlich Denckmann (1902, S. 581) das Profil dieser Schichten zuerst beschrieben, allerdings ohne den reichen Fossilinhalt zu bemerken.

Der Rahmen, in welchem die beiden zu behandelnden Serien auftreten, bedarf zunächst auch noch einer Festlegung, denn es fehlt noch durchaus an der Verknüpfung seiner verschiedenen Erscheinungsweisen. Für die Cephalopodenkalke wird er durch die Zone der *Platyclymenia annulata* Mstr. einerseits und die Kalke von Erdbach-Breitscheid andrerseits gebildet, für die klastischen Sedimente durch »Foßley« und »Culm«.

Die stratigraphische Stellung der Cephalopodenkalke ist bereits ziemlich gesichert. Für das Oberdevon verdanken wir das zum guten Teil den Arbeiten R. Wedekind's. Die Schichten über seiner »*Cheiloceras*-Stufe« (=»Mittleres Oberdevon«, Frech 1887, S. 438) waren bis dahin von Denckmann in »Unteren Clymenienkalk«, »Zone der *Clymenia annulata*« und »Oberen Clymenienkalk« gegliedert worden. Für die beiden älteren Glieder dieser Einteilung setzte Wedekind zwei Stufen, Oberdevon III oder *Prolobites*-Stufe und Oberdevon IV oder *Postprolobites*-Stufe. Dem vermag ich nicht zu folgen[1]), weil ich die Berechtigung der Gattung *Postprolobites* nicht zugeben kann (Schmidt 1921, S. 542), weil die Mannigfaltigkeit der *annulata*-Gruppe eine größere faunistische Selbständigkeit nur vortäuscht, und weil die Mächtigkeit viel zu gering ist, als daß sie mit den anderen Stufen verglichen werden könnte (Denckmann 1900, S. XIV). Mir scheint die Zusammenfassung dieser beiden Glieder zu einer »Platyclymenienstufe« zweckmäßiger, noch besser jedoch ein genau zu definierender Lokalname wie Hemberg-Schichten nach dem Hemberg bei Iserlohn. Demgemäß würde sich das Oberdevon zusammensetzen aus:

[1]) Siehe auch Anm. S. 110.

Dasberg-Schichten = *Gonioclymenien*-Stufe.
Hemberg-Schichten = *Platyclymenien*-Stufe.
Nehdener Schichten = *Cheiloceras*-Stufe,
Adorfer Schichten = *Manticoceras*-Stufe.

Den oberen Teil des Rahmens soll die von Holzapfel 1889 beschriebene Cephalopodenfauna von Erdbach-Breitscheid bilden. Als altersgleich ist neuerdings die Phillipsienbank von Warstein-Belecke zu betrachten (Schmidt, 1921, S. 296), der »crinoidenarme Crinoidenkalk« Paeckelmann's aus der Elberfelder Gegend und einige Vorkommen aus der Gegend von Balve. Hiermit aber sind Punkte gewonnen, die sich viel schärfer in das allgemeine Profil einordnen lassen als das ebenfalls ungefähr altersgleiche Tournai, deshalb empfiehlt sich wieder ein neuer Name, Erdbacher Schichten (= *Pericyclus*-Stufe, Wedekind 1919, S. 447). Als jüngeres Untercarbon folgt der sogenannte Culm, etwa in der Mitte die Fauna von Aprath führend. In diesem Sinne ergibt sich als Stufengliederung des Untercarbons:

Aprather Schichten = *Glyphioceras*-Stufe (Visé),
Erdbacher Schichten = *Pericyclus*-Stufe (Tournai),
Hangenberg-Schichten = *Protocanites*-Stufe (Etroeungt).

Durch eine Anzahl neuer Fossilfunde wird es jetzt auch möglich, die Sedimente der schiefrigen Facies stratigraphisch einzuordnen. Was auf den Blättern Hohenlimburg und Iserlohn der Geologischen Landesaufnahme als »Wocklumer Schichten« eingetragen ist, nach unten begrenzt durch die roten Kalkknotenschiefer, nach oben durch die »Liegenden Alaunschiefer«, erweist sich dadurch als den Dasberg- und Hangenbergschichten, mit einem kleinen Teil auch den obersten Hembergschichten zugehörig.

Die unterste Schicht des eigentlichen »Culm« im Bereich der beiden Meßtischblätter, die liegenden Alaunschiefer, sind dem Anschein nach nicht einheitlich. Überhaupt läßt sich über eine Vertretung der Erdbacher Schichten noch nichts aussagen, dahin deutende Faunen wurden nicht gefunden.

Östlich und westlich vom Sauerlande wird im folgenden je eine Cephalopodenfauna der Dasbergschichten mitberücksichtigt, nämlich das reiche Material des Geologischen Landesmuseums von der Ense bei Wildungen und die Fauna von Üllendahl bei Elberfeld. Die Brücke zu den linksrheinisch-belgischen Schichten der obersten Famenne- und Etroeungt-Stufe, welche sich in den Brachiopodenfaunen namentlich des Bergischen Landes bietet, wird in dieser Arbeit nicht begangen.

Die stratigraphischen Angaben aus der Gegend von Elberfeld verdanke ich meinem Freunde Paeckelmann, die Profile zwischen der Lenne und der Röhr (südl. Arnsberg) habe ich neuerdings aufgenommen, und die Warsteiner Gegend ist mir durch Aufnahmearbeiten von 1919 bekannt.

Die Trilobiten, welche in beiden zu behandelnden Faunen eine beträchtliche Rolle spielen, wurden von Herrn und Frau Richter

(Frankfurt) bearbeitet, welche mir ihre Bestimmungen in liebenswürdiger Weise zur Verfügung stellten.

Die Aufschlüsse

Für das Untercarbon von Elberfeld kommen drei Fundorte in Betracht, an welchen auch vollständige Profile aufgeschlossen sind, nämlich der Eisenbahneinschnitt von Kirchenfeld bei Dornap, die Ziegelei am Haken im Üllendahl und der Straßenbahneinschnitt von Riescheid nördlich Barmen. Paeckelmann hat diese Profile aufgenommen und kürzlich in einer vergleichenden Tabelle veröffentlicht, auf die hier verwiesen sei (dies. Jahrb. f. 1921, S. 289).

Im oberen Üllendahl, im Bruch der Ziegelei Müller & Preuß, schwellen die Sandsteine an der Basis des Étroeungt bis auf 7 m an. Über ihnen liegt die von Paeckelmann 1913, S. 150 beschriebene Étroeungt-Fauna, unter ihnen, innerhalb der »Oberen Cypridinenschiefer«, liegen die roten Mergel, in welchen ich früher den reichen Inhalt an Ostracoden, Trilobiten und flachgedrückten Clymenien entdeckte. Paeckelmann bestimmte zuerst diese Fauna und ermöglichte mir durch neue Aufsammlungen ein erneutes Studium derselben.

Ein Gestein, welches noch ganz den gelblichen milden Oberen Cypridinenschiefern gleicht, hat bei Herbeck nordwestl. Hohenlimburg eine kleine Fauna von Richterinen und Clymenien geliefert.

Östlich der Lenne, nicht weit von Henkhausen, erscheint am Fuße des Bemberges im Bett des Hasselbachs bereits das »Normalprofil« durch Dasberg- und Hangenberg-Schichten, nämlich

[e) Hangendes: 5 m Liegende Alaunschiefer]
d) 2 m Hangenberg-Kalk, ohne Fossilien
c) 6½ m Hangenberg-Schiefer, oben Steinmergelbank mit Fossilien, an der Basis eine Lage Alaunschiefer
b) Dasberg-Schichten: Überwiegend graugrüne Schiefer, darin, besonders an der Oberkante, knollige Kalklagen mit Clymenien
[a) Liegendes: rote Hemberg-Schichten].

Der Gesteinswechsel zwischen b) und c) ist sehr scharf, offenbar hat keine kontinuierliche Sedimentation stattgefunden. In den Hangenbergschiefern sind kleine, offen-zweiklappige Exemplare von *Posidonia venusta* Mstr. häufig. Die kompakte Bank im oberen Teil, die in vielen Profilen wiederkehrt, enthält auch andere Fossilien; ihr Gestein ist in frischem Zustand schwarz, wird aber oberflächlich schnell fahl; es erinnert an die Steinmergel des Mittleren Keuper. Die Hangenberg-Kalke sind von den Dasberger Kalken nicht durchaus verschieden, nur fehlt ihnen deren Mannigfaltigkeit rötlicher, schwarzgrauer und weißlicher Färbung, sie sind zumeist graugrün. Zwischen dem frischen Kern der Kalkknollen und der Verwitterungsrinde haben sie oft eine auffallend breite unfrische Zone mit bräunlichen Anlauffarben.

Im Tal des Flehmer Bachs bei Letmathe sind die Hangenberg-Schichten, wenn überhaupt vorhanden, nicht aufgeschlossen. Die Dasberg-Schichten, hinter dem Ringofen der Ziegelei vorm. Happe anstehend, haben keine nennenswerte Fauna geliefert.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Am Osthang des Reitenbergs ist an der Straße Östrich-Grürmannsheide das folgende Profil festzustellen:

[e) Hangendes: Liegende Alaunschiefer]
d) 5 m Hangenberg-Kalk
c) 14 » Hangenberg-Schiefer
b) 19 » Dasberg-Schichten
[a) Liegendes: Hemberg-Schichten].

Fossilien haben in diesem Profil nur die obersten Hemberg-Schichten geliefert, die 9 m mächtigen grauen Schiefer über den roten Knotenkalken, und in diesen besonders die bezeichnende zweiteilige Alaunschieferbank mit *Platyclymenia annulata* Mstr. und großen Exemplaren von *Posidonia venusta* Mstr. An der Straße selbst ist nur a) und b) aufgeschlossen, d) zeigt sich deutlich in einem abzweigenden Waldwege. Der obere Teil des Profils ist besser im oberen der beiden Waldwege am Südwestfuß des Reitenberges, wo sich in b), c) und d) auch Fossilien fanden. Die Mächtigkeiten sind dort ungefähr b) = 15 m, c) = 12 m und d) = 3 m.

Nur 700 m östlich der genannten Straße, beim Gehöfte Schaumberg, wurde neuerdings der Fahrweg verbreitert und ein schönes Profil freigelegt:

[f) Culm-Kieselschiefer, bilden die Bergkante]
[e) 6 m Liegende Alaunschiefer, mit Übergang zu f)]
d) 5 » Hangenberg-Kalk, hier ausnahmsweise mit mehr tonigem Zwischenmittel, Fossilien auch in diesem
c) 14 » Hangenberg-Schiefer; oben die Steinmergelbank, an der Basis $^3/_4$ m Alaunschiefer
b) 17 » Dasberg-Schichten: grünliche Schiefer mit Lagen von Kalkknollen, bald mehr, bald weniger gehäuft; Fossilien in mehreren Lagen
[a) Hemberg-Schichten, oben mit der zweiteiligen Alaunschieferbank zwischen grünlichen Schiefern, nach unten graue und rote Kalkbänke, dann rote Kalkknotenschiefer; insgesamt etwa 75 m aufgeschlossen].

Bei Gerlingsen (Meßtischblatt Iserlohn) sind die Dasberg-Schichten im Straßengraben ein wenig aufgeschlossen, und an der anderen Straßenseite die Liegenden Alaunschiefer. Ein Schieferpaket unter diesen könnte zu den Hangenberg-Schichten gehören.

Im Gebiet der Seiler bei Iserlohn liegt zwischen Culm und Plattensandstein eine eigenartige Serie, welche bei der Kartierung als besondere Facies des höheren Oberdevon betrachtet wurde (s. Erläut. z. Blatt Iserlohn S. 36). Später kam Henke dazu, die Seiler-Schichten als carbonisch zu betrachten, hauptsächlich wegen ihrer Kalkoolithe, welche denen von Aachen, Velbert und Attendorn völlig gleichen. Es kommen außerdem Tonschiefer, dunkle sandige Kalke, Sandsteine und Konglomerate vor. Sehr verstreut fanden sich kleine Brachiopodenfaunen (s. unten S. 112).

Im Osten wird der Bergzug der Seiler durch das Talbecken von Nieder-Hemer abgeschnitten. Bei Höcklingsen findet sich dann wieder ein normales Profil, das nur durch felsbildend hervortretende Sandsteine innerhalb der Dasberg-Schichten ein neues Element bringt. Die Kalke im Liegenden sind fauniſtisch von den Kalken im Hangenden des Sandsteins bis jetzt nur durch negative Merkmale zu

trennen. Die Sandsteine sind dünnschichtig, reich an Kriechspuren und enthalten auch Clymenien. Über den Dasberger Kalken folgen Schiefer und, wegen der Überdeckung durch Kieselschieferschutt nur in wenigen losen Gesteinsbrocken nachweisbar, die dickbankigen groben Sandsteine der Hangenberg-Schichten.

Diese Hangenberg-Sandsteine lassen sich im Fortstreichen bis zu dem kleinen Steinbruch unmittelbar am Haltepunkt Öse verfolgen. Hier sind sie als etwa 10 m glimmerreiche dickbankige Grauwackensandsteine aufgeschlossen, in der Mitte mit einer Lage Toneisenstein-Geoden. Nach oben folgt 1 m splittriger Schiefer und dann 2 m Hangenberg-Kalk mit Fauna. — An der anderen Talseite sind die Aufschlüsse weniger günstig, dafür aber das Profil vollständiger. Der Hangenberg-Kalk fand sich nur in losen Brocken, die Sandsteine treten in einer Bergkante zutage. Unter ihnen folgen im Wege hinter der Fabrik die Dasberg-Schichten, unter diesen die roten Hemberg-Schichten usw.

Nördlich des Dorfes Aprike sind im Bett eines Baches und an mehreren benachbarten Wasserrissen und Wegen die folgenden Schichten zu beobachten:

[f) Culm-Kieselschiefer]
e) 6 m Liegende Alaunschiefer
d) 3 » Hangenberg-Kalk
c) 6 » Hangenberg-Schiefer: oben die Steinmergelbank, an der Basis die Lage Alaunschiefer
b) 20 » Dasberg-Schichten, mit der *Wocklumeria*-Schicht als oberster Kalkbank
[a) Hemberg-Schichten; statt der zweiteiligen Alaunschieferbank hat die *annulata*-Zone blaugrüne, sandige Schiefer und erreicht ausnahmsweise mehr als 20 m Mächtigkeit].

Schöner aufgeschlossen ist das gleiche Profil in dem Hohlweg zwischen Aprike und Riemke; hier haben auch mehrere Lagen der Dasberg-Schichten Fossilien geliefert. Die Mächtigkeiten sind b) = 20 m, c) = 7 m, d) = $2^1/_2$ m.

In einem Wege nördlich Riemke endet das Profil noch oben in den Dasberg-Schichten.

Das nächste Profil, bereits auf dem Meßtischblatt Balve, ist in einem Feldweg aufgeschlossen, es gleicht dem des nahe darunter gelegenen tiefen Einschnitts der Bahn Menden-Neuenrade. Dieser Bahneinschnitt im Hönnetal (Oberrödinghausen) hat besonders aus dem Hangenberg-Kalk eine reiche Fauna geliefert, ferner aus der *Wocklumeria*-Zone[1]) und den schwarzen *annulata*-Schiefern. Der in Betracht kommende Profil-Abschnitt ist:

[e) Liegende Alaunschiefer]
d) $1^1/_2$ m Hangenberg-Kalk
c) $5^1/_2$ » Hangenberg-Schiefer mit Steinmergeln und an der Basis der Alaunschieferlage
b) 14 » Dasberg-Schichten. Von unten bis zu einer dicken Kalkbank in der Mitte Zunahme der Kalkknollen im Tonschiefer, von da an von neuem, zuletzt etwa 2 m ganz kalkig
[a) Hemberg-Schichten. Etwa 5 m über der letzten roten Bank liegt die zweiteilige Alaunschieferbank mit *Platyclymenia annulata* Mstr.].

[1]) Was bei den Fossilbeschreibungen des I. Teils ohne Zusatz vom »Hönnetal« aufgeführt ist, wurde von mir in den obersten 2 m gesammelt.

Die Zweiteilung der Dasberg-Schichten ist vielleicht dieselbe wie bei Höcklingsen, in dem Feldwege über der Bahn treten in der Mitte auch einige sandige Bänke hervor. Leider sind die Kalke der unteren Hälfte wieder ziemlich fossilarm.

Das Profil der rechten Hönnetalseite zeigt die Hemberg- und Dasberg-Schichten in der gleichen Ausbildung, am besten zu beobachten an einem Waldweg auf halber Berghöhe. In den Hangenberg-Schichten treten wieder Sandsteine auf, in einigen Steinbruchsversuchen über diesem Wege schlecht aufgeschlossen. Früher war auch der Hangenberg-Kalk zu beobachten (Denckmann 1902, S. 577 unter Nr. 7).

Nach Osten fortschreitend, treffen wir am Nordhang des Beul noch einen fossilführenden Aufschluß der Dasberg-Schichten; in Eisborn liegt Culm über *Cheiloceras*-Kalken.

Dann wendet sich die Devon-Carbongrenze gegen die Achse des Remscheid-Altenaer Sattels, auf welcher sie durch Brüche und Querfalten wiederholt zum Ausstreichen gebracht wird. Das Profil über den Haarhof bis nach Wettmarsen deute ich, wie Fig. 1 zeigt.

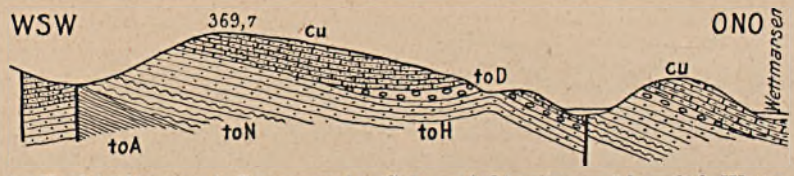


Fig. 1. Ungleichförmige Auflagerung des Culm auf Oberdevon südwestlich Wettmarsen. toA = Adorfer, toN = Nehdener, toH = Hemberg-, toD = Dasberg-Schichten, cu = Culm.

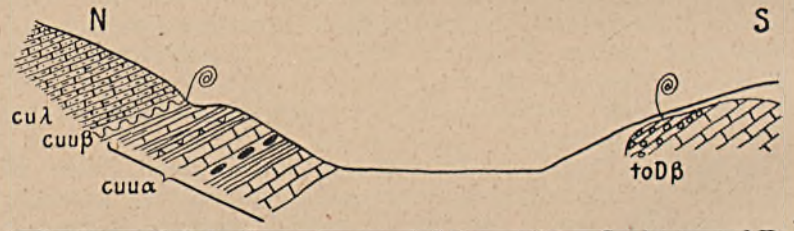


Fig. 2. Profil vom Fuß des Hangenbergs nach Süden. toDβ = Sandsteine und Knollenkalke der oberen Dasbergschichten, cuuα = Hangenbergschiefer mit Sandsteinen und je einer Lage von Geoden und Kalksandstein, cuuβ = Hangenbergkalk, cuλ = Culm-Kieselschiefer. — (Beide Profile ohne Maßstab.)

Danach wären also vor Ablagerung des Culm Teile oberdevonischer Schichten abgetragen worden. — Nur 500 m weiter südlich sind am Dasberg die nach diesem Vorkommen genannten Dasberg-Schichten unter dem Culm erhalten geblieben. Der Schiefer tritt im Vergleich zum Hönnetal stark zurück, aber der Kalk zeigt auch nur selten kompakte Bänke, er besteht überwiegend auch aus Knollen. Die Aufschlüsse sind sehr gering, die Fossilien stammen aus den infolge flachen Ausstreichens recht verbreiteten Lesesteinen. Deshalb konnte ich auch die Lage der bei Denckmann's Aufsammlungen

unterschiedenen Bänke nicht feststellen und führe sie unten als roter, sandiger und grauer Hangendkalk (r. H., s. H. und g. H.) an; aus den hangenden Partien sollen diese Bänke nämlich sein. Was dagegen ohne Schichtangabe (o. S.) in der Sammlung liegt, vor allem die vielen *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr., gehört meist in die tieferen Partien.

Kleine Aufsattelungen von Clymenienkalk finden sich bei Wettmarsen (Fig. 1), wo die *Wocklumeria*-Zone fehlt, sowie zwischen Albringen und Deinstrop. Hier treten innerhalb der Dasberg-Schichten Sandsteine auf, die in einem Steinbruch abgebaut wurden (Fig. 2, toD). Über ihnen liegen in der Steinbruchswand graue Knollenkalke mit Clymenien, dann ist das Profil durch ein Seitentälchen unterbrochen. Es folgen am Südfuß des Hangenbergs Grauwackensandsteine mit einer Lage von Toneisentein-Geoden und mit Pflanzenhäcksel, genau wie bei Öse, sandige Schiefer, etwas schwarzer Kalksandstein und dann unter dem Culm noch 1 m »Hangenberg-Kalk« mit vielen Fossilien (cuuβ).

Weiter nach Osten folgen Aufsattellungen des Oberdevons, so an der Straße zwischen Höm- und Hum-Berg südlich Ainghausen, ferner am Effenberg und am Müssenberg bei Hachen; diese Punkte haben auch Fossilien geliefert.

Vom Dasberg über den Radeberg gelangen wir in den Südflügel des Remscheid-Altenaer Sattels. Am Ausgang des zweiten Seitentälchens südwestlich Hoevel sind die oberen Hemberg-Schichten, hier als reine Kalke und ohne Rotfärbung, und die unteren Dasberg-Schichten gut aufgeschlossen.

Auf der kahlen Kuppe zwischen Beckum und Melscheder Mühle fand ich u. a. einige Korallen. Hier vollzieht sich für beide Clymenienstufen wieder der Übergang zur tonigen Facies, im Wald südlich des Weges stehen bereits Felsen von bunten Kalkknotenschiefern an.

Weiter nach Süden verläuft die Devon-Carbon-Grenze ungefähr über den Kamm des Burgberges, um schließlich bei einem kleinen Steinbruch das Borketal zu erreichen. Dieser Fundpunkt, von Denckmann »Steinbruch über dem Borke-Wehr«, hier abgekürzt »an der Borke« genannt, bildete den Ausgang für den Begriff der »Wocklumer Schichten«. — Das Profil ist folgendes:

i) 2,5 m Wechsellagerung von pyritreichen Plattenkalken mit Lyditen
h) 1 » schwarze und graue echte Lydite
g) 3,6 » graue und grünliche Tonschiefer, kieselige graue Schiefer und dünnplattige kieselige Kalke
f) 0,4—0,6 m zwei Bänke dichter Kalk
e) 0,9 m dunkelgraue Tonschiefer mit Geoden
d) 1,6 » Hangenberg-Kalk: hellgraue, plattig-knollige Kalke mit reichlichem Schiefermittel (Fauna)
c) 1,6 » Hangenberg-Schiefer, oben etwas härter und schwarz, mit kleinen *Posidonia venusta* Mstr.
b) etwa 4 m Dasberg-Schichten: Schiefer mit knollig aufgelösten Kalkbänken, deren oberste die Nordwand des Steinbruchs bildet (Fauna)
a) darunter im Wege grünlicher Kalk, eine dünne Rotschieferbank und grünliche Schiefer mit roten Kalkknollen (darin *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr., also auch noch Dasberg-Schichten).

Die Schichten von e) bis i) dürften zu den Erdbacher Schichten gehören, der Culm folgt erst darüber. In einer nicht wiederzufindenden Bank sammelte Denckmann (1902, S. 586) *Phillipsia* cf. *trimeroides* Holz. In der Geröllhalde an der nördlichen Steinbruchswand mischt sich das Material der obersten Dasberg-Schichten (*Wocklumeria*-Zone) mit dem Hangenberg-Kalk. Eine nennenswerte Fauna kann man aber nur von dieser Halde sammeln, und so erweist sich der Original-Fundort der »Wocklumer Schichten« als uneinheitlich, was neben den anderen Gründen sehr gegen die Beibehaltung dieses Namens spricht.

An der Straße östlich Langenholthausen ist ein Profil vom Unteren Oberdevon bis zum Culm aufgeschlossen, zuletzt ungefähr im Streichen. Auf rote und graugrüne Dasberger Kalke (mit Fauna) folgen nach scharfer Grenze 3 m blaugrüne Schiefer mit Geoden, darüber eine feste Kalkbank von 0,3—0,5 m mit Crinoidenstielgliedern (Erdbacher Schichten?), dann $2^1/_2$ m Kieselkalke, schließlich Kieselschiefer.

Ganz ähnliche Verhältnisse, nur etwas weniger deutlich, zeigt ein Aufschluß am Südwestfuß des Trachtenbergs. An einem »Knapp westlich des Trachtenbergs« sammelte Denckmann eine Clymenien-Fauna.

Im Südflügel der Küntroper Mulde untersuchte ich die Devon-Carbon-Grenze am Mostenberg bei Blintrop (Meßtischblatt Plettenberg), wo der Weg sie zweimal schneidet. Hier treten ebenfalls in den Dasberg-Schichten noch Rotschiefer und rote Kalkknollen auf. Ganz wie zwischen Lenne und Hönne nehmen die Kalkknollenlagen nach oben zu, und werden dann unvermittelt durch Schiefer abgelöst, die etwa 6 m messen, worauf noch 1 m Knollenkalk folgt. Das Hangende bilden Alaun- und Kieselschiefer. Wenngleich ich keine Fossilien fand, glaube ich doch auch hier die Hangenberg-Schichten feststellen zu können.

Jenseits des Ebbesattels liegt die Attendorn-Elsper Doppelmulde, aus eigener Anschauung mir nicht bekannt. Nach Henke (1911, S. 426) ist das oberste Oberdevon in verschiedenen Facies entwickelt, meist tonig-sandig, an einigen Punkten aber auch als Clymenienkalk. 1912 (S. 11) nennt Henke den Hauptfundpunkt, Zu Förde bei Attendorn[1]). Die »Grenzschichten« des untersten Carbon erreichen, besonders im nördlichen Teil der Doppelmulde, eine ungewöhnliche Verbreitung. Sie bestehen aus Tonschiefern, Sandsteinen und Kalkoolithen; brauchbare Fossilien wurden noch nicht gefunden.

In einer ähnlichen Serie, wieder im Nordflügel des Ebbesattels, entdeckte Henke eine reiche Goniatitenfauna. Der Fundpunkt liegt am Fuß des Spitzen Kahlenbergs bei Stockum, in der Nordwestecke des Meßtischblattes Endorf. Das Liegende bilden graugrüne Schiefer mit rötlichen Kalkknollen, in denen ich die Dasberger Fauna nachweisen konnte. Es folgt eine Lücke im Profil und dann, durch Wassergraben

[1]) In der dort gegebenen Fossilliste ist *Agoniides sulcatus* Mstr. statt *Cheiloceras* sp. zu setzen.

und Wegböschung aufgeschlossen, eine bunte Folge, vielleicht 30 m, von glimmerreichen, z. T. krummschaligen Grauwackensandsteinen, graugrünen Schiefern, Kalksandsteinen und Kieselkalken. Im oberen Drittel liegt eine einzige, etwa 7 cm starke schwarze Kalkbank, die mit vorzüglich erhaltenen Goniatiten ganz erfüllt ist[1]). Es handelt sich nach dieser Fauna zweifellos um Hangenberg-Kalk.

Im Fortstreichen der Schichten von hier bis Meschede und Brilon sind »Wocklumer«, also jetzt Dasberg-Schichten noch mehrfach nachgewiesen, ohne jedoch Material für paläontologische Untersuchungen zu liefern. Nordwestlich von Brilon, bei Rixen und Scharfenberg, liegen unter den Culm-Kieselschiefern grüne Schiefer mit flachen Kalklinsen, die vielleicht zu den Erdbacher Schichten gehören, darunter graublaue Schiefer mit rötlichen Kalkknollen, die wahrscheinlich ebenso wie die ganz gleichartigen »Padberger Schiefer« (Wedekind, 1919, S. 435) von Bredelar als Dasberg-Schichten zu bestimmen sind[2]).

Im Gebiet von Warstein und Belecke ist eine unzweifelhafte Diskordanz zwischen Oberdevon und Culm zu beobachten, nicht nur nach der Karte aus dem häufigen Auskeilen der jüngsten Oberdevon-Schichten, sondern auch unmittelbar aufgeschlossen im westlichsten der alten Belecker Steinbrüche mit einer Winkeldiskordanz von 90°! (Schmidt, 1921, S. 311, Textfig. 3). Die transgredierend auftretenden Glieder des Untercarbons gehören verschiedenen Horizonten an. Oft beginnt es mit einer dünnen Lage Alaunschiefer, denen sofort die Kieselschieferserie folgt. Mehrfach treten darunter die Erdbacher Schichten mit der »Phillipsienbank« fossilführend auf, so im westlichsten Bruch von Belecke und im Bilsteintal bei Warstein. Einmal, im östlichen Provinzialsteinbruch von Drewer, sind darunter noch die Hangenberg-Schichten entwickelt. Ihr unterer Teil besteht aus den bekannten Gliedern Alaunschiefer und Steinmergelbank, die je zweimal auftreten. Die Alaunschiefer sind reich an *Posidonia venusta* Mstr. und sehr locker. In der oberen Steinmergelbank liegt außer der Fauna des Hasselbachtals *Postclymenia evoluta* Frech sp. in großer Zahl. Der Hangenberg-Kalk als oberer Teil schließt sich nach Gestein und Fauna noch enger an die Ausbildung in der Gegend des Hönnetals an.

Die Fundpunkte für Dasberg-Schichten sind im Warstein-Belecker Gebiet die folgenden: Der alte Scheibenstand im Bilsteintal, hinter der Warsteiner Höhle, lieferte aus dem verkieselten Kalk schöne Steinkerne. Einiges Material lag vor vom Stillenberg bei Warstein, mehr vom Gehöft Frankenburg und vom Eulenspiegel, beides zwischen Kallenhardt und Rüthen. Ein Aufschluß nördlich des Kallenhardter Kalvarienberges, den ich kurzerhand »Klippe« nannte, lieferte mir eine schöne Trilobitenfauna, leider nur aus einem dislozierten Gesteinskomplex. Im Bereich des Belecker Sattels überwiegt unter den Denckmann'schen Aufsammlungen bei weitem das Ma-

[1]) Ein zweiter Besuch zeigte, daß es sich nur um eine fossilreiche Linse gehandelt hat, die jetzt völlig abgebaut ist.

[2]) Nachträglich fand ich am SW-Ausgang von Bredelar auch die Hangenberg-Schichten in sehr geringer Mächtigkeit.

terial aus dem östlichsten der alten Steinbrüche von Belecke, dessen Zugang etwa 1 km östlich der Möhnebrücke an der Straße liegt. Heute sind die beiden Provinzial-Steinbrüche bei Drewer weit ergiebiger.

Die wenigen Fossilien der Dasberg-Schichten von den Fundpunkten des Messinghauser Sattels, Burg bei Rösenbeck und Enkeberg, kamen für die paläontologische Bearbeitung nicht in Betracht. Dem Gestein nach können die Kalke und grünen Schiefer, die Wedekind, 1908, S. 569 unter Nr. 1 und 2 im Hangenden des Oberdevons aufführt, zu den Hangenberg-Schichten gehören.

Das reiche Material von der Ense bei Wildungen wurde mit verarbeitet.

Stratigraphie

Stufe	Horizont	Zonenfossilien	Stufenfossilien
Aprather Schichten (Culm)	cut = Hangende Alaunschiefer cup = Plattenkalke cuκ, cuλ, cuχ = Kieselkalke, Lydite, Lieg. Alaunsch.	δ) *Homoceras Beyrichianum* γ) *Glyphioceras spirifer* β) *Glyphioceras striatum* α) *Glyphioceras sphaericum*	*Glyphioceras* *Prolecanites*
Erdbacher Schichten cum	Crinoidenkalk Schiefer mit Plattenkalk	?	*Pericyclus* *Merocanites*
Hangenberg-Schichten cuu	Hangenberg-Kalk Schiefer oder Sandsteine	β) *Pseudarietites westfalicus* α) *Postclymenia evoluta*	*Protocanites*
Dasberg-Schichten toD	Hauptteil von tow = Wocklumer Schichten oder Dasberger Kalk oder Padberger Schiefer	γ) *Wocklumeria sphaeroides* und *Glatziella nucleus* β) *Gonioclymenia speciosa* und *Cymaclymenia ornata* α) *Gonioclymenia Hoevelensis* u. *Platycl. acuticostata*	*Gonioclymenia* *Oxyclymenia* *Cyrtoclymenia* *Sporadoceras cucullatum*
Hemberg-Schichten toH	ton = Horizont des bunten Knotenkalks tocg, ton_1, toc = Zone der roten Cypridinenschiefer	γ) *Platyclymenia annulata* β) *Prolobites delphinus* α) *Pseudoclymenia Sandbergeri*	*Platyclymenia* *Lenticlymenia* *Sporadoceras biferum*
Nehdener Schichten toN	tog = Plattensandstein toc_1, togt = Horizont der sandigen Schiefer $to\chi_2$ (nicht $to\chi_1$!) = Horizont der grauen u. schwarzen Schiefer	β) *Sporadoceras Pompeckji* neben *Cheiloceras* α) *Cheiloceras curvispina*	*Cheiloceras*

Fig. 3. Untercarbon und Oberes Oberdevon im Sauerlande.

Nach Wedekind soll auf Oberdevon V mit *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr. (»*Laevigites*-Stufe«) transgredierend der »Foßley« folgen, dann Oberdevon VI (*Wocklumeria*-Stufe) mit Wocklumer Kalk, Padberger Schiefer und Pönsandstein. -- O. H. Schindewolf bezeichnet

die *Wocklumeria*-Stufe als Oberdevon VII, weil er nach Beobachtungen im Fichtelgebirge eine neue *Gattendorfia*-Stufe einschieben zu müssen glaubt. — Wie die obige Tabelle (Fig. 3) zeigt, sah ich mich veranlaßt, von den Auffassungen beider Autoren erheblich abzugehen[1]).

Der Name »Foßley«, von Denckmann einer ortsüblichen Bezeichnung entnommen, wurde zunächst für die Horizonte toc und ton verwendet. 1914 (S. 41) schränkte ihn Wedekind auf den Horizont ton ein, welcher auf dem zur *Cheiloceras*-Stufe gerechneten ton_1 (und um so mehr auch auf toc) transgredieren sollte[2]). 1919 (S. 445) definierte er »Foßley« als die roten Sedimente des rheinischen Gebirges, welche älter sind als der Pönsandstein und jünger als die *laevigata*-Kalke. Nun gibt es aber im Sauerlande kein Profil, in welchem Rotschiefer und Sandsteine über den *laevigata*-Kalken (Dasberg-Schichten) auftreten; für das Sauerland aber kann dieser Begriff zunächst nur gelten, und so ist ohne Zweifel durch diese Definition der »Foßley« von Wedekind selbst weggedeutet worden, was man im Interesse einer klaren Stratigraphie nur begrüßen kann.

Tatsächlich gibt es nur eine rote Serie im Oberdevon des Sauerlandes, welche sich um die Horizonte ton und toc gruppiert und hier als Hemberg-Schichten bezeichnet werden soll. Vom Hemberg bei Iserlohn veröffentlichte Henke (1910, S. 456) aus dem Horizont ton_1 eine Fauna. Ich konnte eigene Aufsammlungen beisteuern und im Geologischen Landesmuseum nunmehr feststellen:

Dimeroceras bredelarense Wdk.	3	Exemplare
» *padbergense* Wdk.	5	»
Sporadoceras Pompeckji Wdk.	1	»
» *biferum* Phill.	7	»
» *acutolaterale* Sdbg.	2	»
» *Münsteri* v. B.	1	»
Platyclymenia brevicostata Mstr.	1	»
Cyrtoceras sp.	1	»
Orthoceras pseudoregulare Wdk.	1	»
Loxopteria dispar Sdbg.	3	»
Buchiola cf. *palmata* Gldf.	3	»

Die Liste lehrt, 1. daß bereits eine echte *Clymenia* vorkommt, 2. daß das ältere *Sporadoceras Pompeckji* schon fast durch *Sp. biferum* verdrängt ist und das jüngere *Sp. Münsteri* bereits auftritt, und 3. daß die Gattung *Cheiloceras* völlig fehlt. Trotz mancher Ähnlichkeit mit den obersten *Cheiloceras*-Schichten vom Enkeberg darf daher die Fauna nicht mehr zur *Cheiloceras*-Stufe gerechnet werden. Der tiefere Rotschieferhorizont toc vom Hemberge kann jedoch noch ganz oder teilweise zu dieser gehören. In den meisten anderen Profilen ist ton_1 nicht besonders ausgeschieden, sondern in toc enthalten.

Es ist also nur ungefähr die rote Serie im sauerländischen Oberdevon, was durch den neuen Namen als stratigraphische Einheit fest-

[1]) Siehe Anm. S. 110 u. 115.

[2]) Von den beiden zum Beweis herangezogenen Profilen entfällt das des Hönnetals (Hor. ton) nach den jetzigen Faunenfunden; die Rotschiefer von Bredelar müssen auch zwischen Nehdener und Dasberger (Padberger) Schiefer rangieren, vor allem aber ist keine Transgression, sondern ein stetiger Übergang vom Liegenden her zu beobachten.

gelegt werden soll. Hemberg-Schichten wird vielmehr derjenige Profilabschnitt genannt, welcher die Virulenzperiode der Gattung *Platyclymenia* enthält und nach unten durch die Nehdener Schichten mit *Cheiloceras*, nach oben durch die Dasberg-Schichten mit *Gonioclymenia* begrenzt wird.

So definiert, greifen die Hemberg-Schichten nach oben ein wenig über die rote Serie hinaus, sie umfassen noch eine zweiteilige Alaunschieferbank, die etwa 5 m über dem letzten Rotschiefer zwischen grünen Schiefern liegt, so in der vorm. Happeschen Ziegelei bei Letmathe, am Reitenberg und im Hönnetal-Bahneinschnitt. Sandige Schiefer ersetzen sie bei Aprike. Alle vier Punkte lieferten Clymenien, im Hönnetal besteht die Fauna aus:

Phacops granulatus Mstr.	3	Exemplare
Platyclymenia intracostata Fr.	6	»
» *annulata* Mstr.	2	»
» *subnautilina* Sdbg.	15	»
? *Sporadoceras spirale* Wdk.	1	»
Unbestimmte Goniatiten	6	»
Loxopteria dispar Sdbg.	1	»
Posidonia venusta Mstr.	8	»
Praecardium n. sp.	1	»
Tiariconcha rugosa Kays.	1	»
Chaenocardiola n. sp.	1	»

Diese Fauna der *annulata*-Zone bezeichnet also eine Schicht, welche bisher in den Horizont tow (= Wocklumer Schichten) gerechnet wurde, jetzt aber zu den Hemberg-Schichten zu stellen ist[1]).

Etwas weiter östlich, am Beul bei Eisborn, und dann wieder am Dasberg und südwestlich Hoevel, sind die Hemberg-Schichten als Cephalopoden-Kalke entwickelt. R. Wedekind will den verschiedenen fossilführenden Bänken innerhalb der *annulata*-Zone des Beul den Wert eigener Zonen zuerkennen, und das Auftreten einer ähnlichen Folge am Enkeberg kann in der Tat Anlaß geben, diesen Unterzonen mehr als lokale Bedeutung zuzuschreiben. Deshalb aber zu einer eigenen Stufe erhoben zu werden, dazu hat die *annulata*-Zone zu wenig faunistische Selbständigkeit[2]); die Zahl der vom Liegenden

[1]) Zur *annulata*-Zone gehört auch die Fauna von Kirschhofen bei Weilburg mit

Platyclymenia brevicostata Mstr.	2	Exemplare
» *enkebergensis* Wdk.	1	»
» *bicostata* Wdk.	1	»
» *intracostata* Fr.	8	»
» *crassicosta* Wdk.	5	»
» *rotundata* Wdk.	1	»
» *subnautilina* Sdbg.	200	»
Sporadoceras biferum Phill.	8	»
» *Münsteri* v. B.	8	»
Loxopteria laevis Fr.	2	»
Posidonia venusta Mstr.	24	»
Buchiola palmata Gldf.	1	»

[2]) Die inzwischen erschienene paläogeographische Arbeit Schindewolf's muß auch ohne diese Erwägungen zur Streichung der *Postprolobites*-Stufe führen; nur für den Kellerwald konnten noch 2 Zonen aus Sammlungsmaterial konstruiert werden, sonst hat diese »Stufe« nur noch eine Zone! Ferner wird die »Leitgattung« *Postprolobites* aus der übernächsten Stufe (von Schleiz) angegeben.

zum Hangenden durchgehenden Arten ist größer und der ihr eigentümlichen Formen geringer, als es nach den Darstellungen Wedekind's den Anschein hat (vergl. Schmidt, 1920, S. 281 und 1921, S. 542). So liegt südwestlich Hoevel die Fauna von Wedekind's Zone III β mit *Lenticlymenia involuta* Wdk. nur 1 m unter der Basis des Dasberger Kalkes, die *annulata*-Zone kann aber trotzdem nicht fehlen, denn in losen Gesteinsbrocken fanden sich *Platyclymenia annulata* Mstr., *Ruedemanni* Wdk. und *crassicosta* Wdk. Genau so wie hier liegen die Verhältnisse bei Warstein und Belecke, auch von diesen Orten besitzt das Geologische Landesmuseum je eine *Platyclymenia* der *annulata*-Gruppe.

Der Hauptteil der »Wocklumer Schichten« ist nichts anderes als die tonreichere Facies des Dasberger Kalkes, das konnte durch die Untersuchung der in, unter und über ihm gefundenen Faunen erwiesen werden. Als Dasberg-Schichten bezeichne ich nunmehr den Profilabschnitt, in welchen die Virulenzperiode der Gattungen *Gonioclymenia, Cyrtoclymenia* und *Oxyclymenia* fällt und der nach unten bis an die Zone der *Platyclymenia annulata* Mstr., nach oben bis an die Carbon-Grenze reicht.

In der hangendsten Partie, meistens nur in einer obersten Kalkbank, werden *Wocklumeria sphaeroides* Richt., *W. distorta* Tietze und *Glatziella nucleus* n. sp. häufig. Es macht fast den Eindruck, als handele es sich dabei nicht um eine zeitliche Abänderung der Fauna, sondern nur um einen Wechsel in der Häufigkeit ihrer Elemente, hervorgerufen durch die beginnende Regression des Meeres. Trotzdem darf von einer Zone der Wocklumerien gesprochen werden, der nun aber ein unverhältnismäßig größerer Abschnitt gleichartiger Faunenentwicklung in den übrigen Dasberg-Schichten gegenübersteht. Diese in zwei Zonen zu gliedern, versuchte R. Wedekind, indem er die Fauna von Hoevel als Vα mit *Laevigites Hoevelensis* Wdk., die vom Dasberg als Vβ mit *Laevigites laevigatus* Mstr. bezeichnete. Aber die Unterscheidung dieser beiden Arten beruht nur auf Zufälligkeiten eines zu geringen Materials, und am Dasberg ist die tiefere Zone auch vorhanden. Sorgfältige schichtweise Aufsammlungen vom Dasberg, wo in den hangendsten Bänken auch Wocklumerien vorkommen, werden vielleicht die Zonengliederung klarstellen können, vorläufig ist es nur ein Versuch, wenn ich die Meinung ausspreche, daß in der unteren Hälfte *Gonioclymenia Hoevelensis* Wdk. und *Platyclymenia acuticostata* Mstr., in der oberen *Gonioclymenia speciosa* Mstr. und *Cymaclymenia ornata* Mstr. vorzugsweise vorkommen.

Im Profil des Hönnetales findet zweimal eine allmähliche Zunahme der Kalkknollenbänke gegenüber dem Schiefer statt, es lassen sich also petrographisch zwei Glieder unterscheiden, welche diesen Zonen to D α und to D β + γ ungefähr entsprechen dürften. Bei Höcklingsen und bei Albringen schieben sich Sandsteine zwischen beide ein.

Im östlichen Sauerland wurden die Clymenienkalke von Warstein-Belecke (hier fehlt eine eigentliche Wocklumerien-Zone), ferner die Schiefer von Scharfenberg-Wülfte mit rötlichen Kalkknollen und

geringen Rotschieferlagen und die ähnlichen Padberger Schiefer den Dasberg-Schichten zugerechnet.

Nach ihrer Ablagerung haben an vielen Orten Bodenbewegungen stattgefunden (»Bretonische Faltungsphase«, Stille, 1920, S. 218). Es scheint auch zu ausgedehnten Heraushebungen gekommen zu sein, welche zur Folge hatten, daß nur auf beschränktem Raum und erst nach merklicher Änderung der Fauna und der Sedimentationsbedingungen die folgende Serie der Hangenberg-Schichten abgelagert wurde. Sie besteht aus zwei Teilen: der untere führt entweder dickbankige glimmerreiche Grauwackensandsteine mit schiefrigen Zwischenlagen oder Schiefer, bei denen häufig an der Basis eine Lage Alaunschiefer, oben die sogenannte Steinmergelbank gefunden wurde; auch Kalksandsteine und Toneisensteingeoden wurden in diesem unteren Teil beobachtet. Der obere besteht aus Knollenkalken, petrographisch nur wenig von denen des Dasberger Kalkes verschieden, mit eigenartiger Fauna, aus welcher *Protocanites Lyoni* M. u. W., *Aganides infracarbonicus* Paeck., *Pseudarietites westfalicus* n. sp. und *Cyrtosymbole drewerensis* R. u. E. Richt. stratigraphisch am meisten Bedeutung zu haben scheinen.

Die Verbindung zwischen den Hangenberg-Schichten und dem ungefähr altersgleichen niederrheinisch-belgischen Etroeungt ist im Bergischen einwandfrei festzustellen in dem »Horizont der graublauen Schiefer« Paeckelmann's. Dieser lieferte im Üllendahl bei Elberfeld an einer Stelle eine reiche Fauna mit Brachiopoden und Phacopiden, an anderen *Postclymenia evoluta* Fr., *Aganides infracarbonicus* Paeck. und *Cyrtosymbole drewerensis* R. u. E. Richt.

An der Seiler bei Iserlohn tritt die Brachiopodenfacies noch einmal auf, sie reicht dort vielleicht bis in die Erdbacher Schichten hinauf. Von einer Anzahl kleinerer Fundstellen liegen Fossilien vor, von denen Herr Paeckelmann zu bestimmen die Freundlichkeit hatte:

Fundstelle I und II:
Posidonia venusta Mstr.
Orthis interlineata Phill.
» *resupinata* Phill.
Chonetes perlata M'Coy
Strophalosia productoides Murch.
Terebratuloidea pleurodon Phill.
Liorhynchus sp.
Spirifer Verneuili Murch.
» *tornacensis* de Kon.
» *? lineatus* Mart.
Spiriferina octoplicata Sow.
Retzia radialis var. *multicostata* de Kon.
Athyris Royssii Lév.

Fundstelle III:
Orthis interlineata Phill.
Chonetes perlata M'Coy
Productus simplicior Whidb.
» cf. *pustulosus* Phill.
Terebratuloidea pleurodon Phill.
Camarotoechia aff. *rhomboidea* Phill.
Spirifer tornacensis de Kon.
Martinia Urii Flem.

Auch wenn man von diesen Verbindungen zur Brachiopoden-Facies absieht, muß man die Hangenberg-Schichten nach ihrer Fauna als ältestes Carbon bezeichnen. Neben Trilobiten und Brachiopoden, die an jungoberdevonische Formen anknüpfen, treten bereits Phillipsien und *Productus*-Arten auf. Da in Europa noch keine Cephalopodenfauna des ältesten Untercarbons bekannt ist, darf eine gewisse Verwandtschaft der Goniatiten mit oberdevonischen Formen nicht stören. Dafür zeigt sich eine auffallende Ähnlichkeit mit der Fauna der Kinderhook-Schichten Nordamerikas in *Protocanites Lyoni* M. u. W., den Formen aus der Gruppe des *Aganides rotatorius* de Kon., *Oxydiscus cyrtolites* Hall. und den *Ontaria*- und *Spiriferina*-Arten. Die Zugehörigkeit der Kinderhook-Schichten zum Untercarbon erweist sich durch das Auftreten der Glyphioceratidengattung *Münsteroceras*, der sich in den Hangenberg-Schichten noch nicht fand.

Zur Tournai-Stufe stellte Holzapfel 1889 die cephalopodenführenden Kalke von Erdbach-Breitscheid. Die spätere Zurechnung zum Étroeungt durch Drevermann (1902, S. 524), der ich 1920 (S. 296) noch folgte, kann ich heute nicht mehr gutheißen, nachdem das Beobachtungsmaterial sich bedeutend vermehrt hat. Es ist wohl das beste, für die herzurechnenden Schichten den neuen Namen Erdbacher Schichten einzuführen, festgelegt durch die Virulenzperiode der Gattung *Pericyclus* und der Gruppe des *Prolecanites compressus* Sow. (*Merocanites* Schindewolf) und begrenzt nach unten durch die Hangenberg-Schichten, nach oben durch die *Glyphioceras*-führende Hauptmasse des Culm (»Aprather Schichten«). Im Sauerland gehört zu den Erdbacher Schichten eine Serie von Kieselkalken, zum Teil mit Crinoiden, und hellgrünen Schiefern mit Plattenkalken oder flachen Kalklinsen, wie die Fauna von Belecke und vom Bilsteintal bei Warstein gezeigt hat (Schmidt, 1920, S. 297). Durch das Vorkommen von Riescheid bei Barmen ist diese wieder mit der Brachiopodenfauna der Tournai-Stufe von Kirchenfeld bei Dornap verbunden. Die Gattung *Pericyclus* wurde nur in geringen Bruchstücken bei Warstein gefunden, *Merocanites applanatus* Fr., der dort nicht selten ist, lag auch von Riescheid vor. Am häufigsten sind neben kleinen Crinoidenstielgliedern Phillipsien aus der Gruppe der *Ph. glabra* Holz.

Wenn im Vorstehenden die Bezeichnungen Étroeungt- und Tournai-Stufe nicht auf das Sauerland übernommen, sondern durch neue Begriffe ersetzt wurden, so geschah das in der Hoffnung, daß die vollständigeren Profile des rechtsrheinischen Gebietes eine exaktere Gliederung des Untercarbons zulassen werden, als es in Belgien möglich war. Dazu bedarf aber ihre Erforschung noch sehr des Ausbaues.

Die Vertretungen der Dasberg- und Hangenberg-Schichten im übrigen Deutschland

Es ist noch zu untersuchen, wie weit sich die Schichtenfolge an der Devon-Carbon-Grenze in anderen deutschen Gebieten mit der des

Sauerlandes in Einklang bringen läßt. Nach manchen Literaturangaben scheinen sich dafür Schwierigkeiten zu ergeben.

Da kommt zunächst der Kellerwald in Betracht, für welchen Denckmann 1894 die Ansicht ausgesprochen hat, daß die devonischen »Auenberger Schichten« jünger seien als die oberen Clymenienkalke der Ense. Seine Tabelle (S. 50) enthält auch drei Profile, welche das zu beweisen scheinen. Der Clymenienkalk vom Urfetal, dessen Fauna ich nachbestimmen konnte, gehört jedoch zur Platyclymenienstufe, und für die Hohelohr besteht dieselbe Möglichkeit, da nur eine unbestimmbare Clymenie vorliegt. Als dritte Stelle ist »Ense und Hauern« genannt, aber die beigegebene Karte zeigt, daß eine Überlagerung nicht stattfindet, die Auenberger Schichten (Cypridinenschiefer) vielmehr nur am Birkenrain vorkommen, wo die Clymenienkalke fehlen. Dreimal in verschiedenen Schuppen aufgeschlossen, werden sie dort von denselben Bildungen unterlagert wie die Clymenienkalke in ihrem südlichsten Aufschluß an den Hauern, von dünnplattigen Kalken mit kramenzeliger Oberfläche, offenbar der *Cheiloceras*-Stufe zugehörig. In der petrographischen Ausbildung, namentlich der Verteilung der Färbung, und durch das Vorkommen von Kalkknollen, sogar einzelner Kalkbänke, werden die Cypridinenschiefer vom Birkenrain diesen Clymenienkalken durchaus vergleichbar (ähnlicher sogar, als sie den Cypridinenschiefern der Koppe bei Odershausen sind), es dürfte sich also lediglich um verschiedene Ausbildungen der gleichen Horizonte handeln. Daß die Facies sich auf kurze Entfernung ändern kann, wurde ja auch im Sauerland mehrfach festgestellt. Wenn somit die Auenberger Schichten von Urfetal, Hohelohr und Ense in die Gonioclymenien-Stufe rücken, so mögen — ich vertraue dabei den Beobachtungen eines so hervorragenden Forschers wie Denckmann — andere Vorkommen trotzdem zwischen Oberen Clymenienkalk und Culm gehören; sie sind aber dann ins Untercarbon zu stellen. So dürfte es sich mit dem zwischen Culm und Deckdiabas auftretenden Aschkuppen-Quarzit verhalten.

Die Verhältnisse im Harz sind die gleichen, auch dort gibt es keine Cypridinenschiefer, welche jünger wären als die Gonioclymenien-Stufe. Nach dem reichen Material des Landesmuseums zu schließen, ist das gesamte Oberdevon nördlich von Zellerfeld mehr schiefrig ausgebildet, östlich von Zellerfeld mehr kalkig. Wo ausnahmsweise Cypridinenschiefer über Clymenienkalken auftreten, da hat sich das Liegende als Platyclymenienstufe erwiesen, sie können dann selbst zur Gonioclymenienstufe gehören. Von Cephalopodenkalken der letzteren ist nur ganz wenig aus dem Riesenbach- und Alte-Tal vorhanden. Die Clymenienkalk-Vorkommen des Mittel- und Unterharzes, von Büchenberg bei Elbingerode und vom Selketal, gehören in die Platyclymenienstufe.

Thüringen hat am Bohlen bei Saalfeld einen altbekannten fossilreichen Aufschluß der Gonioclymenienstufe. Um die Übereinstimmung mit dem Sauerland zu zeigen, wird unten (S. 161 Anm.) eine Neubestimmung des in Berlin befindlichen, von Reinhart Richter

gesammelten und 1848 und 1856 beschriebenen Materials beigegeben. — Das ältere Untercarbon Ostthüringens scheint nach den Mitteilungen Lehder's (1906) dem sauerländischen ähnlich zu sein, es besteht aus Grauwacken, Schiefern mit Phosphoritknollen und untergeordnet Kalken; darüber erst folgen die Kieselschiefer. Nur an einer Stelle, Zadelsdorf bei Zeulenroda, konnte Lehder in Phosphoritknollen eine Fauna nachweisen, aus der namentlich zwei Arten *Pericyclus* von Bedeutung sind; demnach sind also die Knollen wenigstens dieses Fundortes, die von den anderen etwas abweichen, in die *Pericyclus*-Stufe zu setzen[1]).

Das Oberdevon des Fichtelgebirges ist von O. H. Schindewolf neu bearbeitet worden. Leider erschien darüber nur eine »Vorläufige Mitteilung« (Senckenbergiana 1920, S. 114). Nach der deutlich umgekehrten Sachlage im Sauerland ist es sehr auffallend, daß im Fichtelgebirge *Gattendorfia subinvoluta* Mstr. sp. unter den Wocklumerien auftreten soll. Wenn aber daraufhin gleich eine »*Gattendorfia*-Stufe« unter der »*Wocklumeria*-Stufe« aufgestellt und für diese Allgemeingültigkeit beansprucht wird, so kann ich mich des Eindruckes einer Voreiligkeit nicht erwehren, die hoffentlich bald mit der Hauptarbeit ausgeglichen wird[2]). Eine Vertretung der Hangenberg-Fauna beschrieb Leyh 1897 von Geigen bei Hof; statt *Protocanites Lyoni* M. u. W. tritt dort *Pr. geigenensis* n. sp. auf, statt *Cyrtosymbole drewerensis* R. u. E. Richt. die nahe verwandte *C. hofensis* Leyh; es ist möglich, daß sich darin ein geringer Altersunterschied ausdrückt. Nach Felsch (1911) soll tatsächlich die Geigen-Fauna ein höheres Niveau in der Etroeungt-Stufe einnehmen.

Für den schlesischen Fundort Ebersdorf gibt Frech (1902, S. 108) an, eine Zonengliederung in der Gonioclymenienstufe nicht durchführen zu können. Der »Wocklumer Kalk«, der nach Dathe (1900, S. 226) im Hangenden des Clymenienkalkes auftritt, dürfte dem Hangenberg-Kalk entsprechen, denn das von Denckmann gesammelte Belegstück, welches Dathe als Clymenie aus der Verwandtschaft der *Gonioclymenia speciosa* Mstr. nennt, ist ein *Protocanites Lyoni* M. u. W., und auf demselben Gesteinsstückchen liegen noch mehrere *Ontaria costulata* Mstr.

Die Fauna der Dasbergschichten

Trilobiten

Trilobiten fanden sich an fast allen Fundpunkten der Dasbergschichten, auch da, wo keine Cephalopoden vorkommen. Ihre Reste sind nur an einer Stelle, der »Klippe« bei Warstein-Kallenhardt, in

[1]) Vergl. auch Schindewolf 1922.

[2]) Diese Arbeit ist inzwischen in zwei Teilen erschienen: Die »Paläogeographie« (1921) bringt unter vielen interessanten Profilen keines, in welchem *Gattendorfia* älter ist als *Wocklumeria*. *Wockl. sphaeroides* Richt. sp. vom Bohlen bei Saalfeld (deren Urstücke mir vorlagen) ist irrtümlich als *Gattendorfia* bezeichnet. — Die »Ammoneenfauna« (1923) bestätigt ebenfalls, ohne zu wollen, meine stratigraphischen Ansichten; was die Benennung der Fossilien betrifft, veranlaßt sie mich zu einem Nachtrag (S. 168).

Menge vorhanden, sonst vereinzelt. Die an Arten reiche Trilobitenfauna der Dasbergschichten wird gegenwärtig von Herrn und Frau Richter in Frankfurt bearbeitet, die mir die in der Liste S. 110 gegebenen Bestimmungen freundlichst zur Verfügung stellten.

Ostracoden

Eurychilina rhenana Paeckelmann
Eurychilina parvula Paeckelmann
Richterina striatula Rt. Richt.
Richterina costata Rt. Richt.
Richterina hemisphaerica Rt. Richt.
Richterina dichotoma Paeckelmann.

Der weitaus beste Fundpunkt für diese Ostracoden der Dasbergschichten ist das Üllendahl bei Elberfeld, demgemäß erfolgte ihre Bearbeitung durch Paeckelmann 1913, S. 187—197. In den Aufschlüssen des westlichen Sauerlandes sind kleine Richterinen, den genannten Arten angehörig, allenthalben zu finden, besonders in solchen Kalkbänken, in welchen die übrige Fauna nicht vorkommt. Bei Warstein und Wildungen scheinen sie jedoch zu fehlen.

Cephalopoden

Gattung **Aganides** Montf. em. P. Fischer

(*Brancoceras* Hyatt + *Aganides* Montf. s. str. + *Postprolobites* Wdk.)

Der prinzipielle Unterschied zwischen *Aganides* und *Postprolobites* wie zwischen den »*Cheiloceracea*« und »*Prolobitacea*« überhaupt wurde von Wedekind mit einer Deutung der Lobenentwicklung begründet, die ich nicht anzuerkennen vermag (Schmidt, 1921a, S. 541). Es erwies sich nicht einmal als möglich, die Formen mit geraden und gebogenen Anwachsstreifen auf zwei Gattungen zu verteilen, denn dieses Merkmal wechselt in der individuellen Entwicklung wie auch zwischen sonst ganz übereinstimmenden Formen. Auch zwischen den devonischen und carbonischen Formen (*Brancoceras* und *Aganides* bei Wedekind, 1917, S. 142 u. 147) besteht kein durchgreifender Unterschied (s. unten).

Unter den Aganiden der Dasberg-Schichten sind fünf Arten zu unterscheiden, die sich folgendermaßen in Zusammenhang bringen lassen:

Aganides sulcatus —➤ *A. Yakowlewi* —➤ *Glatziella*
» » var. *lirata* —➤ *A. quadripartitus*
» » —➤ *A. Gürichi*
» » var. *biimpressa* —➤ *A. infracarbonicus*
» » —➤ *A.* n. sp. —➤ *Gattendorfia*

Aganides sulcatus Richt. (non Mstr.)

Taf. 6, Fig. 1—4

1832. *Goniatites subsulcatus* u. *divisus* Münster, S. 23, 24, Taf. 5, Fig. 2; Taf. 4, Fig. 6.
1843. » » » » » , S. 17, 18.
1848. » *sulcatus* Mstr., Richter, S. 32, Taf. 4, Fig. 100—112.
1862. partim *Goniatites linearis* Mstr., Gümbel, S. 299, Taf. 5, Fig. 16.

1883. *Brancoceras subsulcatum* Mstr., Hyatt, S. 326.
1902. *Aganides sulcatus* Mstr., Frech, S. 76 (non Taf. 4, Fig. 19).
1917. *Brancoceras sulcatum* Mstr., Wedekind, S. 147.
1921. » » » Schmidt, S. 289.

Als Wedekind die von Reinhart Richter aus verschiedenen Münster'schen Arten zusammengefaßte Spezies neu präzisierte, hätte er eigentlich den Münster'schen Namen *subsulcatus* wählen müssen, denn nur hier erscheinen die Einschnürungen lediglich am Steinkern; *sulcatus* hat nach der maßgebenden Beschreibung des Grafen Münster (1832, S. 20) Einschnürungen auch an der Schalenoberseite. Nun erweist sich aber dieses Merkmal auch hier als nicht geeignet für artliche Trennungen, *sulcatus* Mstr. kann in die von Wedekind gemeinte Art einbezogen werden, und so wird eine Umbenennung der oft genannten Art vermieden.

Bei 0,2 cm Durchmesser hat die Lobenlinie schon ihre endgültige Form, nur sind in der Jugend überhaupt die Externsättel spitz, wodurch zur Abtrennung der Art *divisus* durch Graf Münster und der Gattung *Prionoceras* durch Hyatt Anlaß gegeben wurde. Bis zu einem Durchmesser von etwa 0,6 cm ist die Form kugelig, der Nabel offen und die Anwachsstreifen gerade. Einschnürungen sind dabei auf Steinkern und Schalenoberseite vorhanden, jedoch nur auf den Flanken. Später verbinden sich die des Steinkerns über die Externseite. Die der Schalenoberseite pflegen beim erwachsenen Tier verschwunden zu sein, ausgenommen bei der var. *lirata* n. var. Mitunter können jedoch schwache Furchen übrig bleiben (Taf. 1, Fig. 2), und ein Exemplar vom Müssenberg bei Hachen von 5 cm Durchmesser besitzt nebeneinander eine auch außen ganz beträchtliche Furche und eine nur nach innen vortretende Schalenverdickung. Der Nabel schließt sich beim erwachsenen Tier vollständig. Flanken und Außenseite bleiben stets gerundet. Indem die Windungen an Höhe zunehmen, legt sich die Mündung aus der Diagonalebene zurück, die Anwachsstreifen werden gebogen; diese Biegung ist am stärksten am Nabel, der Externsinus bleibt flach. Die Anwachsstreifen stehen dicht, mitunter die Schale etwas verstärkend, und haben keinen scharf hervortretenden Rand.

Aganides sulcatus Richt. ist eine Grundform, die sich durch das ganze Obere Oberdevon verfolgen läßt und eine große Zahl verschiedenartig spezialisierter Formen aus sich hervorgehen läßt. Von diesen läßt sich hier und da eine Gruppe nach einem deutlichen Schalenmerkmal als Art herausstellen.

Das Geologische Landesmuseum besitzt *Aganides sulcatus* Richt. von fast allen Fundpunkten der Dasbergschichten, insgesamt etwa 160 Stücke, von welchen 60 mit Sicherheit zu bestimmen waren.

Aganides sulcatus Richt. var. lirata n. var.

Taf. 6, Fig. 5

?1832. *Goniatites sulcatus* Münster, S. 20, Taf. 3, Fig. 7.

Diese Varietät zeichnet sich durch tiefe umlaufende Einschnürungen auch an der Schalenoberseite aus, deren Vorderrand von einem

eigens abgesetzten Wulst begleitet wird. Sonst keine Besonderheit. Je ein Exemplar von Drewer und von Langenaubach.

Aganides sulcatus Richt. var. biimpressa n. var.

Taf. 6, Fig. 6

Vier Exemplare von Wildungen, davon eines aus der *annulata*-Zone, noch im *Prionoceras*-Stadium, haben den trichterförmig eingesenkten Nabel von *Aganides infracarbonicus* Paeckelmann, aber nicht dessen scharfe Skulptur. Ein großer Steinkern von Zu Förde bei Attendorn dürfte dazu gehören.

Aganides Yakowlewi Wdk. sp.

Acht nicht gerade günstig erhaltene Stücke von Wildungen, Albringen und aus den höchsten Lagen des Dasbergs zeigen nicht nur keine Spur der auch sonst oft schwachen Externbucht der Anwachsstreifen, sondern statt dessen eine schwache Vorwölbung.

Das von Frech 1902, Taf. 4, Fig. 19, abgebildete Exemplar steht der Art nahe. Im Geologischen Landesmuseum befinden sich weitere Ebersdorfer Stücke mit der gleichen Skulptur, aber nur mit Innenwülsten an Stelle der Schaleneinschnürungen.

Aganides Gürichi Frech

1902. *Aganides Gürichi* Frech, S. 76, Taf. 3, Fig. 22.
1917. *Brancoceras Stillei* Wedekind, S. 147, 170.
1921. » *Gürichi* Fr., Schmidt, S. 289.

Bei Balve liegt diese Art überwiegend im Hangenberg-Kalk (vergl. deshalb den 2. Teil). Irgend ein Merkmal, das die Selbständigkeit des von Wedekind aus den unteren Dasbergschichten beschriebenen *A. Stillei* rechtfertigte, war nicht festzustellen, auch der Querschnitt stimmt mit der Textfigur bei Frech überein. 16 von Wildungen und 1 Stück von Drewer, dieses aus einer tieferen Lage, ohne Einschnürungen und mit den entfernt stehenden, kantig abgesetzten Anwachsstreifen der jüngeren Form; der Querschnitt ist aber noch stark gerundet, eine nahe Verwandtschaft mit *A. sulcatus* Richt. also sicher.

Aganides quadripartitus Mstr. sp.

Taf. 6, Fig. 7—9

1839. *Goniatites quadripartitus* Münster, S. 19.
1862. » *linearis* Mstr., Gümbel, S. 297, Taf. 5, Fig. 12.
1897. *Brancoceras quadripartitum* Mstr., Crick u. Foord, S. 137, Fig. 66.
1920. » » » Schindewolf, S. 117.

Die von Münster bemerkten Kennzeichen allein reichen nicht aus, denn äußere Schaleneinschnürungen und geschlossenen Nabel findet man auch bei *A. sulcatus* Richt. Crick und Foord bemerken die seitliche Abplattung eines vom Grafen Münster bestimmten Exemplars. Ich halte es für wesentlich, daß diese Abplattung schon bei ganz kleinen Exemplaren deutlich hervortritt. Die Anwachsstreifen sind scharf und besitzen einen tiefen Externsinus.

Nur in den oberen Dasbergschichten: 1 Hasselbach, 8 Höcklingsen, 3 Aprike, 1 Aprike-Riemke, 5 Riemke, 16 Hönnetal, 12 Wildungen.

Aganides n. sp.

Von einer Benennung der neuen Art wird abgesehen, da es noch unsicher ist, ob die vier hergerechneten Stücke wirklich zusammengehören und eine Kombination ihrer Merkmale erlaubt ist. Es ergäbe sich eine Form mit treppenförmig geöffnetem Nabel, der $^1/_4$ bis $^1/_6$ des Durchmessers einnähme, und mit tiefer Externbucht der Anwachsstreifen. Ein Hinneigen zur Gattung *Gattendorfia* ist unverkennbar, der Umschlagslobus scheint jedoch noch nicht an der Nabelwand nach außen gerückt zu sein. Henkhausen-Hönnetal.

Aganides infracarbonicus Paeck.

Taf. 8, Fig. 1, 2

1913. *Aganides infracarbonicus* Paeckelmann, S. 204, Taf. 4, Fig. 1.
1917. *Brancoceras Denckmanni* Wedekind, S. 170, Taf. 17, Fig. 15, 16.
1921. *Imitoceras Denckmanni* Wdk., Schindewolf, S. 145, 156, 160, 167, 180, 188.

In den *Wocklumeria*-Bänken und den darunter liegenden Schichten wurde diese Art nicht gefunden. Vielleicht ist sie etwas jünger, vielleicht aber meidet sie nur die besondere Facies der *Wocklumeria*-Bänke. Mir lag nur ein Stück von Gerlingsen bei Iserlohn und einige von Ebersdorf vor. Den Fossillisten Schindewolf's entnehme ich, daß diese im Sauerland vorwiegend untercarbonische Art anderwärts schon im höchsten Oberdevon recht verbreitet ist. — Weiteres siehe unten, S. 149.

Gattung Glatziella Renz

(*Cycloclymenia* Frech, 1913, S. 9)

Dieser noch als provisorisch bezeichneten Gattung widmete C. Renz (dies. Jahrb. f. 1913, I, S. 99) eine ziemlich umfangreiche Abhandlung. Von den auf 4 Arten verteilten 13 Exemplaren, die ihm zu Gebote standen, wurden nicht an einem die Loben präpariert oder der Verlauf der Anwachsstreifen festgestellt. Daher sind die Diskussionen der Frage, ob *Glatziella* an die Clymenien oder an die Gephyroceratiden anzuschließen sei, vergebliche Mühe. Die m. E. viel näher liegende Beziehung zu *Pseudarietites silesiacus* Frech wird merkwürdigerweise kurzweg abgelehnt (S. 117). Es ist wohl das Natürlichste, *Glatziella* als eine mit *Gl. nucleus* n. sp. von *Aganides* abzweigende Reihe zu betrachten, die in *Pseudarietites* endigt.

Glatziella nucleus n. sp.

Taf. 6, Fig. 10, 11

Frech's Abbildung von »*Aganides sulcatus* Mstr.« von 1902, Taf. 4, Fig. 19 zeigt an der Außenseite nicht nur keine Bucht der Anwachsstreifen, sondern sogar eine geringe Vorwölbung. Die Einschnürungen verhalten sich ebenso. Wenn statt der geringen Vorwölbung zwei stark ausgeprägte äußere Lateralvorsprünge erscheinen, handelt es sich bereits um eine *Glatziella*, die Externfurchen in der äußeren Form sind nur eine Folge dieser besonderen Ausgestaltung des Mundrandes. Kleine Exemplare von *Gl. nucleus* bis zu 0,5 cm Durchmesser sehen einem *Aganides* sehr ähnlich, sie haben wie diese

die Einschnürungen nur an den Flanken, aber hier endigen sie bereits mit vorgebogener Spitze. Vorn zwischen den Spitzen kommt später ein kurzer rückläufiger Bogen hinzu. Die Enden dieses Bogens und die Seitenfurchenspitzen bilden alsdann eine kräftige Spiralfurche, die nicht mehr aufhört, während die radialen Einschnürungen schwinden. Die Jugendform besitzt eine seitliche Abplattung etwa wie *Aganides quadripartitus*, die erwachsene Form von etwa 1,5 cm an auch noch eine seichte Vertiefung der Nabelgegend. Im Unterschied zu den von Renz beschriebenen Arten bleibt der Nabel geschlossen. Die äußere Lobenlinie gleicht der von *Aganides*.

Ein als Varietät zu betrachtendes Stück vom Trachtenberg zeigt noch keine Externfurchen und nur geringe Abplattung der Seiten, wohl aber den starken Lateralvorsprung der Anwachsstreifen.

Die Art fand sich bisher nur in der obersten Zone der Dasbergschichten und darf als ein Leitfossil derselben betrachtet werden. 3 Aprike, 1 Aprike-Riemke, 1 Riemke, 13 Hönnetal, 5 Dasberg (H), 8 Trachtenberg, 9 Förde bei Attendorn.

Gattung **Gattendorfia** Schindewolf

Formen mit evoluten Jugendwindungen, bei welchen die *Aganides*-ähnliche Lobenlinie derart modifiziert ist, daß der Umschlagslobus von der Naht nach außen verlagert ist. (Damit entsteht eine interessante Analogie zu *Glyphioceras-Gastrioceras!)*. Nach Schindewolf (1920, S. 124) soll die Gattung, besonders ihre Grundart *G. subinvoluta* Mstr., auf die Schichten im Liegenden der Wocklumerienzone beschränkt sein, in diesem Sinne wird sogar eine eigene Stufe für sie ausgeschieden. Im Sauerland gehören die Gattendorfien, besonders *G. subinvoluta* Mstr., in den Hangenbergkalk, die folgende seltene Art ausgenommen.

Gattendorfia globularis n. sp.

Taf. 6, Fig. 12, 13

Zwei Exemplare aus to Dγ vom Hönnetal-Bahneinschnitt. Sie erreichen 1 bezw. 0,7 cm Größe bei ganz kugeliger Form. Der Nabel, anfangs weit geöffnet, ist dabei schon gänzlich geschlossen. Das Steinkernexemplar wurde gesprengt: Eine frühere Einschnürung verläuft fast gerade, im Alter bekommt das Tier weit vorspringende Ohren mit Furchen, fast wie *Glatziella*. Der Wechsel der Einrollung und der an der Nabelwand nach außen gerückte Umschlagslobus fordern trotzdem die Zurechnung zu *Gattendorfia*.

Gattung **Wocklumeria** Wedekind

Der Definition Wedekind's (1917, S. 157) ist hinzuzufügen, daß die Einschnürungen, drei auf jedem Umgang, sich immer auf die der vorhergehenden Windung auflegen. Damit hängt die Bildung eines dreiseitigen Umrisses zusammen, der jedoch im Alter wieder verschwinden kann. »*Aganides*« *subtriangularis* Frech (1904, S. 165) und *paradoxus* Tietze em. Frech (ebenda), beide von Ebersdorf, zeigen auch diese Eigentümlichkeit, dazu aber zwei Externfurchen,

aus denen auf Zugehörigkeit zu *Glatziella* geschlossen werden könnte; solange die Lobenlinie nicht bekannt ist, muß die Bestimmung dieser Formen unentschieden bleiben. — So eng wie zwischen *Aganides* und *Postprolobites* ist die Verwandtschaft zwischen *Dimeroceras* und *Wocklumeria* wohl nicht (Wedekind, 1917, S. 173), die verbindenden Formen fehlen; aber die Ähnlichkeit beschränkt sich nicht auf die Lobenlinien, auch die Anwachsstreifen sind bei Jugendstadien von *Dimeroceras* noch gerade.

Wocklumeria sphaeroides Richt. sp.

Taf. 6, Fig. 16, 17

1848. *Goniatites sphaeroides* Rht. Richter, S. 34, Taf. 4, Fig. 113—115.
1917. *Wocklumeria Denckmanni* Wedekind, S. 157, 172, Taf. 19, Fig. 18—20.
1921. *Gattendorfia sphaeroides* Richt., Schindewolf, S. 168.

Aus den sorgfältigen, leicht in Einklang zu bringenden Beschreibungen Richter's und Wedekind's geht noch nicht deutlich hervor, daß junge Exemplare stark dreilappig sind. Bei den Richter-schen Originalen befindet sich ein Längsschnitt, der dies sehr deutlich zeigt (Taf. 6, Fig. 16). Exemplare von 0,4 cm Durchmesser haben 0,5 cm Breite, sind also walzenförmig. Bis 1 cm Durchmesser besteht starke Dreilappigkeit, bei 2 cm sind bei rundem Umriß nur noch schwache Einschnürungen vorhanden und die größten Exemplare von 4 cm sind völlig glatt. Die im Nabel entblößten inneren Windungen zeigen aber auch bei diesen die Dreiecksform. Die Originale Wedekind's, besonders das der Fig. 18, scheinen in dieser Beziehung durch die Präparation gelitten zu haben.

Bisher nur aus to D γ: 1 Hasselbach, 11 Aprike-Riemke, 21 Hönnetal (3 Feldweg und 18 Bahneinschnitt), 2 Dasberg (H), 7 Borke, 5 Trachtenberg.

Wocklumeria distorta Tietze sp.

Taf. 6, Fig. 14, 15

1871. *Goniatites distortus* Tietze, S. 131, Taf. 17, Fig. 43.
1917. *Wocklumeria paradoxa* Wedekind, S. 157, 172, Taf. 19, Fig. 15—17.
1921. » *distorta* Tietze sp., Schmidt, S. 290.

Diese etwas flachere Art ist von der vorigen vor allem dadurch zu unterscheiden, daß der Nabel von Jugend an geschlossen erscheint. Nur eine enge dreistrahlige Nabelöffnung ist bei besonders gut erhaltenen Stücken sichtbar, bei Steinkernen (das Originalexemplar Tietze's scheint ein solcher gewesen zu sein) ist sie natürlich deutlicher. Die Lobenlinie weicht nicht unerheblich von der von *W. sphaeroides* Richt. ab. Wenn der von Tietze gegebene Artname wegen ungenügender Beschreibung gestrichen werden sollte, würde der von Wedekind vorgeschlagene Name in Konflikt kommen können mit *Goniatites paradoxus* Tietze, der vielleicht auch zu *Wocklumeria* gehört.

to D γ: 2 Aprike-Riemke, 20 Hönnetal, 2 Dasberg (g. H.), 3 Borke; ferner in to D β (?): 1 Höcklingsen, 1 Müssenberg, 3 Bilsteintal bei Warstein, 2 Wildungen.

Gattung **Phenacoceras**

Die Gattung *Phenacoceras* wurde von Frech (1902, S. 83) aufgestellt und von Schindewolf (1920, S. 125) untersucht, der sie mit Recht in die Nähe von *Gattendorfia* stellt. Die Abgrenzung der Arten muß Herrn Schindewolf überlassen bleiben, mir lag nur je ein Stück vom Enkeberg und von Wildungen vor (Göttinger Sammlung). Die Loben bezeichne ich ELUKJ und sehe die Eigenart der Gattung darin, daß infolge außerordentlich geringer Einrollung die Naht auf den Lobus K rückt. Stammesgeschichtlich bedeutet das einen Fortgang der von *Aganides* zu *Gattendorfia* führenden Entwicklungsrichtung (unbeschadet dessen, daß *Gattendorfia* erst später stärkere Verbreitung erreicht). Nach der anderen Seite ist eine nahe Verwandtschaft zu der Gattung *Protocanites* der Hangenbergschichten unverkennbar; die evolute Form und die fast geraden Anwachsstreifen sind beiden gemeinsam; der bei der älteren Gattung kleine und flache Umschlagslobus ist bei der jüngeren spitz, ein Unterschied, den man bei noch jüngeren Formen in bezug auf den zweiten und dritten Umschlagslobus bemerkt. Vielleicht kann daher *Phenacoceras* als Stammform von *Protocanites* betrachtet werden, aber die Lage der Naht bedeutet eigentlich bereits eine weitergehende Spezialisation.

Gattung **Sporadoceras** Hyatt

Gegenüber den sauerländischen Kalkvorkommen bilden die Warsteiner Quarzitsteinkerne immer noch das beste Beobachtungsmaterial. Meinen Bemerkungen über diese Gattung (1920, S. 328) habe ich wenig hinzuzufügen. Formen mit kurzem Lobus A_I[1]), also der *biferum*-Gruppe, sind auch jetzt oberhalb der Hembergschichten nicht gefunden worden. Die einzige Ausnahme bildet der von Wedekind (1917, S. 149 u. 171) aufgeführte *Sp. spirale* Wdk., der übrigens mit *Ungeri* Mstr. (Gümbel, 1862, S. 361) identisch sein dürfte. Ich beobachtete die Spiralskulptur bei drei Stücken von Wildungen und einem vom Beul, hier aber bei einer Lobenlinie wie von *Sp. Münsteri* v. B.

Sporadoceras acutolaterale Sdb. sp.

1856. *Goniatites acutolateralis* Sandberger, S. 98, Taf. 4, Fig. 1.
1908. *Sporadoceras Sedgwicki* Wedekind, S. 595, Taf. 41, Fig. 4.
1917. » » » , S. 149.
1920. » *acutolaterale* Sdbg., Schmidt, S. 290, 329.

Außer dem Exemplar, das ich früher bei Drewer sammelte, hat sich diese Art nicht wieder gefunden.

Sporadoceras orbiculare Mstr. sp.

1832. *Goniatites orbicularis* Münster, S. 22, Taf. 5a, Fig. 4.
1862. partim *Goniatites Münsteri* v. B., Gümbel, S. 303, Taf. 5, Fig. 24.
1902. *Sporadoceras Münsteri* var. *orbicularis* Mstr., Frech, S. 80.
1920. » *bilanceolatum* Sdbg., Schmidt, S. 290, 329, Fig. 6d.

Früher habe ich diese Art mit Rücksicht auf die vom älteren

[1]) Vergl. Schmidt, 1921a, S. 543.

Sp. Münsteri v. B. deutlich abweichende Innensutur von dieser getrennt und mit den Sandberger'schen Figuren identifiziert, die Münster-sche Art *orbicularis* wegen unzutreffender Beschreibung der äußeren Lobenlinie nicht anerkennend. Nun ist aber durch Gümbel der wahre Verlauf derselben festgestellt, während andererseits die Sandberger-sche Art, wie aus der Angabe der Fundpunkte erhellt, auch den echten *Sp. Münsteri* v. B. einschließen sollte. Darum sehe ich mich heute veranlaßt, die Hauptform der Dasbergschichten als *Sp. orbiculare* Mstr. zu bezeichnen. Sie unterscheidet sich von *Sp. Münsteri* v. B. der Hembergschichten durch breiter gerundete Form und durch tiefere innere Seitenloben (Kehlloben, Schmidt, 1921, S. 541).

Verbreitet in den ganzen Dasbergschichten: 1 Aprike-Riemke, 3 Hönnetal, 7 Beul, 6 Effenberg, 12 Dasberg, 3 sw. Hoevel, 1 Borke, 3 Langenholthausen, 29 aus der Gegend von Warstein (außer den 36 des Göttinger Museums), 23 Wildungen.

Sporadoceras angustisellatum Wdk.

1862. partim! *Goniatites Bronni* Mstr., Gümbel, S. 305, Taf. 5, Fig. 27.
1917. *Sporadoceras angustisellatum* Wedekind, S. 149, Fig. 47g.
1920. » » Wdk., Schmidt, S. 290, 329.

Ein Teil der von Münster als *Gon. Bronni* bestimmten Stücke, besonders das, welches Gümbel, a. a. O., Fig. 27, abbildet, zeichnet sich durch einen tieferen Lobus A_1 aus. Bei Ebersdorf scheint die Art auch vorzukommen. In den Dasberger Schichten des Sauerlandes ist sie selten, es liegen nur vor: 1 Hönnetal, 2 Warstein, 1 Wildungen. Die Beschreibung Wedekind's gründet sich auf Stücke aus etwas älteren Schichten.

Sporadoceras contiguum var. posthuma Wdk.

1917. *Sporadoceras contiguum* var. *posthuma* Wedekind, S. 149, 171, Fig. 47g.
1920. » » » » Wdk., Schmidt, S. 290, Fig. 6a.

Es kommen hinzu 1 Drewer und 6 Wildungen.

Sporadoceras cucullatum v. B.

1902. *Sporadoceras cucullatum* Frech, S. 83.

Eine ausgesprochene Exzessivform und ein gutes Leitfossil. 1 Hönnetal, 3 weitere von Warstein und 5 von Wildungen.

Tornoceras (Pseudoclymenia?) Escoti Frech

1902. *Tornoceras Escoti* Frech, S. 48, Taf. 2, Fig. 19.
1907. » » var. *carnica* Gortani, S. 224, Taf. 1, Fig. 19.
1917. » » Fr., Wedekind, S. 136, Fig. 40d.

Die Art findet sich in den Gonioclymenienschichten von Cabrières, der karnischen Alpen und von Saalfeld (s. u.); neuerdings auch im rheinischen Gebirge: 1 Eulenspiegel bei Warstein und 1 Wildungen.

Gattung Platyclymenia Hyatt

Platyclymenia und *Cyrtoclymenia* und damit die älteren und jüngeren Clymenien unterscheiden sich, wie ich 1921, S. 544 behauptete, dadurch, daß *Cyrtoclymenia* gekrümmtere Septen und einen weit

tieferen Innenlobus hat. Bei den evoluten Formen, wie *Platyclymenia subnautilina* Sdbg. von Weilburg und *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr. vom Dasberg ist dieser Unterschied leicht zu sehen (Textfigur 4). Bei den involuten Formen ist naturgemäß der Innenlobus breiter, aber seine Präparation bei *Lenticlymenia involuta* Wdk. und *Cyrtoclymenia lata* Mstr. ergab einen deutlichen Unterschied im gleichen Sinne.

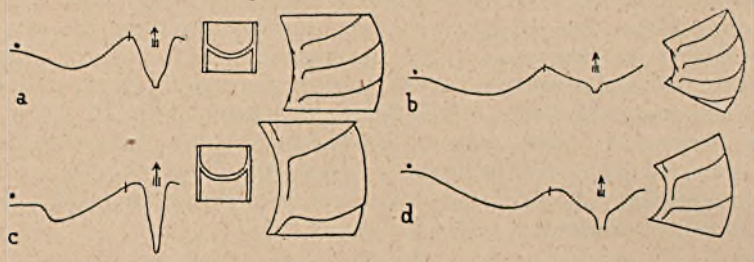


Fig. 4. Gesamtlobenlinien, Tangential- und Sagittalschnitte zur Unterscheidung der rundlobigen Clymenien. a: *Platyclymenia subnautilina* Sdbg., toH Weilburg. b: *Lenticlymenia involuta* Wdk., toH Enkeberg. c: *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr., toD Dasberg. d: *Cyrtoclymenia lata* Mstr., toD Warstein.

Gümbel's *Cyrtoclymeniae* möchte ich demnach folgendermaßen verteilen: Die Art *binodosa* Mstr. zeigt bereits Verwandtschaft mit den Gonioclymenien, sie begründet die Gattung *Costaclymenia* Schindewolf. Der neu zu definierende Name *Cyrtoclymenia* wird nach dem Vorgang von Gortani (1907) und Gürich (1909) für *laevigata* Mstr. und *angustiseptata* Mstr. angewendet. Von den Clymenien mit einfach gebogenem Laterallobus bleibt nunmehr der Formenkreis der älteren Clymenien übrig, der mit den von Gümbel genannten Arten *flexuosa*, *annulata* und *spinosa* allerdings durchaus nicht erschöpft wird. Während Gümbel den Artbegriff zu weit faßt und damit bisweilen zur Vereinigung heterogener Formen kommt, geht Wedekind in seiner »Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges« von 1914 wieder zu weit mit der Neuschöpfung von Arten und Gattungen. Nach Abrechnung der Familie *Gonioclymeniidae* Wdk. (nicht *Gonioclymeniae* Gümbel oder *Gonioclymenidae* Hyatt!) werden zwei »Familien« unterschieden, von denen eine die involuteren, die andere die evoluteren Formen umfaßt. Daß diese Gruppierung auch auf *Oxyclymenia* und *Cymaclymenia* ausgedehnt wird, darf nicht unwidersprochen bleiben. Nur zur Gruppierung der älteren Clymenien darf m. E. das Maß der Einrollung noch als Notbehelf dienen. *Rectoclymenia* Wdk. und *Protactoclymenia* Wdk. bilden zusammen nur eine Gattung, für die der Name *Lenticlymenia* n. g. vorgeschlagen wird. *Genuclymenia* vermittelt zwischen diesen involuten Formen und der evoluten Gattung *Platyclymenia* Hyatt, welcher zweckmäßig auch die Untergattung *Varioclymenia* Wdk. zugerechnet wird. *Platiclymenia* ist bezeichnend für den Unteren Clymenienkalk einschließlich *annulata*-Zone oder die Hembergschichten; nur wenige Nachläufer finden sich im Dasberger Kalk.

Platyclymenia Inostranzevi Loew.-Less. sp.

1892. *Clymenia Inostranzevi* Loewinson-Lessing, S. 21, Taf. 2, Fig. 2.

Herr Henke sammelte am Gehöft Frankenburg bei Warstein einen gekammerten Steinkern von 10 cm Durchmesser, welcher gut mit der russischen Form übereinstimmt. Die von Loewinson-Lessing ebendort, Fig. 4 als »*Clymenia* cf. *speciosa* Mstr.« abgebildete involutere Form mit Schaltrippen dürfte mit dieser und der folgenden Art verwandt sein.

Platyclymenia piriformis n. sp.

Taf. 6, Fig. 18, 19.

1921. »*Clymenia*« sp. aff. *Kayseri* Drev., Schmidt, S. 284.

Windungen höher als sonst bei *Platyclymenia*, von birnförmigem Querschnitt. $^2/_3$ der Seiten tragen kräftige, am Ende vorgewinkelte Rippen, das äußere Drittel trägt etwa die sechsfache Zahl schwacher Rippchen, von denen auch die schmale Außenseite überquert wird. Die Anwachsstreifen sind scharf, außen vorgezogen. Die auffällige Konvergenz mit *Cymaclymenia ornata* Mstr. (siehe diese) kann so weit gehen, daß am Grunde des Laterallobus ein Spitzchen erscheint (neben gerundeten Lateralloben an dem Göttinger Exemplar von Warstein, Fig. 19). Ähnlich, aber doch ohne die ausgesprochenen Merkmale dieser Art ist *Pl. Kayseri* Drev. aus dem Unteren Clymenienkalk von Langenaubach (Drevermann, 1900, S. 135, Taf. 13, Fig. 11). Im Geologischen Landesmuseum 1 Müssenberg, 1 Ainghausen, 3 Wettmarsen.

Platyclymenia acuticostata Mstr.

1842. *Clymenia acuticostata* Münster, S. 126, Taf. 12, Fig. 6.
1863. partim! *Clymenia speciosa* Mstr., Gümbel, S. 70.
1902. *Clymenia aegoceras* Frech = *acuticostata* Mstr., Frech, S. 31, 109, Taf. 2, Fig. 5.
1914. » » Fr., Wedekind, S. 68, Taf. 2, Fig. 4.
1921. » *acuticostata* Mstr., Schmidt, S. 285.

Die einzige *Platyclymenia*, die in den Dasbergschichten etwas häufiger und vor allem weit verbreitet ist. Die Form schließt sich zunächst an *Pl. Inostranzewi* Loew.-Less. an: Windungsquerschnitt nahezu quadratisch. Übergang von der scharf berippten Flanke zur flachen und glatten Externseite gerundet oder kantig. In Sauerland auf ein tieferes Niveau (to D α?) beschränkt: 1 Albringen, 3 Wettmarsen, 1 Dasberg (mehrere in der Göttinger Sammlung), 8 sw. Hoevel. 2 Drewer, 10 Wildungen.

Gattung Genuclymenia Wdk.

Genuclymenia wurde von Wedekind (1908, S. 605 und 1914, S. 23) als Subgenus von *Protactoclymenia* bezeichnet, begründet lediglich auf das Vorhandensein eines Knicks zwischen Laterallobus und Externsattel. Ob dieses Merkmal eine hinreichende Bedeutung beanspruchen darf, scheint nach seinem Auftreten bei *Cyrtoclymenia laevigata* Mstr. und *Cyrtoclymenia* sp. (Schmidt, 1920, S. 286) zweifelhaft. Indessen stehen bezüglich der Einrollung die hierher gerechneten Formen zwischen *Platyclymenia* Hyatt und *Lenticlymenia* n. g., es ist also zweckmäßig, die Gattung zunächst beizubehalten.

Genuclymenia hexagona Wdk.

1908. *Clymenia hexagona* Wedekind, S. 619.
1913. » » Wdk., Renz, S. 125.
1914. *Genuclymenia hexagona* Wdk., Wedekind, S. 23, 70.
1921. » » » , Schmidt, S. 285.

Im Geologischen Landesmuseum nur ein Stück von Wildungen mit der Bezeichnung »Oberer Clymenienkalk«.

Gattung **Lenticlymenia** n. g.

Nicht nur bei *Varioclymenia* Wdk., sondern auch bei manchen Arten der involuten *Protactoclymenia* Wdk. und *Rectoclymenia* Wdk. (vergl. Wedekind, 1914, Taf. 1, Fig. 3a u. 10a) zeigt sich ein Wechsel im Verlauf der Anwachsstreifen: in der Jugend sind sie annähernd gerade, später geschwungen. Deshalb ist es wohl besser, diese beiden Gattungen in einer zu vereinigen, für welche wegen der linsenförmigen Gestalt im Gegensatz zur scheibenförmigen *Platiclymenia* der Name *Lenticlymenia* vorgeschlagen wird. Die Gattung gehört zum älteren Typ der Clymenien: die Siphonalduten sind kurz, die Gesamttiefe des Innenlobus weniger als $^1/_3$ der Windungshöhe; das ermöglicht die Unterscheidung von manchen äußerlich sehr ähnlichen Cyrtoclymenien (Textfigur 4). Nur zwei Arten reichen in die Dasbergschichten hinauf.

Lenticlymenia Lotzi Wdk.

1908. *Clymenia Lotzi* Wedekind, S. 611, Taf. 43, Fig. 8.
1914. » » Wdk., Wedekind, S. 23, Taf. 1, Fig. 13—15.
1921. » » » , Schmidt, S. 285.

Die Hauptverbreitung dieser Art liegt in den oberen Hembergschichten, wo sie mit *Lenticlymenia involuta* Wdk. dicht unter Dasberger Kalken (aber nicht mit *Platyclymenia annulata* Mstr. zusammen!) vorkommt, so im rechten Hönneprofil, südwestlich und nördlich Hoevel. In den Dasbergschichten nur noch vereinzelt: 1 Dasberg (H) und 3 Eulenspiegel bei Warstein.

Lenticlymenia involuta var. gracilis n. var.

Taf. 6, Fig. 20, 21

In der Seitenansicht gleicht diese Form der *Clymenia sagittalis* Phillips (1841, S. 125, Fig. 243), der Windungsquerschnitt ist jedoch nicht so pfeilförmig, eher elliptisch. Zudem ist die englische Form wahrscheinlich eine *Cyrtoclymenia*, hier aber liegt eine *Lenticlymenia* vor, wie der flache Innenlobus mit ganz kleinen Spitzchen erkennen läßt. Die Schale ist glatt, schwache Spuren von Anwachsstreifen haben den der Hauptart eigentümlichen Verlauf. Gegenüber der *L. involuta* Wdk. ist der Querschnitt um ebenso vieles schmaler, als er bei der var. *crassa* Wdk. breiter ist. 10 Frankenburg, 2 Wildungen.

Gattung **Cyrtoclymenia** Gümb. nov. em.[1])

Der Gattungsname *Cyrtoclymenia* Gümbel wurde bisher sehr

[1]) Zu lesen »nova emendatione« = in neuer Richtigstellung.

verschieden verwendet. 1883 schränkte ihn Hyatt durch die Aufstellung von *Platyclymenia* ein, so daß 1907 Gortani als Arten von *Cyrtoclymenia* die *laevigata* Mstr. und *angustiseptata* Mstr. aufführen konnte. Es erscheint zweckmäßiger, bei dieser Bezeichnungsweise zu bleiben, als mit Wedekind für die eine Art *laevigata* Mstr. den besonderen Gattungsnamen *Laevigites* Wdk. einzuführen; *Laevigites Hoevelensis* Wdk. läßt sich neben *laevigata* Mstr. nicht halten, und »*Laevigites*« *subnautilinus* Sdbg. sp. hat sich als *Platyclymenia* erwiesen. Zwischen der evoluten *laevigata* Mstr. und der involuten *angustiseptata* Mstr. fehlen jetzt auch die Zwischenstufen nicht mehr.

Die Arten von *Cyrtoclymenia* haben meist gleichmäßig gewölbte Seiten, glatte oder ausnahmsweise schwach berippte Schalen und schwach gebogene Anwachsstreifen. In einigen Fällen wurde beobachtet, daß (im Gegensatz zu *Lenticlymenia*!) die Vorbiegung der Anwachsstreifen in der Jugend stärker ist als im Alter; ob diese Beobachtung verallgemeinert werden darf, steht noch dahin. Die Runzelschicht besitzt wie bei den meisten Clymenien eine Mittelschiene, ist kräftig entwickelt und verschiedenartig gerieft. Lateralobus breit und gerundet; Nahtsattel innerhalb, nicht auf der Naht wie bei den älteren Clymenien; Innenlobus tief, mehr als $^2/_3$ der Windungshöhe messend. Der Sipho kann so nahe an die Wandung herantreten, daß der Innenlobus offen bleibt. Die Unterscheidung von *Platyclymenia* und *Lenticlymenia* geschieht demnach am besten durch Freilegung von Kammerwänden oder der Innensutur oder durch den Sagittalschnitt (Textfigur 4; vergl. auch Gümbel, 1863, Taf. 15, Fig. 2 und Taf. 16, Fig. 6 mit Frech, Textfig. 1 c_2!).

Cyrtoclymenia tetragona n. sp.

Taf. 6, Fig. 22, 23

Bei den kleinen unter diesem Namen begriffenen Stücken dürfte es sich um Jugendformen handeln, deren eigenartige Form indes die Aufstellung einer Art wohl rechtfertigt. Der Windungsquerschnitt ist vierkantig, die Flanken abgeplattet und fast parallel, mit einer seichten Furche am äußeren Rand. Die Externseite ist breit und flach, die steil abfallende Nabelwand gegen die Flanke auch kantig abgesetzt. Die Einrollung ist stärker als bei *C. angustiseptata* Mstr., etwa $^1/_6$ des Durchmessers. Die Anwachsstreifen haben einen hohen äußeren Lateralvorsprung, weit höher als bei den ausgewachsenen Formen von *Cyrtoclymenia*; aber bei Jugendexemplaren von *C. lata* (Taf. 1, Fig. 23) ist Ähnliches zu beobachten. Ein ausgewachsenes Exemplar, von dem nur die rohe Form erhalten ist, fand sich übrigens am Bohlen bei Saalfeld. Nur obere Dasbergschichten: 1 Aprike, 1 Aprike-Riemke, 1 Riemke, 1 Dasberg.

Cyrtoclymenia angustiseptata Mstr.

Taf. 6, Fig. 24

1832. *Clymenia angustiseptata* Münster, S. 8, Taf. 1, Fig. 3.
1839. » *cincta* Münster, S. 9, Taf. 16, Fig. 5.
1863. partim *Clymenia angustiseptata* Mstr., Gümbel, S. 37, Taf. 15, Fig. 1 u. 4.

Form eng genabelt, schwach seitlich zusammengedrückt. Die

geringe Höhe des Nahtsattels könnte äußerlich eine *Lenticlymenia* vortäuschen, aber die Siphonalduten sind so lang, daß sie fast eine fortlaufende Röhre bilden. Sie sind an einem der Wildunger Stücke durch Verwitterung freigelegt. An demselben glaubt man eine tiefe Externbucht der Anwachsstreifen zu sehen, aber es handelt sich dabei nur um die Runzelschicht; die Anwachsstreifen der Schale dürften der Gümbel'schen Zeichnung entsprechen. 1 Warstein (Göttinger Sammlung), 4 Wildungen.

Cyrtoclymenia lata Mstr. sp.

Taf. 6, Fig. 25—28, Textfig. 4

1839. *Clymenia lata* Münster, S. 7.
1863. partim *Clymenia angustiseptata* Mstr., Gümbel, S. 39, Taf. 15, Fig. 3.
1914. ?*Cyrtoclymenia plicata* Mstr., Wedekind, S. 25, Taf. 5, Fig. 2.
1921. *Cyrtoclymenia angustiseptata* Mstr., Schmidt, S. 286.

Zu *Cyrtoclymenia lata* Mstr. gehört vielleicht der größere Teil dessen, was in der Literatur als *angustiseptata* Mstr. angegeben wird. Von der eigentlichen *angustiseptata* Mstr. unterscheidet sie sich, wie aus Gümbel's Figuren ersichtlich ist, durch breitere Windungen und höheren Nahtsattel. Auf die Abstände zwischen den Kammerwänden braucht wohl kein Wert gelegt zu werden, dagegen kommt bei dem untersuchten Material der Unterschied hinzu, daß die Stücke von *C. angustiseptata* Mstr. etwas stärker eingerollt sind. Bei Jugendexemplaren von *C. lata* Mstr. (zwischen 0,7 und 3 cm Durchmesser) sind schwache Nabelrippen vorhanden. 1 Üllendahl, 1 Reifenberg, 1 Riemke, 3 Albringen, 3 Hachenberg, 1 Wettmarsen, 22 Dasberg, 1 Borke, 2 Frankenburg, 1 Eulenspiegel, 5 Drewer, 6 Wildungen.

Cyrtoclymenia plicata Mstr. sp.

Taf. 6, Fig. 29

1839. *Clymenia plicata* Münster, S. 8, Taf. 16, Fig. 4.
1863. partim *Clymenia angustiseptata* Mstr., Gümbel, S. 122, Taf. 15, Fig. 2.

Die dicken Windungen und die sehr schräg nach rückwärts verlaufenden Rippen, die sich auch auf dem Steinkern ausprägen, lassen die Form leicht erkennen. Sie steht ebenso wie die folgende Art und die von mir 1920, S. 286 von Drewer genannte Form vermittelnd zwischen den involuten (*lata*) und den evoluten (*laevigata*) Arten der Gattung. 1? Hönnetal, 1 Dasberg (H), 4 Wildungen.

Cyrtoclymenia acuta n. sp.

Taf. 6, Fig. 30

Flach scheibenförmig, Externseite zugeschärft. Die Anwachsstreifen bilden einen tiefen Externsinus; das findet sich immer wieder bei der Herausbildung galeater Formen von Cephalopoden und braucht keine Bedenken über die Gattungszurechnung zu veranlassen. Wichtiger ist die Lobenlinie: *C. acuta* n. sp. hat einen hohen und schmalen Nahtsattel und steht damit zwischen *Costaclymenia subflexuosa* Frech non Mstr. sp. (Frech, 1902, Taf. 4, Fig. 4 und Textfig. 4a) und *Lenticlymenia subflexuosa* Mstr. (Gümbel, 1863,

Taf. 15, Fig. 10, Wedekind, 1914, Taf. 1, Fig. 2), von denen die erste einen sehr breiten, die zweite einen ganz geringen Nahtsattel hat. Ich halte es für unwahrscheinlich, daß zwischen den drei Arten unmittelbare verwandtschaftliche Beziehungen bestehen. 3 Wildungen.

?Cyrtoclymenia dubia Loew.-Less.

1892. *Clymenia dubia* Loewinson-Lessing, S. 22, Taf. 2, Fig. 3.

Die Form und Lobenlinie zweier Exemplare, von Ainghausen und dem Hönnetal, erinnert sehr an die russische Form. Die Anwachsstreifen sind kräftig, etwas vorgebogen. Man könnte die Form als Überleitung zu *Oxyclymenia* betrachten, sie ist aber zunächst noch sehr problematisch.

Cyrtoclymenia laevigata Mstr. sp.

Textfig. 4

1832. *Clymenia laevigata* Münster, S. 5, Taf. 1, Fig. 1.
1839. » » mit 5 Varietäten, Münster, S. 91.
1863. » » Mstr., Gümbel, S. 53, Taf. 16, Fig. 5—8.
1909. *Cyrtoclymenia laevigata* Gürich, S. 121, Taf. 37, Fig. 2.
1914. *Laevigites laevigatus* Mstr. u. *Hoevelensis* Wdk., Wedekind, S. 48, 49, Taf. 4, Fig. 1—3.
1921. » » » » » » , Schmidt, S. 286.

Die Unterscheidung zweier Arten läßt sich nicht aufrecht erhalten. Da die Kammerwände mit sehr spitzem Winkel auf die Schale stoßen, bedeutet der angeblich für die Art *laevigata* Mstr. bezeichnende Knick in der Lobenlinie nur eine ganz geringe Formschwankung. Meine Angaben von 1920 führen schon darauf hinaus, nunmehr fand ich mit Knick nur 2 unter 44 Lobenexemplaren von Wildungen, und vom Dasberg präparierte ich 10 Stücke, ohne den Knick zu finden; auch unter dem Göttinger Material sah ich ihn nur einmal einwandfrei. Insgesamt gingen mir mehr als 600 Exemplare von fast allen Fundorten der Gonioclymenienstufe durch die Hände. In der Wocklumerienzone wird die Art selten, im Hönnetal (Waldweg der rechten Talseite) konnte ich aber noch 7 zusammenliegende Exemplare einwandfrei in dieser Zone sammeln, die sich von denen anderer Fundorte in nichts unterscheiden.

Gattung Costaclymenia Schindewolf

Für *Clymenia binodosa* Mstr. hat Schindewolf 1920, S. 127, die neue Gattung *Costaclymenia* aufgestellt. 1902 (S. 33) hat schon Frech darauf hingewiesen, daß die Lobenlinie dieser Art mit ihrem zweigipfeligen Nahtsattel einen Übergang zu den Gonioclymenien darstellt; die Skulptur ist demgegenüber von geringerer Bedeutung. In der Tabelle von Frech (l. c., S. 30) sind also zusammenzunehmen unter Spalte c (= Formen mit etwas differenzierter Sutur) die Arten *Wysogorskii* Frech, *Dunkeri* Frech non Mstr. und *binodosa* Mstr. Die zweite dieser drei Arten ist zu streichen, denn Frech's *Clymenia Dunkeri* ist nur die Altersform seiner *Cl. Wysogorskii* und hat mit Münster's *Cl. Dunkeri* nichts zu tun. Diese ist von Gümbel (1863, S. 52) mit *Cl. subnautilina* Sdbg. verglichen worden und wird, um Irrungen zu vermeiden, jetzt am besten als *Platyclymenia sub-*

nautilina Sdbg. bezeichnet. Auch Wedekind's *Platyclymenia* cf. *Wysogorskii* gehört dorthin.

Costaclymenia Wysogorskii Frech sp.

Taf. 6, Fig. 31

1902. *Clymenia Wysogorskii* Fr. und *Dunkeri* Mstr., Frech, S. 33, Textfig. 1a, 3.
non 1910. » » » , Rzehak, S. 192, Taf. 3, Fig. 4, 5.

Das Querschnittsbild der Figur 3 bei Frech paßt durchaus in das der Figur 1a hinein, die Alterswindungen sind nur stärker umfassend als die Jugendwindungen, und es geht nicht an, zwei Arten zu unterscheiden, wozu ich bei Vergleichung meiner Bruchstücke anfangs auch versucht war. Auf den flachen Außenlobus ist kein großer Wert zu legen, seine Form wird durch die Kante der Externseite beeinflußt. Das größte Bruchstück stammt von einem Exemplar von etwa 30 cm Durchmesser, das kleinste mißt 1 cm. Bei mittlerer Größe zeigen sich Spuren schwacher Nabelrippen. 1 Höcklingsen, 1 Hönnetal, 1 Beul, 1 Dasberg, 1 sw. Hoevel (Sammlung Torley-Iserlohn), 1 Wildungen.

Gattung Cymaclymenia Gümbel

Die Reihe der nach fortschreitender Differenzierung der Lobenlinie geordneten und durch Skulptur und Mündungsform verbundenen Gattungen wird durch *Oxyclymenia* und *Cymaclymenia* unterbrochen. Zu dieser Gattung vereinigte Hyatt (1883, S. 314) mit Recht Gümbel's »*Oxyclymenia*« *striata* Mstr. mit *Cymaclymenia bilobata* Mstr. Mit *Sellaclymenia* Gümb. dürfte *C. bilobata* Mstr. nichts zu tun haben (vergl. Wedekind, 1914, S. 56); die Untersuchung einiger Thüringer Exemplare zeigte, daß sie mit *C. striata* Form und Skulptur gemeinsam hat und daß die Lobenlinie nicht so grundverschieden ist: es braucht nur der Laterallobus die Spitze verloren zu haben und der Umschlagslobus von der Naht ein wenig nach außen gerückt zu sein. Alle anderen Formen lassen sich unmittelbar auf *C. striata* Mstr. beziehen. In derselben Weise wie *Aganides sulcatus* Mstr. bildet diese eine langlebige und häufige Hauptart, von der sich immer wieder Differenzierungen abzweigen, selten jedoch so weit, daß sie zuverlässig als Arten abzugrenzen sind. So z. B. vermag ich Wedekind's *cordata* und *costata* nicht zu unterscheiden. Dagegen besitzt das Geologische Landesmuseums aus den Hembergschichten (?) des Enkeberges ein Exemplar von *C. Barbarae* Loew.-Less. und eines einer anderen Art mit sehr engem Nabel. In den Dasbergschichten ist *C. striata* Mstr. unvergleichlich häufiger; neben ihr beschrieb Münster zwei Arten aus dem Fichtelgebirge, *dorsocostata* und *ornata*, welche sich auch im Sauerlande fanden.

Cymaclymenia striata Mstr. sp.

Taf. 7, Fig. 1, 2

1863. *Clymenia striata* Mstr., Gümbel, S. 61, Taf. 18, Fig. 1—3, 5—8.
1913. *Oxyclymenia ornata* var. *sudetica* Renz, S. 126, Taf. 8, Fig. 7.

Diese häufige und weit verbreitete Art wurde schon vielfach be-

schrieben und abgebildet, am besten von Gümbel (s. o.). Es sind recht verschiedene Formen, die er abbildet, man beachte nur die verschiedene Lage des Lateralsinus der Anwachsstreifen! Wedekind (1914, S. 26) will demgegenüber die Art *striata* auf den Typus Münster's beschränken, über die Formen, die dieser selbst als Varietäten, ja zum Teil als Altersstufen deutete, spricht er sich nicht aus. Ich untersuchte über 300 Exemplare von fast allen genannten Fundstellen der Dasbergschichten. Alle Versuche, die in Querschnitt und Skulptur oft ganz erheblichen Unterschiede zur Trennung natürlicher Gruppen zu verwenden, erwiesen sich als erfolglos, in allen Merkmalen gruppierten sich die Formen wieder um denselben Mittelwert, welchen Gümbel als solchen betrachtete. Übrigens erreicht das rheinische Material doch nicht eine solche Mannigfaltigkeit wie das des Fichtelgebirges. Die von Münster zuerst als *Cl. striata* bezeichnete Form mit nahezu parallel gestellten Seiten kommt hier und da vor, in der Regel verschmälert sich der Querschnitt nach außen etwas. Der äußere Lateralvorsprung der Anwachsstreifen ist bei der rheinischen Normalform etwas weiter nach außen gerückt, der innere Lateralvorsprung ist niedrig (Taf. 7, Fig. 2) oder fehlt (Taf. 7, Fig. 1). Von etwa 3 cm Durchmesser an sind fast immer die bezeichnenden, nach außen verschwächenden Rippen und scharfe Anwachsränder vorhanden; kleinere Exemplare können glatt sein. Auf dem Steinkern können auffallende Einschnürungen auftreten (vergl. Renz, 1913, Taf. 8, Fig. 7; das Stück ist zu *Cymaclymenia striata* Mstr. zu stellen), deren Verlauf dem Mundrand entspricht (Taf. 7, Fig. 1, vergl. auch Frech 1902, Taf. 5, Fig. 1). *Cymaclymenia striata* ist von der *annulata*-Zone der Hembergschichten bis hinauf zur *Wocklumeria*-Zone der Dasbergschichten verbreitet.

Cymaclymenia striata var. serpentina n. var.

Taf. 7, Fig. 3

Während bei der normalen *C. striata* die Anwachsstreifen vom Nabel aus radial verlaufen und erst auf der äußeren Seitenhälfte vorspringen, gibt es andere Formen, die auch einen ausgeprägten inneren Lateralvorsprung besitzen, so die von Gümbel 1863, Taf. 18, Fig. 3a, 6a und 7a abgebildeten Exemplare. Bei Fig. 2a stellt sich dieser erst im Alter ein. Auch im Rheinischen Gebirge ist mit dem Auftreten dieser Skulptur eine Unterdrückung der Nabelrippen verbunden. 10 Üllendahl, 1 Beul, 1 Wildungen.

Cymaclymenia dorsocostata Mstr.

1840. *Clymenia dorsocostata* Münster, S. 93, Taf. 16, Fig. 5.
1863. partim *Clymenia striata* Mstr., Gümbel, S. 62, Taf. 18, Fig. 4.
1921. *Cymaclymenia dorsocostata* Mstr., Schmidt, S. 288.

Gümbel anerkannte diese Form nur als Abart von *C. striata* Mstr.; Übergänge habe ich nicht gefunden, ziehe es deshalb vor, sie wieder als selbständig zu betrachten. Nur 1 Drewer und 1 Wettmarsen.

Cymaclymenia ornata Mstr.

Taf. 2, Fig. 4, 5

1839. *Clymenia ornata* Münster, S. 127, Taf. 2, Fig. 7.
1863. » *striata* var. *ornata* Mstr., Gümbel, S. 61, Taf. 18, Fig. 9, 10.
non 1902. » *ornata* Mstr., Frech, S. 35, Taf. 2, Fig. 11.
1921. *Cymaclymenia ornata* Schmidt, S. 288.

Das Maß der Einrollung, der birnförmige Windungsquerschnitt und die Berippung — sogar eine winklige Vorbiegung der Rippenenden kommt vor — ergeben eine auffallende Konvergenz zu *Platyclymenia piriformis* n. sp. (S. 47, Taf. 1, Fig. 18). Der Externsattel ist sehr breit und hoch, der Umschlagslobus sehr klein oder gar nicht vorhanden. Die Art scheint einen mittleren Horizont der Dasbergschichten zu kennzeichnen. Bei Warstein fand sie sich nur einmal, zusammen mit *Wocklumeria distorta* Tietze; in den eigentlichen Wocklumerienschichten fehlt sie. 23 Üllendahl, 12 Dasberg (s. H.), 2 Dasberg (o. S.), 3 Effenberg, 1 Müssenberg, 8 Wildungen.

Cymaclymenia bilobata Mstr.

1863. *Clymenia bilobata* Mstr., Gümbel, S. 63, Taf. 19, Fig. 4, 5.

Nur ein Exemplar von Wildungen.

Gattung Oxyclymenia Gümbel

Oxyclymenia als zweiter Seitenast der Clymenien gruppiert sich wiederum um eine häufige und formenreiche Art. Die Veränderlichkeit geht hier noch weiter, so daß Graf Münster sich veranlaßt sah, eine ganze Reihe von Arten zu unterscheiden. Gümbel zog wieder alles in die eine Art *Oxyclymenia undulata* Mstr. zusammen, und Wedekind unterschied von neuem mehrere Arten. Noch nie dürfte so zahlreiches und gutes Material vorgelegen haben, wie jetzt im Geologischen Landesmuseum. Dieses Material wurde sorgfältig untersucht, das Ergebnis ist dasselbe, welches ich 1920 (S. 286) fand: In allen Merkmalen gruppiert sich alles um eine Mittelform, die zugleich das Maximum der Häufigkeit darstellt. Kleine Formenkreise lassen sich wiederum als Nebenarten absondern, wie die von Gümbel nur als Varietät anerkannte *O. bisulcata* Mstr. Varietäten ließen sich in beliebiger Zahl aufstellen.

Zu den Arten Wedekind's ist zu bemerken: *O. subundulata* Wdk. ist die normale Altersform von *O. undulata* Mstr.; diesen Namen bezieht Wedekind nur auf drehrunde, jenen auf höhere Windungen; tatsächlich sind die Unterschiede, die in einer früheren oder späteren Zunahme der Windungshöhe bestehen, dermaßen fließend, daß sich eine spezifische Trennung danach nicht durchführen läßt. Statt und außer der Zunahme der Windungshöhe können andere Besonderheiten im Alter auftreten: 1. zwei Furchen an der Außenseite: *O. bisulcata* Mstr.; 2. zwei Kanten an der Außenseite: *O. elegantula* Wdk.; 3. eine einfache Zuschärfung der Außenseite: *O. galeata* Wdk. *O. galeata* Wdk. ist im folgenden nicht aufgeführt, ich kenne nur zwei Stücke von Ebersdorf, die am Ende des Gehäuses galeat wer-

den; das Stück von Wildungen, das Wedekind 1914, Taf. 7, Fig. 5a abbildet, hat nicht den daselbst Fig. 5b gezeichneten Querschnitt, die Externseite ist am Ende nur sehr schmal (Verdrückung?), bei der nächstinneren Windung aber normal breit gerundet, Textfig. 5f. *O. subundulata* Wdk., *Wocklumeri* Wdk., *planorbiformis* Mstr. (=*linearis* Frech), *serpentina* Mstr. und die neue Form *cordata* rechne ich als Varietäten zu *O. undulata*, während ich *inaequistriata* Mstr., *linearis* Mstr. (=*lamellosa* Wdk.) und *semistriata* Mstr. nicht einmal als solche anerkennen kann.

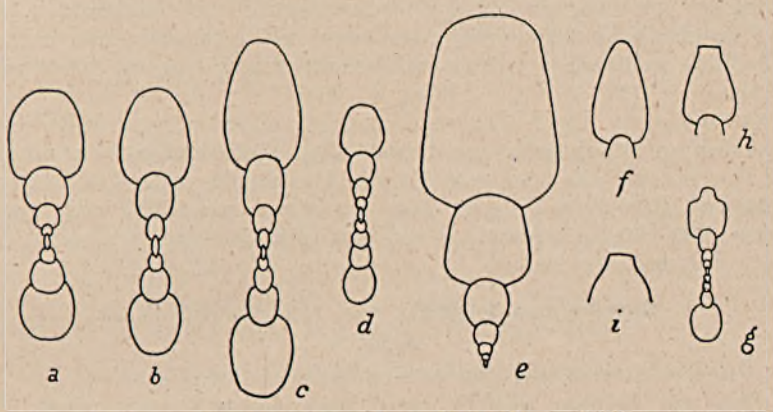


Fig. 5. Querschnitte von *Oxyclymenia*. a, b: *undulata* Mstr., Wildungen. c: *undulata* var. *subundulata* Wdk., Wildungen. d: *undulata* var. *planorbiformis* Mstr., Ebersdorf. e: *undulata* var. *Wocklumeri* Wdk., Hönnetal. f: *undulata* var. *subundulata* Wdk., Wedekind's Original der *O. galeata* Wdk. (Göttinger Sammlung), Wildungen. g, h: *bisulcata* Mstr., Drewer und Wildungen. i: *elegantula* Wdk., Dasberg.

Oxyclymenia undulata Mstr. sp.

Textfig. 5a, b

1863. *Clymenia undulata* Mstr., Gümbel, S. 56, Taf. 17, Fig. 1.
1897. » » » , Crick u. Foord, S. 23.

Immer wenn aus mehreren ungleichen Exemplaren eine neue Art beschrieben werden muß, hält man sich an die Normalform. Wenn aber aus einer gewissen Gruppe mehrere Arten beschrieben sind und ein späterer Bearbeiter sieht sich veranlaßt, diese zu vereinigen, so wird nunmehr dem Artnamen nicht mehr die Normalform, sondern die zuerst beschriebene Form zugrunde liegen. In dieser Weise gibt es auch bei *O. undulata* Mstr. zweierlei »Typen«, die »Urprägung« des Grafen Münster einerseits und die »Normalform« andererseits, welche sich durch das Häufigkeitsmaximum einer oder (bei mehreren Merkmalen) mehrerer Variationskurven darstellen läßt. Nur dieser gegenüber hat es Sinn, Varietäten zu unterscheiden. Nur bei einer idealen ersten Beschreibung können Urprägung und Normalform zusammenfallen. Bei *O. undulata* Mstr. besitzt die Urprägung einen kreisrunden (vergl. Wedekind, 1914, S. 50), die Normalform einen kreisrund beginnenden, oval endigenden Windungsquerschnitt.

In den Querschnittsfiguren (nach durchgeschnittenen Exemplaren) zeigt b die Normalform, a ist bezüglich der Windungshöhe zurückgeblieben, c (»var. *subundulata* Wdk.«) vorgeschritten. Andere Formveränderungen führen zu den Varietäten *planorbiformis* Mstr. und *Wocklumeri* Wdk.

Im Bau der Lobenlinie wurden nennenswerte Abweichungen nicht beobachtet. Die Anwachsstreifen können schwächer sein (*sublaevis* Mstr.) oder rhythmisch verstärkt hervortretend (*semistriata* Mstr.) oder stärker geschwungen (s. u., var. *serpentina* Mstr.). Geringe Andeutungen von Rippen können vorkommen (var. *coronata* n. var.). Die Runzelschicht kann eine, zwei oder drei Längsschienen enthalten. Schließlich kommen vorwärts und rückwärts gebogene Einschnürungen vor.

O. undulata Mstr. ist nach meinen Erfahrungen auf die Dasbergschichten beschränkt, in diesen aber gleichmäßig von unten bis oben fast überall das häufigste Fossil. Das Geologische Landesmuseum besitzt von Elberfeld 23, aus dem Sauerland etwa 300 und von Wildungen 190 Stücke, wobei allerdings die häufige var. *subundulata* Wdk. eingerechnet ist.

Oxyclymenia undulata var. subundulata Wdk.

Textfig. 5c

1914. *Oxyclymenia subundulata* Wedekind, S. 51, Taf. 4, Fig. 4.

Die nach einem wirklichen Diagonalschnitt angefertigte Textfig. 6c hat niedrigere innere Windungen, als sie Wedekind 1914, Taf. 4, Fig. 4c ergänzt. Eine reinliche Trennung von der Hauptart ist unmöglich, da die Übergänge viel häufiger sind als die eigentliche *subundulata*-Form. Wenn trotzdem der Name nicht gestrichen wurde, soll damit der Möglichkeit Rechnung getragen werden, daß irgendwo die niedrigmündige und die hochmündige *O. undulata* getrennt vorkommen. Feststellen konnte ich das zwar nicht, vermute aber, daß es sich bei den hochmündigen Oxyclymenien der Zone to Dγ meist um unfertige *O. bisulacta* Mstr. handelt. Dann wäre *O. undulata* var. *subundulata* Wdk. auf die untere und mittlere Zone beschränkt.

Oxyclymenia undulata Mstr. var. planorbiformis Mstr.

Textfig. 5d

1902. *Oxyclymenia linearis* Mstr., Frech, S. 34, Taf. 1, Fig. 13.

Bei der Beschreibung der *Clymenia planorbiformis* haben dem Grafen Münster zwei Stücke als Originale gedient, von dem einen ließ er die äußere Form, von dem anderen die Lobenlinie abbilden (1832, S. 7, Taf. 2a, Fig. 1). An dem ersten Stück wurde durch Gümbel eine den Erwartungen Münster's widersprechende Lobenlinie präpariert, das Stück ist nunmehr Original zu *Phenacoceras planorbiforme* Gümb. Der Name Münster's bleibt für die Oxyclymenien mit langsam anwachsenden und ganz wenig umfassenden Windungen, welche Frech unter unrichtiger Auslegung einer anderen Münster'schen Art als *O. linearis* Mstr. bezeichnete. Aus dem

Sauerland ganz typische Stücke nur vom Bilsteintal bei Warstein; bei Ebersdorf läßt sich die Varietät leichter von *O. undulata* Mstr. trennen.

Oxyclymenia undulata Mstr. var. Wocklumeri Wdk.

Textfig. 5e

1914. *Oxyclymenia Wocklumeri* Wedekind, S. 53, Taf. 7, Fig. 6.

Nur ausgewachsene Exemplare von mehr als 7 cm Durchmesser sind als hergehörig sicher zu bestimmen. Steiler Nabelabfall, schwache Anwachsstreifung und (der Beschreibung Wedekind's hinzuzufügen:) langsam anwachsende Windungen sind die Kennzeichen, deren Zusammentreffen erst die Varietät der Wocklumerienzone ergibt; einzeln finden sich alle diese Merkmale auch schon unter dem Warsteiner und Wildunger Material. 1 Riemke, 19 Hönnetal, 3 Dasberg (H), 5 Borke.

Oxyclymenia undulata var. serpentina Mstr.

1832. *Clymenia serpentina* Münster, S. 8, Taf. 3a, Fig. 1.

Wie die Anwendung des gleichen Namens dort zum Ausdruck bringen sollte, handelt es sich um die gleiche Formänderung wie bei *Cymaclymenia striata* var. *serpentina* n. var.: der innere Lateralvorsprung der Anwachsstreifen tritt deutlich hervor, was sonst nicht der Fall ist. 1 Albringen, 1 Dasberg, 6 Wildungen.

Oxyclymenia undulata var. coronata n. var.

Taf. 7, Fig. 6

Diese Varietät besitzt bei abgeflachter Form am Nabelrande Andeutungen von Rippen. 5 Dasberg, 1 Eulenspiegel, 10 Wildungen.

Oxyclymenia bisulcata Mstr.

Textfig. 5g, h

1840. *Clymenia bisulcata* Münster, S. 93, Taf. 16, Fig. 6.
1863. » *undulata* (*bisulcata*) Mstr., Gümbel, S. 57, Taf. 18, Fig. 12.
1902. » *bisulcata* Mstr., Frech, S. 34, Taf. 1, Fig. 12.
1914. » » » , Wedekind, S. 50.
1921. » » » , Schmidt, S. 286.

Unerwachsene Exemplare sind nicht von *O. undulata* Mstr. zu unterscheiden. Die beiden die Externseite einengenden Furchen erscheinen bei verschiedener Größe des Tieres, man findet von ihnen manchmal nur eine Andeutung nahe der Mündung, manchmal eine wohlausgebildete Strecke, aber stets weniger als einen Umgang. Die Art ist zwar in der oberen Zone relativ häufiger, aber auch sonst überall vorhanden; so war sie bei Höcklingsen auch in to D α und β nachzuweisen. Die Angabe Frech's, daß »*O. bisulcata* die Hauptart überall begleitet«, ist also zutreffend.

Oxyclymenia elegantula Wdk.

Taf. 7, Fig. 7, Textfig. 5i

1914. *Oxyclymenia subundulata* var. *eleyantula* Wedekind, S. 52, Taf. 2, Fig. 10.

Eine Parallelform von *O. bisulcata* Mstr. Wiederum in der Jugend kein Unterschied von *O. undulata* Mstr. Im Alter wird die Extern-

seite kantig begrenzt, ohne durch Furchen eingeengt zu werden. Am stärksten ausgeprägt sind diese Kanten bei vier Bruchstücken aus dem Kalksandstein in den hangenden Partien des Dasberges. Die Abbildung Textfig. 5i ist mißraten, nur Taf. 7 Fig. 7a zeigt den Querschnitt richtig. Wedekind's Original hat den gleichen Querschnitt, die bei der Beschreibung gegebene Querschnittsfigur ist nicht richtig. Die eigenartige Skulptur jenes Stückes war sonst nicht festzustellen. 4 Effenberg und 4 Müssenberg, wiederum zusammen mit *Cymaclymenia ornata* Mstr., und schließlich 1 Höcklingsen, 1 Beul, 1 Wettmarsen und 1 Langenholthausen.

Gattung **Sellaclymenia** Gümb.

Als Ausgangspunkt für *Gonioclymenia* und Verwandte konnte in Übereinstimmung mit Schindewolf die Gattung *Costaclymenia* in Anspruch genommen werden. *Sellaclymenia* ist vielleicht eine Etappe dieser Entwicklung; abgesehen davon, daß Lateral- und Umschlagslobus tief und winkelig werden, wäre als Neubildung an den Flanken der breiten und kaum als Lobus anzusprechenden Externdepression von *Costaclymenia* je ein Adventivlobus zu verzeichnen. Bei *Gonioclymenia* würde dann ein richtiger Externlobus erstmalig auftreten. Solche Deutungen sind natürlich mehr oder weniger Geschmacksache, wer will, kann auch *Sellaclymenia* als »mißglückten Versuch« einer anderweitigen Lobendifferenzierung und damit als Parallelreihe von *Gonioclymenia* ansehen; das geologische Alter läßt beide Ansichten zu.

Beziehungen zwischen *Sellaclymenia* und *Gonioclymenia pessoides* v. B. und *plana* Mstr. (Wedekind, 1914, S. 56) müssen abgelehnt werden. Wedekind nennt als einzige Art des Sauerlandes eine *Sellaclymenia* cf. *angusta* Mstr. Eine *Sellaclymenia angusta* Mstr. gibt es nicht, wenn Münster's »*Goniatites angustus*« eine *Schizoclymenia intermedia* Mstr. sp. ist (Gümbel, 1863, S. 74). Bei dem einzigen in Göttingen aufgehobenen Belegstück Wedekind's ließ sich noch ein tiefer Externlobus freilegen, es ist eine *Gonioclymenia plana* Mstr. sp. Wedekind's Mutmaßung, daß *Sellaclymenia* jünger sei als *Gonioclymenia*, beruhte auf diesem Fund.

Sellaclymenia angulosa Mstr.

1839. *Clymenia angulosa* Münster, S. 12, Taf. 16, Fig. 3.
1863. » » Mstr., Gümbel, S. 65, Taf. 19, Fig. 2.

Zwei Stücke von Wildungen und fünf vom Dasberg, dabei ein Jugendexemplar, das noch keinen Mediansattel besitzt.

Sellaclymenia spinosa n. sp.

Taf. 7, Fig. 8

Als Konvergenzform zu *Gonioclymenia Kiliani* Wdk. und *interrupta* Mstr. bietet diese Art so großes Interesse, daß sie hier beschrieben werden soll, trotzdem nur ein Exemplar vorliegt. Einrollung, Windungshöhe und seitliche Abplattung wie bei *S. angulosa* Mstr. Die Externseite ist aber nicht nur abgeplattet, sondern hohlkehlenartig vertieft. An der entstehenden Kante sitzen auf einer mittleren Windung (1,5—2,7 cm Durchmesser) 12 lange Dornen, durch welche die

Nabelwand der folgenden Windung eingekerbt wird. Die Lobenlinie gleicht der von *S. angulosa* Mstr. Dasberg, ohne Schichtangabe.

Gattung **Gonioclymenia** Gümb.

Über die Gattung *Gonioclymenia* Gümb. und die Einziehung von *Kalloclymenia* Wdk. habe ich mich 1921 ausgesprochen. Für *Gonioclymenia intermedia* Mstr. glaubte ich generische Selbständigkeit vorschlagen zu können, und im gleichen Jahre hat, davon unabhängig, Schindewolf die Gattung *Schizoclymenia* aufgestellt. *Balvites Buchi* Wdk., in welchem ich einen Vorläufer von *Gonioclymenia* sehen wollte, ist nach den Untersuchungen Schindewolf's als *Phenacoceras* zu bezeichnen.

Gonioclymenia besitzt die Loben EALUJ. In der Aufeinanderfolge der Skulpturelemente zeigt sie immer wieder einen zweizähligen Rhythmus, es wechseln größere und kleinere Zwischenräume, stärkere und schwächere Rippen regelmäßig ab. Ähnliches zeigten übrigens schon *Platyclymenia bicostata* Wdk. und *Inostranzewi* Loew.-Less. Die Vielgestaltigkeit der Formen in bezug auf Querschnitt, Skulptur und Lobenlinie gestattet, eine ganze Anzahl von Arten zu untersuchen. Zwischen ihnen kommen anscheinend alle Übergänge vor, aber für variationsstatistische Untersuchungen ist das Material zu selten. Ich unterscheide dieselben Arten wie Wedekind, nur seiner Gruppierung ziehe ich die folgende vor:

Lobus A wesentlich kleiner als E:	
mit Nabelknoten[1]):	
außerdem gesonderte Externknoten; Externfurche spät:	
Nabelknoten paarig:	*Hoevelensis*
hintere N. überwiegend oder allein vorhanden:	*Kiliani*
Rippen; Externfurche früh:	
jeder Externknoten mit einem Nabelknoten durch eine Rippe verbunden:	*subcarinata*
die hinteren Externknoten mit 2 Nabelknoten verbunden, die vorderen sind frei oder fehlen:	*Tornquisti*
ohne Nabelknoten:	
innere Windungen mit Externknoten:	
Externknoten rippenähnlich, abwechselnd:	*Torleyi*
Externknoten dornig, keine schwächeren dazwischen:	*interrupta*
innere Windungen glatt:	
Querschnitt abgeplattet, Rippen rückwärts gerichtet:	*Uhligi*
Querschnitt rund oder wenig abgeplattet, Rippen vorwärts gerichtet:	*subarmata*
Querschnitt rund, ohne Rippen:	*pessoides*
Lobus A nahezu gleich E:	
Querschnitt etwas abgeplattet, Rippen nach außen verschwächt:	*speciosa*
Querschnitt stark abgeplattet, auf allen Stadien glatt:	*plana*

Bei den Fundortsangaben ist wegen der Wichtigkeit dieser Gruppe außer dem Berliner auch das Göttinger Material berücksichtigt, d. h. die Angaben Wedekind's und meine Funde von Warstein. Die erstgenannten Arten scheinen danach die älteren, die letzten die jüngeren zu sein.

[1]) Für alle Angaben über die Skulptur gilt, daß sie nur für einen Umgang zuzutreffen brauchen, der meist zwischen 2 und 3 cm Durchmesser liegt. Spätere Umgänge haben eine andere, meist schwächere Skulptur.

Gonioclymenia Hoevelensis Wdk.

5 Wildungen (nach W. in Zone Vα bei Hoevel).

Gonioclymenia Kiliani Wdk.

5 Wildungen (nach W. in Zone Vβ Dasberg).

Gonioclymenia subcarinata Mstr. sp.

Der vermeintliche Kiel, welcher die Namengebung veranlaßte, ist nur die Mittelschiene der Runzelschicht. Die häufigste Art der Gattung: 2 Beul, 1 Albringen, 7 Dasberg (s. H.), 8 Warstein, 30 Wildungen.

Gonioclymenia subcarinata var. **Cottai** Mstr.

1863. partim *Clymenia speciosa* Mstr., Gümbel, S. 68, Taf. 19, Fig. 8.

Das wesentliche Merkmal dieser Form, von Gümbel gar nicht beachtet, ist der sichelförmige Verlauf der Anwachsstreifen, also ein hoher und breiter äußerer Lateralvorsprung, der schon bei einem Durchmesser von 1,5 cm hervortritt. Die Rippen sind auch etwas zahlreicher als bei der Hauptart, mit der im übrigen Übereinstimmung besteht. Sichelförmige Anwachsstreifen bemerkte ich übrigens auch bei Bruchstücken, die ich nach der Berippung eher zu *G. speciosa* Mstr. stellen möchte. 2 Dasberg (o. S.), 3 Dasberg (s. H.), 5 Wildungen.

Gonioclymenia subcarinata var. **praematura** Wdk.

Neuerdings 1 Dasberg (s. H.), früher 1 Bilsteintal bei Warstein, nach Wdk. »Vα« bei Hoevel.

Gonioclymenia Tornquisti Wdk. nov. em.

1914. *Gonioclymenia Tornquisti* Wedekind, S. 56, Taf. 6, Fig. 7, Taf. 7, Fig. 2; nicht Taf. 5, Fig. 4.

Die Art muß neu begründet werden. Als Unterschied von *C. subcarinata* Mstr. gibt Wedekind an, daß der Sattel zwischen L und A hier breit, dort schmal sei (Taf. 5, Fig. 4c und Taf. 6, Fig. 5d). Nach der Präparation einer größeren Anzahl von Lobenlinien kann ich an die Beständigkeit dieses Merkmals nicht mehr glauben und kann Wedekind's Original zu Taf. 5, Fig. 4 auf Grund der Skulptur nur zu *G. subcarinata* Mstr. rechnen. Das andere Original, in Taf. 7, Fig. 2 zum zweitenmal vergrößert abgebildet, besitzt eine Eigenschaft, welche zur Begründung einer Art besser geeignet und auch an Stücken anderer Fundorte deutlich wiederzuerkennen war. Es tritt nämlich jeweils ein Paar von Nabelknoten (von denen der vordere schwächer sein kann) mit einem Externknoten in Verbindung. Zwischen den auf diese Weise ausgezeichneten Haupt-Externknoten können späterhin schwächere Rippen auftreten, die nach innen blind endigen. Den Zusammenhang mit *G. subcarinata* Mstr. kann man sich so vorstellen, daß dort die Vorderrippen den Haupt-Externknoten an Stärke gleich werden und sich mit den vorderen Nabelknoten verbinden. Bei einem Exemplar von Wildungen sind die Haupt-Externknoten dornförmig verlängert, fast wie bei *G. interrupta* Mstr.

1 Hönnetal (to D β), 3 Wettmarsen, 2 Wildungen. Wedekind's Original ist vom Dasberg.

Gonioclymenia Torleyi Wdk.

G. Torleyi Wdk. bildet die Brücke zwischen *G. Kiliani* Wdk. und *subarmata* Mstr.: die Nabelknoten sind verschwunden, die Externfurche stellt sich sehr spät ein (Wedekind, 1914, Taf. 6, Fig. 1 b). 1 Beul, 1 sw. Hoevel, 1 Wildungen (nach Wkd. V β (?) Hoevel). Die var. *crassa* Wkd. wurde nicht wieder gefunden.

Gonioclymenia interrupta Mstr.

Taf. 7, Fig. 9

Von Wedekind nicht genannt, wohl aber von Denckmann (1902, S. 53). Einige Wildunger Exemplare zeigen deutlich, daß die Einkerbungen der Nabelwand durch spitze Dornen an der vorhergehenden Windungen hervorgerufen werden, welche indes wegen ihrer Feinheit nicht immer erhalten bleiben. 1 Drewer, 6 Wildungen.

Gonioclymenia interrupta var. dasbergensis Wdk.

Taf. 7, Fig. 10

1914. *Kalloclymenia biimpressa* var. *dasbergensis* Wedekind, S. 67, Taf. 5, Fig. 6; Taf. 7, Fig. 1.

Ein Exemplar vom Dasberge stimmt genau mit der von Wedekind beschriebenen Form überein. Die Dornen sind hier wie dort nicht erhalten, aber die Einkerbungen in der Nabelwand der folgenden Umgänge, die auch auf Wedekind's Figuren erkennbar sind, sprechen für ihr einstiges Vorhandensein. Der Unterschied gegenüber der Hauptart besteht im Auftreten einer unregelmäßigen schwachen Berippung, noch mehr aber in dem dickeren Windungsquerschnitt. Die Externseite ist hier wie dort nur vorübergehend etwas konkav.

Gonioclymenia cf. Uhligi Frech

Außer den beiden 1920, S. 34 von mir als *G. Uhligi* Frech bestimmten Steinkernen liegt kein weiteres Material vor. Diese Stücke haben indessen doch einen runderen Windungsquerschnitt als die Ebersdorfer Form und sind nicht ohne weiteres mit dieser zu identifizieren.

Gonioclymenia subarmata Mstr.

Von einer Anzahl von Bruchstücken, die ich (1921, S. 334) als *G. biimpressa* v. B. bezeichnete, muß ich heute die stark verzierten Jugendwindungen zu *G. subcarinata* Mstr. und *speciosa* Mstr., die meisten anderen zu *subarmata* Mstr. stellen. Ein vollständiges Exemplar, von Denckmann am Stillenberg bei Warstein gesammelt (1900, S. XIX) und eines, das ich neuerdings bei Drewer fand, geben Aufschluß über die Zusammenhänge. *G. biimpressa* v. B. scheidet damit aus den Arten des Sauerlandes aus. *G. subarmata* Mstr. hat, wie Wedekind S. 66 bemerkt, bald drehrunde, bald etwas seitlich abgeplattete Windungen. Denckmann hat sie als Leitfossil der Wocklumer Schichten bezeichnet (1900, S. XVIII). Nach dem vorhandenen Sammlungsmaterial ließ sich nicht feststellen, daß sie jünger wäre als

die anderen Arten. 2 Hönnetal, 1 Albringen, 1 Ainghausen, 3 Dasberg, 2 Langenholthausen, 2 Stillenberg, 1 Frankenburg bei Warstein, 2 Drewer, 1 Burg bei Rösenbeck (Original Kayser's 1873, S. 629, Taf. 20, Fig. 3), 3 Enkeberg, 5 Wildungen.

[**Gonioclymenia pessoides** v. B.]

Nach Wedekind, 1914, S. 66 soll *G. pessoides* Frech auf den mittleren Umgängen Externknoten besitzen, nicht die kantig begrenzte Externseite haben und überhaupt etwas anderes sein als *G. pessoides* v. B. Nach Vergleichung der Ebersdorfer Stücke im Berliner Museum für Naturkunde halte ich Frech's Bestimmung doch für richtig, der vorübergehende Besitz schwacher Externknoten bei einigen Exemplaren hindert das nicht. Im rheinischen Gebirge wurde die Art noch nicht gefunden.

Gonioclymenia speciosa Mstr.

1863. partim! *Clymenia speciosa* Mstr., Gümbel, S. 66, Taf. 19, Fig. 6; Taf. 20, Fig. 3.

Gümbel's Taf. 19, Fig. 6 zeigt noch geringe Externknoten bei 1,7 cm Durchmesser, bei den rheinischen Stücken verschwinden sie schon früher, eine paarige Anordnung der sich über die Flanken ausdehnenden Nabelrippen bleibt länger. Oberhalb 7 cm ist die Schale glatt. Schon durch diese Merkmale ist eine Unterscheidung von *G. subcarinata* Mstr. möglich, vor allem aber durch den früheren Verlust der Externfurche und den in erwachsenem Zustande spitzen Lobus A. 4 Üllendahl, 1 Beul, 3 Müssenberg, 1 Wettmarsen, 6 Dasberg (o. S.), 5 Frankenburg, 2 Eulenspiegel, 2 Wildungen.

Gonioclymenia plana Mstr.

In der obersten Zone der Dasbergschichten ist *G. plana* als letzte Art der Gattung noch recht verbreitet; einzeln kommt sie aber schon an deren Basis vor. 2 Höcklingen, 1 Aprike-Riemke, 6 Hönnetal, 3 Dasberg (2 g. H., 1 o. S.), 3 sw. Hoevel, 4 Borke, 2 Langenholthausen, 3 Attendorn, 10 Warstein, 6 Wildungen.

Gattung **Schizoclymenia** Schindewolf nov. em.

1920. *Schizoclymenia* + *Sphenoclymenia* Schindewolf, S. 128, Textfig. 2d, e.

Aus Gümbel's einer Art *Clymenia intermedia* Mstr. hat Schindewolf zwei Gattungen gemacht. *Gonioclymenia* Gümb. hat die Lobenformel EALUJ, *Schizoclymenia* Schdw. $EALU_IU_{II}J$, *Sphenoclymenia* Schdw. $EA_{II}A_ILU_IU_{II}J$; also eine gute Reihe bezüglich Vermehrung der Lobenelemente. Wenn aber nun, und das konnte ich zweimal feststellen, A_{II} früher auftritt als U_{II}, dann müßten wir folgerichtig eine weitere neue Gattung aufstellen mit der Lobenformel $EA_{II}A_ILUJ$. Das geht aber nicht an, es gibt tatsächlich nur eine Gruppe auch äußerlich ähnlicher Formen, die sich an *Gonioclymenia plana* Mstr. anschließen und sich durch Lobenvermehrung in Richtung auf A_{II} und U_{II} auszeichnen. Für diese Gattung wähle ich den bezeichnenderen Namen *Schizoclymenia* Schdw. — Die Lobenbilder der Text-

figur 2c und d bei Schindewolf sind insofern richtig zu stellen, als U_{II} in beiden Fällen außerhalb der Naht liegen muß; die bei Gümbel's Figuren markierte äußere Nabelkante hat wohl irregeführt. — Bei einem von Denckmann gesammelten Steinkern löste sich die Ausfüllung eines fortlaufenden Siphonalrohres heraus, die Existenz eines solchen, die nach Gümbel einer größeren Gruppe von Clymenien eigentümlich sein sollte, läßt sich demnach für *Schizoclymenia* nicht mehr leugnen.

Schizoclymenia intermedia Mstr. sp.

1863. *Clymenia intermedia* Mstr., Gümbel, S. 73, Taf. 21, Fig. 3, 4.
1902. *Gonioclymenia maxima* Mstr. + *plana* var. *intermedia* Mstr., Frech, S. 42, 40,
1921. » *intermedia* Mstr., Schmidt, S. 335. [Textfig. 6d, 7.
1920. *Sphenoclymenia maxima* Mstr. + *intermedia* Mstr., Schindewolf, S. 128, Textfig. 2d.

Nur größere Exemplare haben wohlausgebildete Loben A_{II} und U_{II}, junge zeigen an deren Stelle nur eine Verbreiterung des Sattels. In zwei Fällen war zu beobachten, daß A_{II} sich früher herausbildete als U_{II}. 1 Beul, 3 Frankenburg, 1 Drewer.

Gattung **Orthoceras**

Orthoceren findet man in den Dasberger Schichten oft, meistens aber sind es nur glatte Schalen, an denen man vielleicht noch den Abstand der Kammerwände und die zentrale Lage des Sipho feststellen kann. Mit solchen Dingen ist natürlich nichts anzufangen, und es wäre vergebliche Mühe, alle diese Funde registrieren zu wollen, wie es etwa Reinhart Richter mit dem Material vom Bohlen bei Saalfeld gemacht hat. Die Steinkerne des Warsteiner Gebietes in meinen 1920 veröffentlichten Aufsammlungen sind bisher noch das beste Material. Hier seien zuerst dieselben Arten aufgeführt unter Beifügung weiteren Materials aus dem Geologischen Landesmuseum, dahinter drei Arten, die ich damals noch nicht kannte, und schließlich zwei Repräsentanten verwandter Gattungen.

Orthoceras angustiseptatum Gümb.

1 Hasselbach, 1 Eulenspiegel, 2 Wildungen.

Orthoceras cinctum Mstr.

2 Üllendahl, 2 Höcklingsen, 3 Aprike-Riemke, 2 Riemke, 1 Albringen, 1 Effenberg, 2 Dasberg (g. H.), 1 sw. Hoevel, 1 Borke, 2 Wildungen.

Orthoceras calamiteum Mstr.

1 Höcklingsen, 1 Aprike-Riemke.

Orthoceras pseudoregulare Wdk.

3 sw. Hoevel, 5 Eulenspiegel, 2 Drewer, 2 Belecke.

Orthoceras cf. **cingulum** Hall

Diese merkwürdige Form wurde nicht wieder gefunden.

Orthoceras lineare Mstr.

Üllendahl (fide Paeckelmann, 1913, S. 211), 1 ? Hönnetal.

Orthoceras striatulum Mstr.

1 Riemke, 1 Wettmarsen, 2 Dasberg (r. H.) und 1 Wildungen.

Orthoceras? sp. ind.

Kleine glatte Röhren mit Einschnürungen des Steinkerns, die nicht ganz ringförmig umlaufen, sondern mit nebeneinander weit vorgebogenen Spitzen enden. 1 Aprike-Riemke, 1 Albringen, 1 Ainghausen; ferner 1 Gräfenhagensberg bei Elbingerode, in der *annulata*-Zone.

cf. **Jovellania** sp.

Wurde nicht wieder gefunden.

cf. **Actinoceras** sp.

Lediglich drei Ausfüllungen eines perlschnurartigen Sipho (?) von Wildungen. Vergl. Richter, 1848, Taf. 2, Fig. 38.

Schnecken

Bellerophon sp.

Ein unvollständiger Skulpturensteinkern von Elberfeld ohne irgendwie auszeichnende Skulptur.

Pleurotomaria sp.

Vier mangelhafte Bruchstücke, die anscheinend ebenso vielen Arten angehören.

Euomphalus loricatus n. sp.

Taf. 7, Fig. 11, 12

Bei 3 cm Durchmesser beträgt die Dicke der Schale bereits $1^1/_2$ mm. Die Einrollung ist zwar nicht unvollständig, geht aber nur so weit, daß die Windungen sich eben berühren. Die erste Windung trägt Kammerböden in ihrem Inneren: Soweit steht die neue Art dem ihr zeitlich vorausgehenden *Euomphalus crassitesta* Tietze (1871, S. 140, Taf. 17, Fig. 20) nahe. Die Unterschiede bestehen darin, daß die Unterseite keine Abplattung zeigt und die der Oberseite, welche zur Naht hin abfällt, auf der Schale (nicht auf dem Steinkern!) nach außen kantig begrenzt ist. Der Verlauf der Anwachsstreifen ist von *E. crassitesta* Tietze nicht angegeben, bei der neuen Art beginnen sie an der Naht radial und biegen sich dann bis zur Kante rückwärts. Dort winkeln sie um und bilden einen breiten vorspringenden Bogen, der in der Mitte der Außenseite gipfelt und bis zur Mitte der Innenseite wieder sanft abfällt. In diesem Verlauf der Anwachsstreifen liegt der Unterschied gegen die Arten des Kohlenkalks; *E. pentangulatus* de Kon., der in der Form sonst sehr ähnlich ist, besitzt keine oder nur eine sehr schwache Einwinkelung der Anwachsstreifen an der oberen Kante. 1 Aprike-Riemke, 1 Frankenburg, 4 Eulenspiegel. Auch 1 Ebersdorf im Geologischen Landesmuseum.

Naticopsis sp.

Bei so wenig ausgezeichneten Formen wie *Naticopsis* sind Art-

bestimmungen kaum durchführbar, wenn nicht reiches und gut erhaltenes Material vorliegt. 8 Stücke von verschiedenen Fundorten.

Loxonema arcuatum Mstr.

1 Hasselbach, 2 Höcklingsen, 1 Aprike, 1 Ainghausen, 1 Effenberg, 3 Dasberg, 4 (+9 in Göttingen) von verschiedenen Fundpunkten bei Warstein.

Loxonema cf. Hallii Whidb.

Ein sehr kleiner Abdruck von der Frankenburg zeigt ähnliche Skulptur wie *L. Hallii* Whidborne, 1896, S. 44, Taf. 5, Fig. 8.

Muscheln

Streblopteria? cf. piltonensis Whidb.

Nur zwei mangelhaft erhaltene Stücke, die aber wegen ihrer Beziehung zur Pilton-Fauna interessant sind. Unter der gleichen vorbehaltreichen Bestimmung nennt Drevermann 1902, S. 508, Taf. 14, Fig. 21 eine Form aus dem Etroeungt von Ratingen; vergl. auch *Pecten perobliquus* F. Roemer, 1850, Taf. 8, Fig. 4. Üllendahl, Wettmarsen.

Posidonia venusta Mstr.

1891. *Posidonia venusta* Mstr., Frech, S. 70, Taf. 14, Fig. 15.

Unter, über und innerhalb der Dasbergschichten in den Schiefern das häufigste Fossil, aber auch in den Cephalopodenkalken überall zu finden. Varietäten wurden nicht festgestellt.

Loxopteria laevis Frech

1891. *Loxopteria laevis* Frech, S. 76, Taf. 6, Fig. 3.

Diese Art scheint für die Dasbergschichten bezeichnend zu sein. 1 Albringen, 1 Dasberg, 1 sw. Hoevel, 8 Wildungen.

Loxopteria ?dispar Sdbg.

Wahrscheinlich wird *L. dispar* Sdbg. nicht in dem bisherigen Umfang bestehen bleiben können. Eine Form mit stark konkaver kleiner Klappe, wie *L. laevis* Frech lediglich mit Anwachsstreifen oder mit unregelmäßigen, schwachen Ringwülsten verziert (Drevermann, 1900, S. 146, Taf. 16, Fig. 1), ist besonders in der *Annulata*-Zone verbreitet, reicht aber auch in die Dasbergschichten hinauf: 2 Hönnetal (W.), 2 Ainghausen, 5 Frankenburg.

Eine zweite Form mit feinen Radialrippen, aber noch ohne grobe Falten (Frech, 1891, Taf. 6, Fig. 4d, e, f) ist in den ganzen Hembergschichten verbreitet, nur zwei Stücke fanden sich noch in Dasbergschichten, 1 sw. Hoevel und 1 Eulenspiegel.

Eine dritte Form, die Frech 1891, Taf. 6, Fig. 4a—c, g—h abgebildet hat, trägt außer dieser Radialverzierung noch gleichgerichtete breite Falten, die auch auf dem Steinkern deutlich hervortreten. Sie gehört in die *Cheiloceras*-Schichten. — Ob diese drei Formen sich scharf gegeneinander abgrenzen lassen, muß noch an reichlicherem Material untersucht werden.

Myalinoptera n. sp.

Nur 1 Warstein, s. Schmidt, 1920, S. 291.

Nucula plicata Phill.

Zu den 2 Warsteiner Steinkernen (Schmidt, 1920, S. 291) gehört vielleicht ein etwas stärker querverlängertes Exemplar von Wettmarsen; es erinnert an »*Sanguinolaria*« *undata* Münster, 1840, Taf. 12, Fig. 27.

Ctenodonta sinuosa de Ryckh.

1913. *Ctenodonta sinuosa* de Ryckh, Paeckelmann, S. 251.

1 Üllendahl, 1 Herbecke.

Buchiola retrostriata v. B.

1 Wettmarsen, 2 sw. Hoevel, 4 Wildungen. Bei Warstein konnte ich die Art auch feststellen (1920, S. 291).

Buchiola palmata Gldf.

1 Üllendahl, 1 Riemke, 1 Hönnetal, 2 Dasberg, 1 Wildungen; verg. auch Paeckelmann, 1913, S. 257.

Ontaria Clymeniae Beush. sp.

Es kommt nur ein Stück von Wildungen hinzu. Beushausen's Originale sind vom Enkeberg, also älter.

Ontaria? arciformis Beush. sp.

Nur ein Exemplar von Attendorn, das indes mit Beushausen's Form vom Enkeberg (1895, S. 357, Taf. 27, Fig. 12) gut übereinstimmt.

Chaenocardiola sp.

Ein Stück mit kräftiger Gitterskulptur, hohem Wirbel, starker Wölbung und ? langem Ausschnitt von Warstein (Göttinger Sammlung).

Chaenocardiola marsica n. sp.

Taf. 7, Fig. 13, 14

1921. *Chaenocardiola* sp., Schmidt, S. 291.

Diese Art ist weder mit Beushausen's Formen aus dem Unteren Oberdevon unmittelbar zu vergleichen, noch mit den Arten, die Goldfuss und Münster aus den Clymenienkalken des Fichtelgebirges abgebildet haben. Am nächsten steht ihr noch *Ch. areolata* Gürich (1900, S. 359, Taf. 15, Fig. 2), die aber eine weit gröbere Berippung hat. — Wirbel hoch, wenig zurückgekrümmt. Die Vorderseite erscheint geradlinig abgeschnitten durch den Ausschnitt, der von einem nach innen mehr als nach außen vorragenden Saum begrenzt ist. Zu dieser Vorderkante bildet der kurze Schloßrand einen spitzen Winkel. Die Skulptur besteht aus zahlreichen scharf getrennten Rippen; diese sind am Steinkern schwach, oft nur nahe am Unterrand erkennbar. Ein 18 mm messendes größtes Stück vom Hönnetal (Göttinger Sammlung) zeigt noch schwache Zwischenrippen. 1 Reitenberg, 1 Aprike-Riemke, 3 Riemke, 3 Dasberg (2 s. H., 1 r. H.), 1 Effenberg, 1 sw. Hoevel, 2 Warstein, 5 Wildungen.

Chaenocardiola elongata n. sp.

Taf. 7, Fig. 15

Nur mit der vorhergehenden Form unmittelbar zu vergleichen. Die Schale ist erheblich verlängert, der Wirbel entsprechend weniger aufragend. Vorder- und Schloßrand bilden einen noch spitzeren Winkel. Während bei *Ch. marsica* der gleichmäßig berippte Schalenteil unmittelbar hinter dem Ausschnitt beginnt und der Unterrand gegen diesen fast rechtwinklig abstößt, schaltet sich hier etwa $^1/_4$ Sektor mit ganz schwacher Berippung ein, dessen Unterrand mit einem sehr stumpfen Winkel absetzt. — Eine rechte Klappe vom Effenberg und eine linke vom Eulenspiegel.

Brachiopoden

Liorhynchus subcurvata Richt. (non Mstr.)

1840. ? *Terebratula rotunda* Murch., Münster, S. 78, Taf. 14, Fig. 15.
1848. » sp. Richter, S. 40, Taf. 5, Fig. 153—159. [Taf. 1, Fig. 37—39.
1856. » *obovata* Mstr., *rotunda* Mstr., *subcurvata* Mstr. var. Richter, S. 40,
1871. ? *Camarophoria rhomboidea* Phill., Tietze, S. 151, Taf. 17, Fig. 41.
1907. *Rhynchonella acuminata* var. *platyloba* Sow., Gortani, S. 206, Taf. 1, Fig. 6.

Beide Klappen sind wenig gewölbt, Zahnstützen und Medianseptum nur angedeutet. Junge Exemplare sind noch länger als breit und haben einen geraden Stirnrand, alte werden wesentlich breiter als lang und erhalten Sinus und Randfalten.

Was Graf Münster als »*Terebratula*« *subcurvata* beschrieben hat, sind drei verschiedene kleine Formen, alle drei so wenig sicher zu bestimmen, daß diese Benennung wohl gestrichen werden muß. Von den »*Terebratula*«-Arten, die Reinhart Richter beschrieben hat, ist die »*T. lingularis* Mstr.« zu streichen, das Original ist überhaupt kein Brachiopode. *T. rotundata* Mstr. muß auch *T. silicula* Richt. umfassen, ich verstehe darunter die im Mittleren Oberdevon (Nehden) häufige Art (vergl. Paeckelmann, 1913, S. 273; Schmidt, 1920, S. 270). *T. obovata, rotunda* und *subcurvata* im Sinne Richter's sind die verschiedenen Entwicklungsstufen unserer jüngeren Art. Ich wähle die Namen *subcurvata* als den der ausgewachsenen Form und weil eine Art *rotunda* neben einer *rodundata* sprachlich nicht angebracht erscheint.

2 Hasselbach (+ 4 Slg. Torley), 1 Gerlingsen, 2 Eulenspiegel (+ 2 in der Göttinger Sammlung), 1 Belecke (Steinkern der Stielklappe), 4 Wildungen.

Liorhynchus? equitans n. sp.

Taf. 7, Fig. 16, 17

1871. ? *Spirifer macrogaster* Roem., Tietze, S. 147.
1921. » ? » » , Schmidt, S. 292.

Die inneren Charaktere, zwei sehr kurze Zahnstützen in der Stielklappe und ein kleines Medianseptum in der Brachialklappe, geben Anlaß, diese Art vorläufig mit allem Vorbehalt an *Liorhynchus* anzuschließen (vergl. *L. Kellogii* Hall, 1867, Taf. 57, Fig. 15). Umriß zweilappig, sehr breit. Ein annähernd gerader Schloßrand nimmt etwa

die Hälfte der Breite ein. Der Stirnrand besitzt eine ganz außerordentlich hohe, der größten Schalendicke gleichkommende Aufbiegung, die sich etwas zurücklegt und oben gerade abgestumpft ist. Trotz dieses starken Ausmaßes beginnen Sinus und Sattel erst in der vorderen Hälfte. Der Sattel kann eine seichte Furche besitzen, auch sonst kommen Schwankungen vor, besonders in der Höhe der Wirbel. Die Skulptur besteht nur aus feinen Anwachsstreifen. — Die einzige zunächst vergleichbare Form ist »*Spirifer*« *macrogaster* F. Roem. aus dem Culmkalk vom Iberg bei Grund. »*Spirifer*« *macrogaster* F. Roem. aus dem tieferen Carbon von Erdbach-Breitscheid hat nicht diese extrem breite Form. Daß die genannte Art nicht zu *Spirifer* gehört, stellte Scupin fest (1900, S. 55). Mit unserer Art hat sie den Umriß und den Sinus in der ? Brachialklappe gemeinsam, aber die Falte des Stirnrandes hat nicht wie hier die Form des offenen Rechtecks, sondern die des Dreiecks. Ferner aber zeigt sich bei genauerer Betrachtung, daß diese nach dem kleineren Wirbel gedeutete ? Brachialklappe eine Area besitzt; dadurch verbietet sich eine generische Zusammenfassung der beiden Arten.

Aus den Gonioclymenienschichten von Saalfeld liegt eine dritte Form in einem Exemplar vor. Bei diesem ist die durch Zahnstützen und vorspringenden Wirbel ausgezeichnete Stielklappe flach und hat den Sinus, der Wulst liegt in der gewölbteren Brachialklappe, also gerade umgekehrt wie bei *L. ? equitans*. In der Stielklappe zeigt sich die Andeutung einer Area. Unter Vermittlung dieses Stückes ließe sich eine Brücke zu der carbonischen Art konstruieren, für welche dann anzunehmen wäre, daß der Wirbel über der Area resupinat gelagert wird, also entgegen der obigen Auffassung die kleine Klappe die Stielklappe wäre. Zwischen *L. ? equitans* und der Saalfelder Form besteht äußerlich die größte Ähnlichkeit, eine Verwandtschaft ist aber nur unter der etwas gewaltsamen Annahme denkbar, daß eine Umkehrung der Wölbung zwischen Stiel- und Armklappe stattgefunden habe. Bei dieser Deutung ließen sich die drei Formen zusammenstellen:

	Medianseptum	Brachialklappe	Stirnrand der Brachialklappe	Zahnstützen	Area	Stielklappe	Stirnrand der Stielklappe
L. ? equitans	+	klein	Sinus	+	—	groß	Wulst
Saalfelder Form	?	groß	Wulst	+	+	klein	Sinus
Sp. ? macrogaster	?	groß	Wulst	?	+	klein	Sinus

Ein spiriferides oder athyrides Armgerüst läßt sich in die Form von *L. ? equitans* noch viel schwieriger hineindenken als in die von *Sp. ? macrogaster*. Dagegen besteht eine gewisse Ähnlichkeit zu »*Camarophoria*« *aptycta* Schnur (1853, S. 189, Taf. 26, Fig. 6). — 2 Höcklingsen, 1 Aprike, 2 Hönnetal, 1 Albringen, 1 Dasberg, 1 Trachtenberg, 1 Warstein (+ 7 Göttinger Sammlung), 2 Wildungen.

Dalmanella interlineata Phill.

1 Höcklingsen, 1 (Steinkern + Abdruck) Frankenburg bei Warstein.

Orthothetes crenistria Phill.

2 Warstein (+ 6 Göttinger Sammlung).

Strophalosia productoides Murch.

Wurde nicht wieder gefunden (3 von Warstein in der Göttinger Sammlung).

Chonetes perlata M'Coy

Bei Elberfeld liegt diese Art wie auch die vorhergenannten *Dalmanella interlineata* Phill. und *Strophalosia productoides* Murch. in den Oberen Cypridinenschiefern am Haken in dem Aufschluß an der Üllendahlerstraße, also im Verband mit der Dasberg-Cephalopodenfauna vom Üllendahl (Paeckelmann, 1913, S. 136). Ferner 1 Schaumberg, 1 Attendorn.

Echinodermen

Triacrinus sp.

Der einfache Kelchbau von *Triacrinus* ist klar zu erkennen. Die Form des Kelches erinnert an *T. altus* J. Müll. aus dem Eifeler Mitteldevon, aber die Basalia sind weit niedriger, die großen Radialia demgemäß etwas höher als dort. Ein guterhaltener Kelch von Schaumberg, ein kleiner von der »Klippe« bei Kallenhardt.

Korallen

Petraia decussata Mstr.

1 Henkhausen, 1 Wettmarsen, 1 Borke, 3 Warstein, 6 Wildungen.

Petraia radiata Mstr.

3 Wildungen.

Cyathaxonia sp.

Ein Stück vom Dasberg und ein Steinkern von der Frankenburg, mit blattartigen Steinkernen der Interseptalräume.

Stromatopora sp.

Zu näherer Bestimmung genügt die Erhaltung nicht. Das Vorkommen von Stromatoporiden in Cephalopodenkalken ist eigentlich ungewöhnlich. 2 Melscheder Mühle bei Balve, 1 Wildungen.

Die Fauna der Hangenbergschichten

Cyrtosymbole drewerensis R. u. E. Richter in litt.

1921. *Dechenella hofensis* Leyh und *Phillipsia* cf. *Glassi* Leyh, Schmidt, S. 294.

Diese und die beiden folgenden Bestimmungen verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Richter, welcher die Beschreibung des Materials in nächster Zeit zum Druck zu bringen gedenkt.

C. drewerensis ist das häufigste Fossil der Hangenbergschichten und fand sich bei Kirchenfeld, Schaumberg, Öse, Hönnetal, Hangenberg und Drewer. Ein ganzes Tier von der Grube Prinz Wilhelm bei Velbert mit undeutlichem Kopf gehört wahrscheinlich auch hierher.

Cyrtosymbole abruptirhachis R. u. E. Richt.

1919. »*Proetus* (subg.?) *Gümbeli* var. *abruptirhachis* R. u. E. Richt., S. 124, Fig. 11.

Stockum.

Phillipsia submonstrans R. u. E. Richt. in litt.

1921. *Phillipsia* sp. H. Schmidt, S. 294.

Reitenberg, Öse, Hangenberg, Drewer; häufig.

Gattung **Aganides** Montf. em. P. Fisch.

Durch die *Aganides*-Arten der Hangenbergschichten wird die Kluft sowohl der Zeit als der Form nach überbrückt, wegen welcher Wedekind die devonischen und carbonischen Formen generisch trennen zu müssen glaubte (s. o.). Besonders in der reichen und ausgezeichnet erhaltenen Fauna von Stockum findet man kugelige und scheibenförmige Gehäuse innig vermengt und durch alle Übergänge verbunden, so daß auch die Arten nur schwer gegeneinander abzugrenzen sind. Bei den meisten Stücken ist die Lobenlinie sichtbar, auch diese bietet verschiedene Schwankungen, aber keine scharfen Unterschiede. In der Jugend sind die Sättel zwischen E und L stets etwas spitzer, was aber bei dem oberdevonischen *A. sulcatus* Mstr. auch schon der Fall ist. Darum ist die auf dieses Merkmal gegründete Art *Belvalianum* de Kon. ebenso zu streichen wie Hyatt's Gattung *Prionoceras* (vergl. Frech, 1902, S. 74). An dem Stockumer Material ließen sich Anfangskammern und erste Suturen zwar nicht präparieren, aber die Entwicklung ließ sich von einem frühen Stadium an verfolgen. Die ersten 2—3 Windungen haben schon alle Lobenelemente; sie sind ganz evolut. Später vergrößert sich der Umschlag, ohne daß die absolute Nabelweite geändert wird, erst im erwachsenen Zustand wird der Nabel geschlossen. So haben die inneren und mittleren Windungen eine Nabelwand; auf ihr kann der Umschlagslobus etwas von der Naht abrücken, was eine Annäherung an die Gattung *Gattendorfia* Schdw. bedeutet. Etwas wie ein Knick an der Außenseite des Sattels L/U läßt sich mitunter beobachten, am häufigsten bei *A.* cf. *sciotoense* M. u. F. Der Externlobus hat bei den carbonischen Formen parallele Schenkel, ist also »schwertförmig«[1]), während er bei den devonischen Formen meistens, wenn auch nicht immer, »zungenförmig« ist.

Aus der Kinderhook-Gruppe Nordamerikas nennt J. P. Smith sechs *Aganides*-Arten, mit denen die des Sauerlandes zwar in keinem Fall identisch, aber sämtlich durch nahe Beziehungen verbunden sind. Eine Art wurde bisher aus den Schichten des Liegenden (Oberdevon

[1]) Münster nennt Loben mit parallelen Schenkeln »kelchförmig«.

von Ebersdorf), eine andere aus dem Hangenden genannt (Mittl. Untercarbon von Irland und Erdbach-Breitscheid).

Aganides infracarbonicus Paeck.

Taf. 8, Fig. 1, 2

Synonyma siehe oben, S. 119.

Das reiche Material läßt keinen Zweifel mehr zu, daß das aus den Etroeungtschiefern von Elberfeld beschriebene Jugendexemplar mit der Art zusammengehört, die Wedekind von Öse und von der Burg bei Balve (Steinbruch am Borke-Wehr) beschrieben hat. Beide Fundpunkte sind Hangenbergkalk; an der Borke kommt zwar auch die *Wocklumeria*-Zone vor, aber weder hier noch in einem anderen der untersuchten Profile hat sich in ihr *A. infracarbonicus* gefunden. Er scheint im Sauerland geradezu leitend zu sein für die Hangenbergschichten. Schindewolf nennt ihn neuerdings (s. oben) von verschiedenen sicher oberdevonischen Fundpunkten. Demnach hätte *A. infracarbonicus* eine längere Lebensdauer, ähnlich seinem Vorgänger *A. sulcatus* Mstr.

Zur Beschreibung ist nur hinzuzufügen, daß Einschnürungen, besonders im Jugendstadium, auftreten können. Im Bereich des vertieften Nabelfeldes sind die Anwachslinien zurückgebogen, der breite vorspringende Bogen der Seiten beginnt erst danach. Die Anwachslinien treten stets schärfer hervor als bei *A. sulcatus* Mstr. — 1 Elberfeld, 19 Öse, 20 Hönnetal, 24 Hangenberg, 5 Borke, 100 Stockum, 9 Drewer.

Aganides ornatissimus de Kon.

Taf. 8, Fig. 3, 4

1889. *Brancoceras ornatissimum* de Kon., Holzapfel, S. 23, Taf. 1, Fig. 4—5.
1903. » » » , Foord, S. 132, Taf. 37, Fig. 1.

Von der Stockumer Fauna muß man einen Teil der Exemplare, die sich von Jugend an gegen *Aganides infracarbonicus* Paeck. durch engeren Nabel und flachere Gestalt unterscheiden, als *A. ornatissimus* de Kon. bestimmen. Das namengebende Merkmal der scharfen Radialskulptur kann ebenso stark sein wie an dem von Holzapfel abgebildeten Exemplar und kann deshalb neben dem ovalen Querschnitt zur Bestimmung herangezogen werden. Die Lobenlinie zeigt keine Besonderheiten, auch mit den Einschnürungen verhält es sich ebenso wie bei der vorigen Art. Nach dem Vorkommen aus Irland und von Erdbach-Breitscheid geht die Art in die Tournai-Stufe hinauf, welcher nach Paeckelmann auch ein Steinkern von Kirchenfeld bei Dornap zuzurechnen ist. 2 ? Hönnetal[1]), 10 (mit Jungen etwa 30) Stockum.

Aganides carinatus n. sp.

Taf. 8, Fig. 5

Der andere Teil der flacheren Formen von Stockum, in Lobenlinie, Skulptur, mäßig vertieftem Nabel und den nur manchmal auf-

[1]) Im folgenden sind die Funde ohne Horizontangabe stets aus Hangenbergkalk (cuu_2), nicht aus Hangenbergschiefer (cuu_1).

tretenden Einschnürungen wieder ganz ohne Besonderheit, erhält im Alter eine kantige Außenseite und wird deshalb als besondere Art betrachtet. Wesentlich größer und scharfkantiger als die Stockumer Stücke ist eins aus dem Steinbruch am Borke-Wehr bei Balve. — Eine kantige Außenseite zeigt auch »*Brancoceras*« *Enniskillenense* Foord (1903, S. 208, Taf. 47, Fig. 3), dieser besitzt aber eine Nabelöffnung von etwa $^1/_6$ Durchmesser. Die Stockumer Jugendformen sind nicht von denen des *A. ornatissimus* de Kon. zu unterscheiden, von ihnen mögen etwa 50 Stück zu den 22 bestimmbaren Exemplaren gehören.

Aganides cf. sciotoensis M. u. F.

Taf. 8, Fig. 6

Eine Anzahl ziemlich kleiner Exemplare von Stockum (etwa 35) zeichnen sich bei flacher Form durch einen noch spät geöffneten Nabel (von 0,2 cm bei 1 cm wie bei 1,7 cm Durchmesser) aus, sowie durch die Besonderheit einer flachen Lateralbucht der Anwachsstreifen und der meist zahlreichen Einschnürungen. Diese Merkmale scheinen sich aber im Alter abzuschwächen, die Übereinstimmung mit *Aganides? sciotoensis* Miller und Faber (J. P. Smith, 1903, S. 116, Taf. 8, Fig. 2, 3) wäre somit nur eine vorübergehende.

Aganides Gürichi Frech

1902. *Aganides Gürichi* Frech, S. 76, Taf. 3, Fig. 22.

A. Gürichi Fr., der schon aus den Dasbergschichten genannt wurde, steht den flacheren Formen von Stockum sehr nahe, scheint aber unter ihnen nicht vertreten zu sein. Seine ebenfalls abgeflachten Seiten konvergieren nach außen weniger als bei diesen. In der Lobenlinie will Frech einen Unterschied gegen *A.* (*Ixion* Hall =) *rotatorium* de Kon. gefunden haben. — Unter Vorbehalt rechne ich hierhin die flachgedrückten großen Goniatiten des Hangenbergschiefers, bei welchen die Anwachsstreifen dicht am Nabel nur wenig Rückbiegung zeigen, und von den Stücken aus den Kalkbänken des Hönnetals solche, welche an der Außenseite Andeutungen von Steinkern-Einschnürungen besitzen. — 3 Hasselbach, 1 Schaumberg, 2 Drewer in cuu_1 und 9 Öse, 10 Hönnetal, 1 Borke in cuu_2.

Gattung Gattendorfia Schindewolf

Schindewolf, der diese Gattung für die Art *subinvoluta* Mstr. aufstellte (1920, S. 124, Textfig. 1), benutzte sie zur Begründung seiner »*Gattendorfia*-Stufe«, die er zwischen »*Laevigites*-« und »*Wocklumeria*-Stufe« einschaltet. Es wurde bereits bemerkt, daß *G. subinvoluta* Mstr. im Sauerland in ganz anderer Lage, nämlich über der *Wocklumeria*-Zone, vorkommt. Schindewolf hat also die wahre Lebensdauer dieser Gattung und Art nicht gekannt und durfte nach seinen bisherigen Ergebnissen nicht gleich eine neue Stufe aufstellen. Hier wurde eine *Gattendorfia* bereits aus den obersten Dasbergschichten beschrieben; im Hangenbergkalk wird die Gattung weit häufiger.

Systematisch schließt sich *Gattendorfia* unmittelbar an *Aganides* an, sie verhält sich zu diesem ebenso wie *Gastrioceras* zu *Glyphioceras*

bezw. *Eumorphoceras*: die Einrollung wird schwächer und der Umschlagslobus rückt nach außen. Einen Beginn dieser Änderung zeigen bereits die Jugendformen von *Aganides infracarbonicus* Paeck. Die *Gattendorfia*-Arten des Hangenbergkalkes behalten die evolute Form bis zu einer Größe von ungefähr 1,5 cm, junge Exemplare können also auf den ersten Blick wohl für Clymenien gehalten werden.

Gattendorfia subinvoluta Mstr. sp.

Taf. 8, Fig. 7, 8

1839. *Goniatites subinvolutus* Münster, S. 23, Taf. 17, Fig. 2.
1902. *Sporadoceras subinvolutum* Mstr., Frech, S. 82, Taf. 3, Fig. 17.
1921. *Gattendorfia subinvoluta* Mstr., Schindewolf, S. 124, Textfig. 1.

Die Übereinstimmung mit Frech's Beschreibung und Abbildung ist vollständig. Auch die innere Lobenlinie eines Exemplars vom Hönnetal stimmt mit der Abbildung Schindewolf's überein. Dasselbe besitzt kräftige Schaleneinschnürungen mit einer von zwei Vorsprüngen begrenzten Außenbucht. Die Anwachsstreifen sind in ihrem ganzen Verlauf nach rückwärts geneigt, am stärksten nahe der Naht. Die Nabelkante ist gerundet. — 2 Öse, 4 (+ 16 Junge) Hönnetal, 4 (+ 10 Junge) Hangenberg, 2 Borke (jung), 1 (+ 4 Junge) Drewer.

Gattendorfia crassa n. sp.

Taf. 8, Fig. 9—11

Während bei der vorigen Art die größte Nabelweite mit 1,5 cm gemessen wurde, beträgt sie hier 0,8 cm und nimmt dann wieder etwas ab, wie die größten vorliegenden Stücke zeigen. Einem Schalendurchmesser von 3 cm entspricht eine Dicke dort von 1.3, hier von 2,3 cm. An der größeren Windungsdicke ist *G. crassa* auch in nur wenig herangewachsenen Exemplaren von *G. subinvoluta* zu unterscheiden, bei ganz jungen Individuen gelingt das nicht. In Lobenlinie und Anwachsstreifung besteht Übereinstimmung. 1 Öse, 7 Hönnetal, 1 Hangenberg, 1 Stockum. ?1 Drewer im Schiefer.

Gattendorfia n. sp.

Eine dritte Art ist nur aus Bruchstücken bekannt, so daß von einer Benennung noch abgesehen werden muß. Sie hat die flachste Gesamtgestalt und eine deutliche Abplattung der Seiten, die zudem Andeutungen unregelmäßiger Rippen tragen. 2 Öse, 2 Hönnetal, 4 Hangenberg.

?Wocklumeria distorta Tietze

Ein Skulpturensteinkern aus den liegendsten Hangenbergschiefern von Drewer. Es ist nicht ausgeschlossen, daß das Stück dort auf zweiter Lagerstätte eingebettet war.

Gattung Pseudarietites Frech

Bei der oberdevonischen Gattung *Glatziella* Renz konnte gezeigt werden, daß die Entstehung von Furchen beiderseits der Externseite mit dem äußeren Lateralvorsprung des Mundsaums zusammenhängt. Auf dem Weg über *Glatziella* ist auch *Pseudarietites* mit *Aganides* verwandt, mit welchem die Lobenlinie im wesentlichen über-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

einstimmt. Ob die durch die Furchen eingeengte Externseite (Kiel) herausgehoben oder eingesenkt ist, dürfte wohl keinen so grundsätzlichen Unterschied ergeben, wie ihn Renz (1913, S. 117) zwischen *Pseudarietites silesiacus* Frech und *Glatziella Helenae* Renz feststellen will. (*Gl. Helenae* var. *silesiaca* Renz ist die frühere »*Clymenia*« *solarioides* v. B.!) Das Lager von *Pseudarietites silesiacus* Fr. von Ebersdorf ist nicht genau bekannt.

Pseudarietites westfalicus n. sp.

Taf. 8, Fig. 12

Ps. westfalicus verhält sich zu *silesiacus* ungefähr wie *Glatziella Pasquayi* Renz zu *Gl. Helenae* Renz, d. h. der einzige Unterschied besteht in der stärkeren Einrollung. Die Berippung ist die gleiche. Die wenigen Beobachtungen über die Lobenlinie geben ein etwas wechselndes Bild, das aber im wesentlichen mit dem der schlesischen Art übereinstimmt. 12 Hönnetal, 9 Hangenberg.

Pseudarietites westfalicus var. **dorsoplana** n. var.

Taf. 8, Fig. 13

Die beiden Externfurchen können bei *Ps. westfalicus* ziemlich schwach werden. Bei 2 Stücken vom Hönnetal und 3 vom Hangenberg fehlen sie gänzlich, diese werden daher als einer Varietät angehörig betrachtet.

Gattung **Protocanites** n. g.

Unter den carbonischen Prolecaniten lassen sich drei Gruppen unterscheiden, wie ich 1921, S. 543 zeigte. Die älteste Gruppe, die des *Prolecanites Lyoni* M. u. W., glaubte ich mit Rücksicht auf die Zahl der Loben zu *Phenacoceras* stellen zu sollen; damit wurde aber die Reihe der carbonischen Prolecaniten zugunsten einer weniger guten Beziehung auseinander gerissen. Auch wer nicht dem Prinzip huldigt, Spezialisationsstufen eines Stammes als Gattungen zu trennen, wird in diesem Fall die Einführung neuer Gattungsnamen vorziehen, und so soll die Gruppe des »*Prolecanites*« *Lyoni* M. u. W. jetzt als *Protocanites* bezeichnet werden.

Protocanites ist von Jugend an evolut. Die Anwachsstreifen sind von der Naht aus ein wenig, außen nur kaum merklich zurückgebogen (Taf. 8, Fig. 18). Die Loben sind ELUKJ, eine schwache Andeutung eines zweiten Umschlagslobus kann auftreten. Die Naht liegt zwischen U und K. Außer *Pr. Lyoni* M. u. W. und *geigenensis* n. sp. sind *Pr. Gurleyi* Smith und *marshallensis* Winch. aus den nordamerikanischen Kinderhook-Schichten herzurechnen. So gefaßt, begreift die neue Gattung alle bisher bekannten Prolecaniten des älteren Untercarbons. Die Beziehungen zu *Phenacoceras* des jüngsten Oberdevons wurden bei der Beschreibung der Dasberg-Fauna (S. 122) erörtert.

Merocanites[1]) im Mittleren Untercarbon zeigt einen Speziali-

[1]) Während des Druckes erhielt ich Schindewolf's Arbeit über Untercarbon-Goniatiten aus Thüringen, in welcher über die Prolecaniten ähnliche Beobachtungen mitgeteilt werden. Für die beiden jüngeren Gattungen habe ich lediglich die von ihm gewählten Namen einzusetzen, gegenüber seiner Restgattung *Prolecanites* halte ich jedoch an dem oben eingeführten Namen *Protocanites* fest.

sationsfortschritt hauptsächlich im Auftreten eines zweiten Umschlagslobus, die Loben sind also ELU_1U_2KJ. Die Arten *compressus* Sow. und *Holzapfeli* Frech gehören hierher.

Metacanites zeigt wiederum etwas höhere Windungen und im Zusammenhang damit einen dritten Umschlagslobus, mitunter vielleicht noch einen vierten. Die Angehörigen dieser Gattung, *ceratitoides* v. B., *mixolobus* Phill. und *serpentinus* Phill., wurden nur im jüngeren Untercarbon gefunden.

Außerhalb des Sauerlandes und von Nordamerika abgesehen fand sich *Protocanites* bisher an drei Stellen. Spiegelhalter (1910, S. 506) beschrieb einen *Pr. Lyoni* M. und W. aus dem älteren Untercarbon des südlichen Schwarzwaldes. Dathe (s. oben, S. 115) erwähnte ein Stück, das Denckmann in einer Schicht über dem Clymenienkalk in Ebersdorf gesammelt hat; dies stellte sich auch als *Pr. Lyoni* M. u. W. heraus. Schließlich hat Leyh (1897, Taf. 97, Fig. 10) einen *Protocanites* von Geigen bei Hof abgebildet, auch aus dem älteren Untercarbon, aber vielleicht einer höheren Zone (Felsch 1911). In Übereinstimmung mit Leyh's Abbildung zeigt ein Geigener Exemplar des Geologischen Landesmuseums, an dem sich die ganze Lobenlinie freilegen ließ, einen Umschlagslobus, der an Größe dem Laterallobus kaum nachsteht. Bei *Pr. Lyoni* M. u. W. kommt das nicht vor, es handelt sich also um eine neue Art, die *Protocanites geigenensis* n. sp. zu bezeichnen sein wird.

Protocanites Lyoni M. u. W. sp.

Taf. 8, Fig. 14—18.

1901. *Prolecanites Lyoni* M. u. W., Frech, S. 64, Textfig. 21c.
1903. » » » » » , Smith, S. 54, Taf. 16, Fig. 18; Taf. 19, Fig. 9—11.
1910. » cf. *Lyoni* M. u. W., Spiegelhalter, S. 508, Textfig. 1, 2.

Die innere und äußere Lobenlinie ließ sich an fünf Exemplaren beobachten, es ist also ein einigermaßen sicheres Urteil über die sauerländische Form möglich. Danach steht sie der amerikanischen Form so nahe, daß eine Abtrennung auch nur als Varietät nicht angezeigt erscheint. Formänderungen im Alter wurden nicht beobachtet, etwa halb so große Stücke haben dieselbe Gestalt wie das, welches J. P. Smith abgebildet hat. Die scharfen Anwachslinien haben eine kräftige Rückneigung an der Naht und eine flache Externbucht. Die Lobenlinie des größten Bruchstückes (Fig. 14) zeigt eine Abweichung: Lobus U ist schmaler, K breiter als in der Figur 18, Taf. 16 bei J. P. Smith; vergleicht man jedoch die anderen Stücke, so sieht man, daß dieses Merkmal ebenso wie die bedingende Ursache, das Maß der Einrollung und die Lage der Naht, einer gewissen Schwankung unterliegt. Am stärksten eingerollt ist das Stück von Ebersdorf. 11 Hönnetal, 7 Hangenberg.

Gattung Postclymenia n. g.

Mäßig weitgenabelte Clymenien, die sich in ihren Merkmalen an *Cymaclymenia striata* Mstr. anschließen. Die Anwachsstreifen zeigen den gleichen starken äußeren Lateralvorsprung. Auch der Laterallobus zeigt die gleiche Form, gebogenen Innen- und steil auf-

steigenden Außenschenkel. Als neues Merkmal tritt ein kleiner Externlobus hinzu.

Nach erneuter Prüfung des Göttinger Materials und mit Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse glaube ich von der vorläufigen Bestimmung »cf. *Pseudoclymenia*« (1920, S. 294) abgehen zu können. Der Externlobus ist tatsächlich nicht so spitz, daß man den Sipho dahinter vermuten müßte.

Postclymenia, der einzige Nachläufer der im obersten Oberdevon noch so reich entwickelten Clymenien, ist im Sauerland auf den unteren Teil der Hangenbergschichten beschränkt. Alles was bisher aus der Étroeungt-Stufe an Clymenien genannt wurde, scheint dieser Gattung, vielleicht nur einer Art, anzugehören.

Postclymenia evoluta Frech sp.

Taf. 8, Fig. 19—21.

1888. *Clymenia* sp., Gosselet, S. 549.
1881. » Kayser, S. 89.
1897. » *evoluta* Frech, S. 179 (Fußnote)
1913. » *striata* Mstr., Paeckelmann, S. 207 (partim).

Soviel mir bekannt geworden ist, haben stets nur Skulpturensteinkerne vorgelegen, teilweise wie jetzt von Drewer mit Resten der Lobenlinie. Mit Rücksicht auf die stratigraphische Wichtigkeit dieser Art hat ihr Frech vorläufig ohne Beschreibung einen Namen gegeben. Daß das Material von Drewer tatsächlich mit den von ihm gemeinten Funden von Étroeungt übereinstimmt, kann zunächst nur durch Vermittlung eines Velberter Stückes erschlossen werden; das von Holzapfel gesammelte bessere Velberter Material ist zu Straßburg jetzt leider in französischen Händen. — Die Form ist weit stärker evolut als *Cymaclymenia striata* Mstr., ungefähr so, daß die Nabelweite der Mündungshöhe gleicht. Nabelwand und Externseite sind gerundet, die Seiten wenig abgeplattet. Anwachsstreifen und Lobenlinie wie für die Gattung beschrieben. — 1 Velbert, 1 Mirker Hain bei Elberfeld (»Blaugraue Schiefer im Liegenden des Étroeungt«), 12 Am Haken bei Elberfeld (gleicher Horizont), 26 Drewer, wo die Art in den Hangenbergschiefern sehr häufig ist.

Orthoceras sp.

Bei Stockum sind Orthoceren von außerordentlicher Kleinheit häufig, die oberflächlich für Tentaculiten gehalten werden könnten. — Ziemlich große glatte Orthoceren fanden sich in einigen Exemplaren bei Öse und im Hönnetal.

Oxydiscus cyrtolites Hall

Taf. 8, Fig. 22

1866. *Bellerophon cyrtolites* Hall, Meek und Worthen, S. 160, Taf. 14, Fig. 8.
1899. *Tropidodiscus* » » , Weller, S. 39, Taf. 5, Fig. 8, 9.
1909. *Oxydiscus* » » , Grabau-Shimer, S. 616.

Die kleinen Schälchen sehen in der Form dem ähnlich, was Phillips (1836, S. 237, Taf. 20, Fig. 63, 64) als Goniatiten beschreibt,

deshalb wurde zunächst durch einen Sagittalschliff festgestellt, daß es sich um ungekammerte Schalen handelt. Bei genauerer Betrachtung zeigten sich Reste einer merkwürdigen Skulptur: ein Liniensystem mit starkem Lateralvorsprung und winklig angesetzter tiefer Externbucht besteht aus sehr feinen engstehenden Rippen, ein zweites System, aus den Anwachsstreifen gebildet, setzt spitzwinklig über dieses weg. — Die Windungen sind stark anwachsend und haben flache Seiten, die in einem dachförmig ein wenig abgestumpften Kiel zusammenstoßen.

Die Übereinstimmung mit der nordamerikanischen, in den Kinderhook-Schichten sehr verbreiteten Form ist unzweifelhaft, da auch dort der Knick in den Rippen (Meek u. Worthen, 1866, S. 160) und die zweierlei Skulptur bemerkt wurde, die nach Weller (1899, S. 39) der Schale »a very beautiful cancellated appearance« gibt. Der Außensinus der Rippen ist bei den vorliegenden kleinen Exemplaren winkelig, während er bei der amerikanischen Form gerundet sein soll; dieser kleine Unterschied kann aber dadurch vorgetäuscht sein, daß in Amerika erwachsenere Tiere beschrieben wurden. 2 Hangenberg, 6 Stockum.

Pleurotomaria (Mourlonia) Henkei n. sp.

Taf. 8, Fig. 23

Höhe und Breite sind ungefähr gleich, die Windungen rund, die Naht tiefliegend. Von der Naht und von der Unterseite aus zum Schlitzband verlaufen die Anwachsstreifen unter zunehmender Rückbiegung. Das Schlitzband nimmt ungefähr das mittlere Fünftel zwischen zwei Nähten ein. Der Nabel ist geschlossen. — Ähnliche Formen wurden schon verschiedentlich beschrieben, eine solche bildet Goldfuss aus dem Kohlenkalk von Ratingen ab (S. 66, Taf. 184, Fig. 7); diese *Pl. Goepperti* Gldf. hat ein tieferliegendes breiteres Schlitzband und einen undeutlichen Nabel. *Mourlonia Goldfussi* de Koninck (1883, Taf. 29, Fig. 11—13) und *Pleurotomaria vittata* Phill. (Holzapfel, 1889, S. 50, Taf. 6, Fig. 14) haben einen offenen Nabel und eine niedrigere Spirale. — 16 Stockum.

Pleurotomaria (Antitrochus) cf. **contraria** Mstr.

Taf. 8, Fig. 24

Vergl. Münster 1840, S. 87, Taf. 15, Fig 13.

1 Hangenberg.

Posidonia venusta Mstr.

Posidonia venusta Mstr. ist in den Hangenberg-Kalken nicht selten, in den darunter liegenden Schiefern weitaus das häufigste Fossil. Bei Drewer ist eine Kalkbank an der Grenze beider Schichten ganz erfüllt mit sehr kleinen Schalen (nur etwa 0,2 cm) dieser Art. Sonst ist die Größe um 0,5 cm in den Schiefern, bis zu 0,3 cm im Kalk vom Hönnetal. An den meisten Fundpunkten des Schiefers findet man die aufgeklappten Schälchen noch im Zusammenhang, was ich bei den oberdevonischen Vorkommen nie beobachten konnte. In der Form ließ sich kein Unterschied gegen diese feststellen. In

den englischen Pilton-beds und in der Étroeungt-Stufe von Frankreich und vom Niederrhein ist *P. venusta* Mstr. nicht bekannt, ihr Fehlen in den Étroeungt-Schiefern von Elberfeld glaubte Paeckelmann 1913, S. 152 für die Altersbestimmung verwerten zu können. Neuerdings hat sich die Art jedoch auch bei Elberfeld gefunden, und an der Seiler bei Iserlohn ist sie mit echt carbonischen Brachiopoden vergesellschaftet. In die Erdbacher Schichten reicht sie nicht hinauf.

Sedgwickia? rostrata n. sp.

Taf. 8, Fig. 25

Kleine Muscheln von 0,4—0,9 cm Länge. Schale sehr ungleichseitig, Vorderende schnauzenförmig verschmälert, Unterrand eingebogen, Schloßrand gerade. Die Skulptur besteht aus Anwachsstreifen von mäßiger Stärke. Vor und hinter dem Wirbel je eine deutliche Lunula. Soweit erkennbar, scheinen Schloßzähne nicht vorhanden zu sein. Die Ähnlichkeit mit den *Sedgwickia*-Arten des Untercarbons von Irland ist nicht groß, trotzdem ließ sich die vorliegende Form auf keine andere Art beziehen als auf *S. minima* M'Coy (1862, S. 61, Taf. 8, Fig. 17). Der Form nach könnte auch eine *Cypricardinia* vorliegen. — 11 Stockum.

Conocardium sp.

Ein mangelhaft erhaltenes Stück vom Hangenberg.

Ontaria costulata Mstr. sp.

Taf. 8, Fig. 26—28

1834—40. *Cardium costulatum* Mstr., Goldfuss, S. 207, Taf. 143, Fig. 4.
1840. » ? » Münster, S. 65.
1871. » » Mstr., Tietze, S. 145, Taf. 17, Fig. 30.
1897. *Cardiola costulata* Mstr., Frech, Taf. 36, Fig 11.

Es ist recht mißlich, daß die Fülle der »*Cardium*«-Arten noch keine Sichtung erfahren hat, welche Graf Münster aus den Clymenienkalken des Fichtelgebirges gefördert hat; bei reichlicherem Material werden sich manche als zusammengehörig erweisen. Ob die obigen Angaben sich vielleicht auch auf Stücke aus den Äquivalenten des Hangenbergkalkes beziehen, wird wohl nicht mehr festzustellen sein; von Ebersdorf liegen zwei Exemplare auf einem Handstück mit *Protocanites Lyoni* aus der hangendsten Kalkschicht vor. — Die vorliegende Form ist ungleichklappig, rechte Schale stärker gewölbt als die linke; das ist übrigens, nach der Abbildung bei Goldfuss zu schließen, bei dem Original auch der Fall. Form hochoval, Wirbel stark vorgekrümmt; die Hinterecke beträgt fast 180° wie bei *Praecardium*, so daß die Rippen des hinteren Schalenteils dem Rande parallel laufen. Die Skulptur besteht aus etwa 40 Radialrippen, die sich scharf von den ebenen (nicht immer doppelt so breiten) Zwischenräumen absetzen. Vorne und am Steinkern sind die Rippen schwach. Bei einem Stück aus dem Hönnetal zeigen die Rippen nicht rundbogigen, sondern dachförmigen Querschnitt. Sowohl im Schiefer wie im Kalk der Hangenbergschichten: 1 Hasselbach, 7 Hönnetal, 12 Hangenberg, 1 Drewer.

Ontaria centurio n. sp.

Taf. 8, Fig. 29—31

Die Verwandtschaft dieser Form mit der vorigen ist nicht zu verkennen, die Unterscheidung jedoch stets möglich. Beide Klappen sind gleich hoch gewölbt, fast wie bei *Cardiola inflata* Holz. (Beushausen, 1895, S. 351, Taf. 37, Fig. 7—9), der Wirbel jedoch nicht aufgebläht wie dort (Fig. 8). Die Form ist hochoval, der Wirbel wenig vorgekrümmt, die Hinterecke stumpfwinklig. Eine schmale Area scheint vorhanden zu sein. Die Radialrippen haben keine Zwischenräume und keine Kanten, ihre Zahl beträgt ungefähr 100. Konzentrische Skulptur kann hinzutreten. Der Steinkern ist mit Ausnahme des Stirnrandes glatt. Die oben genannte ältere »*Cardiola*« *inflata* Holz. besitzt Rippenzwischenräume. Von den Münster'schen Arten ist »*Cardium?*« *tenuistriatum* Mstr. (Goldfuss, 1844, S. 206, Taf. 143, Fig. 3) der neuen Art am ähnlichsten, hat jedoch eine kürzere und breitere Form, während umgekehrt »*Cardiola*« *sublaevis* Tietze (1871, S. 146, Taf. 17, Fig. 32) am Schloßrand wesentlich schmaler ist. *Cardiopsis radiata* M. u. W. (Weller, 1899, S. 30, Taf. 3, Fig. 5—6) und *Cardiopsis? erectus* Weller (1899, S. 31, Taf. 3, Fig. 3—4) haben beide einen niedrigeren bezw. stärker eingerollten Wirbel. — *O. centurio* gehört zu den häufigsten und verbreitetsten Arten in den oberen und unteren Hangenbergschichten: 9 Hasselbach, 4 Öse, 20 Hönnetal (davon 1 aus dem Schiefer), 24 Hangenberg, 2 Borke, 33 Stockum, 3 Drewer (aus Kalk und Schiefer; weitere 9 Exemplare im Göttinger Museum).

Lingula mytiloides Sow.

1858—1863. *Lingula mytiloides* Sow., Davidson, S. 207, Taf. 48, Fig. 29—36.

1 Schaumberg (Grürmannsheide), 1 Hönnetal.

Orthothetes crenistria Phill.

1902. *Orthothetes crenistria* Phill., Drevermann, S. 515.

Nur aus den Hangenbergschiefern: 1 Hasselbach, 2 Schaumberg, 1 Drewer.

Chonetes Hardrensis Phill.

1858—63. *Chonetes Hardrensis* Phill., Davidson, S. 189, Taf. 47, Fig. 25.
1902. » *perlata* de Kon., Drevermann, S. 517.
1913. » » » , Paeckelmann, S. 321.

Die Stücke sind nicht gut genug erhalten, um zur Frage der Abgrenzung der Arten *perlata* de Kon., *hardrensis* Phill. und *laguessiana* de Kon. neues Material zu liefern. Die Berippung ist im allgemeinen ziemlich eng. 6 Schaumberg, 1 Öse, 1 Hönnetal, 1 Borke, 10 Stockum.

Productus margaritaceus Phill.

Taf. 8, Fig. 32

1862. *Productus margaritaceus* Phill., Davidson, S. 159, Taf. 44, Fig. 5—8.
1844. » » » , de Koninck, S. 168, Taf. 8b, Fig. 5.

Die Übereinstimmung mit der Art des englisch-belgischen Kohlenkalkes ist in der Skulptur vollkommen, nur die Ohren sind an dem vorliegenden Stück etwas stärker abgesetzt. Ein gut erhaltenes Exem-

plar und ein Bruchstück aus dem Hohlwege zwischen Aprike und Riemke.

Productus aff. concentricus Sarres

Taf. 8, Fig. 33

Nur eine flache Schale von Aprike-Riemke. Mit der kürzeren Form des *Pr. concentricus* Sarres, welche Kayser (1881, Taf. 3, Fig. 3) abbildet, ließe sie sich wohl identifizieren, wenn nicht die Randstacheln zum Schloßrand mit 90° statt wie dort mit etwa 60° stünden. Von Oberflächenstacheln ist nur einer auf jeder Seite festzustellen.

Spiriferina tarpata n. sp.

Taf. 8, Fig. 34—36

Der innere Bau ist nicht bekannt. Die Schalen sind stark gewölbt, ungefähr so breit wie lang, der Schloßrand etwas kürzer. Der Sinus ist breit und der Sattel erscheint, da die benachbarten Rippen sich ihm fast als zu einer Einheit anfügen können, noch breiter. Demgegenüber erscheinen die Flügel kurz gestutzt (»*tarpatus*«). Die Armklappe besitzt neben dem durch eine Furche geteilten Sattel jederseits 6 Rippen; der Sinus der Stielklappe ist rinnenartig vertieft, ohne Gliederung, jederseits von ihm sind nur 4 Rippen erkennbar. Die Area liegt schräg und ist etwas gekrümmt, ihre Kanten sind gerundet. Die Anwachsstreifen treten deutlich hervor.

Zum Vergleich kommen in Betracht »*Spiriferina*« *insculpta* Phill. und *minima* Sow. (Davidson, 1863, S. 40 u. 42, Taf. 7, Fig. 48—55 u. 56—59), von denen die erste etwas weniger, die zweite etwas mehr Rippen besitzt; außerdem aber ist der Sattel bei der ersten nicht, bei der zweiten durch zwei Furchen geteilt. Größer und wichtiger ist die Ähnlichkeit mit zwei Formen der nordamerikanischen Kinderhook-Fauna, »*Delthyris*« *Missouriensis* Weller (1906, S. 445, Taf. 1, Fig. 23—26) und *Spirifer cooperensis* Swallow (Meek u. Worthen, 1866, S. 155, Taf. 14, Fig. 5); beiden fehlt nur die Sattelfurche. — 14 Stockum.

Spirifer (Martinia) Urii Flem.

1841. *Spirifer unguiculus* Phillips, S. 69, Fig. 119.
1863. » *Urii* Flem., Davidson, S. 58, Taf. 12, Fig. 13, 14.

1 Schaumberg, 1 Hönnetal, 1 Hangenberg, 5 Stockum.

Athyris (Cleiothyris) Royssii Lév.

1863. *Athyris Royssii* Lév., Davidson, S. 84, Taf. 18, Fig. 1—11.

Nur undeutliche kleine Exemplare: 2 Schaumberg, 2 Öse, 1 Hönnetal, 3 Hangenberg, 3 Drewer.

?Retzia radialis Phill.

Nur zwei winzige und deshalb nicht sicher bestimmbare Exemplare von Stockum.

Cyathaxonia cornu Mich.

1851. *Cyathaxonia cornu* Mich., Edwards-Haime, S. 320, Taf. 1, Fig. 3.

Über Unterscheidung von der Art der Dasbergschichten s. oben. 1 Hangenberg, 8 Drewer.

Zaphrentis cf. **Omaliusi** Edw.-Hme.

Zahl und Stellung der Septen sind ungefähr so wie bei der Art des belgischen Kohlenkalks, die Edwards und Haime (1851, S. 337, Taf. 5, Fig. 3) beschrieben haben. 11 Drewer.

Zaphrentis aff. **Bowerbanki** Edw.-Hme.

Eine niedrige Art mit breitem Kelch, ausgezeichnet durch ein nach innen verdickt vorspringendes Primärseptum, wie es ähnlich bei *Z. Bowerbanki* Edwards-Haime (1852, S. 170, Taf. 34, Fig. 4) erscheint. 3 Drewer.

Amplexus sp. a (aff. **coralloides** Sow.)

1921. *Amplexus coralloides* Sow., Schmidt, S. 295.

Bei genauerer Prüfung erweisen sich die *Amplexus*-Arten des Hangenberg-Kalks von Drewer als durchaus selbständig gegenüber denen des belgischen Kohlenkalks. Eine Neubenennung dieser und der folgenden Arten würde die Bearbeitung eines reicheren Materials voraussetzen und muß daher vorläufig unterbleiben. Die vorliegende Art ist von *A. coralloides* Sow. (Edwards-Haime, 1852, S. 173, Taf. 36, Fig. 1) durch die geringere Zahl und die unregelmäßigere Stellung der Septen unterschieden. Auch ist der Kelch nicht ganz so flach, der oberste Querboden liegt doch etwas eingesenkt. — 4 Drewer.

Amplexus sp. b

Ein Bruchstück von 4 cm Länge und 1,5 cm Durchmesser, also dicker als die vorige Art. Die dort wohl entwickelte Epithek fehlt gänzlich, die Oberfläche ist wulstig. Die Mündungsform scheint der vorigen Art ähnlich zu sein, die Böden stehen sehr dicht.

Amplexus sp. c

Wohl die häufigste Art bei Drewer, 9 Stücke liegen vor. Die Mittelböden nehmen kaum die Hälfte des Durchmessers ein. Die Zahl (etwa 20) und die unregelmäßige Stellung der Septen erinnert an *Amplexus* sp. a, aber der Kelch ist hier tiefer als breit.

Pleurodictyum Dechenianum Kays.

1920. *Pleurodictyum Dechenianum* Kays., Schmidt, S. 295.

Die Art fand sich bisher im Culm von Aprath (Kayser, 1881, S. 84, Taf. 3, Fig. 20, 21) und in den Geigenschichten bei Hof (Leyh, 1897, S. 541). — 5 Drewer.

Cladochonus Michelini Edw.-Hme.

1920. *Cladochonus Michelini* Edw.-Hme., Schmidt, S. 295.

Ebenfalls eine carbonische Art. — 7 Drewer.

Ergebnisse und Folgerungen

Im stratigraphischen Teil wurde die Lage der Dasberg- und Hangenbergschichten zueinander und im Verband dargestellt. Ob zwi-

schen beiden im Sauerland eine stratigraphische Lücke besteht, mußte die Untersuchung der Faunen lehren, der schroffe Gesteinswechsel in den Profilen ließ eine solche Möglichkeit wohl zu. Die beiden Faunen erwiesen sich als in sich durchaus einheitlich, voneinander aber so verschieden, daß ihnen nichts anderes gemeinsam ist als *Posidonia venusta* Mstr., einige Brachiopoden und der wenig ausgezeichnete *Aganides Gürichi* Frech, von einer *Wocklumeria distorta* Tietze im Geröllhorizont von Drewer abgesehen. Eine Verwandtschaft beider Faunen zeigt sich aber in einer Anzahl von Gattungen, *Cyrtosymbole, Aganides* und *Gattendorfia,* wenn also eine stratigraphische Lücke vorhanden sein sollte, so ist sie sicherlich nicht groß.

In der Literatur finden sich vielfach Angaben, nach welchen zwischen Clymenienkalk und Untercarbon noch irgend welche Serien von Cypridinenschiefern einzureihen wären. Für alle diese Angaben konnte festgestellt werden, daß diese Cypridinenschiefer nur facielle Vertretungen der Dasberger Kalke oder häufiger noch älterer Schichten sind. Wo sie tatsächlich von Clymenienkalk unterlagert werden, wie im Urfetal (Kellerwald), bei Zellerfeld und Büchenberg (Harz), hat sich das Liegende als Unterer Clymenienkalk (Hembergschichten) herausgestellt.

Die Dasbergschichten des Sauerlandes nebst den Fundpunkten bei Elberfeld und Wildungen enthalten die folgenden 128 Formen (unter ihnen 16 hier erstmalig beschriebene):

Cyrtosymbole avita R. u. E. Richt.
» *bergica* Rd. Richt.
» *conifera* R. u. E. Richt.
» *octofera* R. u. E. Richt.
» *warsteinensis* R. u. E. Richt.
» *wildungensis* R. u. E. Richt.
Drevermannia carnica Rd. Richt.
» *Schmidti* Rd. Richt.
Typhloproetus subcarinthiacus Rd. Richt.
» *Gortanii?* Rd. Richt.
» *costifusus* R. u. E. Richt.
Perliproetus marginatus Mstr.
» *gradatus* R. u. E. Richt.
Channoproetus palensis Rd. Richt.
Proetus (subg.?) *eulenspiegeli* R. u. E. Richt.
Phacops granulatus Mstr.
» » *limboculus* R. u. E. Richt.
» » *posidoniae* Gür.
» *cryptophthalmus* Emmr.
» *limbatus limbatus* Rt. Richt.
» » *griffithides* R. u. E. Richt.
» aff. *anophthalmus* Frech.
Eurychilina rhenana Paeck.
» *parvula* Paeck.
Richterina striatula Rt. Richt.
» *costata* Rt. Richt.
» *hemisphaerica* Rt. Richt.
» *dichotoma* Paeck.
Aganides sulcatus Mstr.
» » var. *lirata* n. v.
» » » *biimpressa* n. v.
Aganides ? Yakowlewi Wdk. sp.
» *Gürichi* Frech
» *quadripartitus* Mstr.
» n. sp.
Glatziella nucleus n. sp.
Gattendorfia globularis n. sp.
Wocklumeria sphaeroides Richt. sp.
» *distorta* Tietze sp.
Phenacoceras sp.
Sporadoceras acutolaterale Sdb.
» *orbiculare* Mstr. em.
» *angustisellatum* Wdk.
» *contiguum* var. *posthuma* Wdk.
» *cucullatum* v. B.
Tornoceras (*Pseudoclymania?*) *Escoti* Frech
Platyclymenia Inostranzewi Loew.-Less.
» *piriformis* n. sp.
» *acuticostata* Mstr.
Genuclymenia hexagona Wdk.
Lenticlymenia Lotzi Wdk. sp.
» *involuta* var. *gracilis* n. v.
Cyrtoclymenia tetragona n. sp.
» *angustiseptata* Mstr.
» *lata* Mstr.
» *plicata* Mstr.
» *acuta* n. sp.
» *? dubia* Loew.-Less.
» *laevigata* Mstr.
Costaclymenia Wysogorskii Frech. sp.
Cymaclimenia striata Mstr.
» » var. *serpentina* n. v.

Cymaclymenia dorsocostata Mstr.
» *ornata* Mstr.
» *bilobata* Mstr.
Oxyclymenia undulata Mstr.
» » var. *subundulata* Wdk.
» » » *planorbiformis* Mstr.
» » » *Wocklumeri* Wdk.
» » » *serpentina* Mstr.
» » » *coronata* n. v.
» *bisulcata* Mstr.
» *bidorsata* n. sp.
Sellaclymenia angulosa Mstr.
» *spinosa* n. sp.
Gonioclymenia Hoevelensis Wdk.
» *Kiliani* Wdk.
» *subcarinata* Mstr.
» » var. *Cottai* Mstr.
» » » *praematura* Wdk.
» *Tornquisti* Wdk. em.
» *Torleyi* Wdk.
» *interrupta* Mstr.
» » var. *dasbergensis* Wdk.
» cf. *Uhligi* Fr.
» *subarmata* Mstr.
» *speciosa* Mstr.
» *plana* Mstr.
Schizoclymenia intermedia Mstr.
Orthoceras angustiseptatum Gümb.
» *cinctum* Mstr.
» *calamiteum* Mstr.
» *pseudoregulare* Wdk.
» cf. *cingulum* Hall
» *lineare* Mstr.
» *striatulum* Mstr.
Orthoceras ? sp. ind.
cf. *Jovellania* sp.
cf. *Actinoceras* sp.
Bellerophon sp.
Pleurotomaria sp. sp.
Euomphalus loricatus n. sp.
Naticopsis sp.
Loxonema arcuatum Mstr.
» cf. *Hallii* Whidb.
Streblopteria? cf. *piltonensis* Whidb.
Posidonia venusta Mstr.
Loxopteria laevis Fr.
» *? dispar* Sdbg.
Myalinoptera sp.
Nucula plicata Phill.
Ctenodonta sinuosa de Rykh.
Buchiola retrostriata v. B.
» *palmata* Gldf.
Ontaria Clymeniae Beush. sp.
» (?) *arciformis* Beush. sp.
Chaenocardiola marsica n. sp.
» *elongata* n. sp.
» sp.
Liorhynchus subcurvata Richt.
» (?) *equitans* n. sp.
Dalmanella interlineata Phill.
Orthothetes crenistria Phill.
Strophalosia productoides Murch.
Chonetes perlata M'Coy
Triacrinus sp.
Petraia descussata Mstr.
» *radiata* Mstr.
Cyathaxonia sp.

Selten findet sich eine fossile Fauna so gleichförmig in weiter Verbreitung wie diese. In ihren Grundzügen gleichartig findet sie sich wieder in Thüringen (Rt. Richter 1856)[1]), im Fichtelgebirge

[1]) Bei Vergleichung des im Geologischen Landesmuseum befindlichen Reinhart Richter'schen Originalmaterials, das zum größten Teil den Gonioclymenienschichten des Bohlen bei Saalfeld entstammt, gelangte ich zu folgenden Neubestimmungen:

A) »Kalkfauna«

	Richter 1856		Schmidt 1921
1.	*Cytherina striatula* R.	=	*Richterina striatula* R.
2.	» *hemisphaerica* R.	=	» *hemisphaerica* R.
	(weitere Arten beschrieb Richter 1869, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 21)		
8—26.	*Orthoceratites*, 19 Arten	=	*Orthoceras* sp. ind.
27.	*Phragmoceras laterale* R.	=	*? Cyrtoceras* sp.
43.	*Clymenia brevicostata* Mstr.	=	*Platyclymenia brevicostata* Mstr.
31.	» *angustoseptata* Mstr.	=	*Cyrtoclymenia angustiseptata* Mstr.
34, 31.	» *compressa* R., *plicata* Mstr.	=	» *lata* Mstr.
35—38.	» *adversa* R., *bilobata* Mstr., *sinuata* R., *laevis* R.	=	*Cymaclymenia bilobata* Mstr.
41, 39.	» *striata* Mstr., *obesa* R.	=	» *striata* Mstr.
40.	» *planorbiformis* Mstr.	=	*Oxyclymenia undulata* Mstr.
32.	» *bisulcata* Mstr.	=	» *bisulcata* »
42.	» *subarmata* Mstr.	=	*Costaclymenia binodosa* »

(Münster, Gümbel, Schindewolf), bei Ebersdorf in Schlesien, ferner bei Cabrières (Frech 1887), bei Petherwin (Phillips 1841), in den karnischen Alpen (Gortani 1907) und im Ural (Loewinson-Lessing 1892).

51.	*Goniatites trullatus* R.	= *Gonioclymenia biimpressa* v. B.
52.	» *subarmatus* Mstr.	= » *subarmata* Mstr.
50.	» *Bucklandi* Mstr.	= » *speciosa* »
45.	» *intermedius*	= *Schizoclymenia intermedia* »
46.	» *Bronni* Mstr.; v. Gümbel 1862 als *G. hercynicus* beschrieben	= *Sporadoceras cucullatum* v. B.
48.	» *sulcatus* Mstr.	= *Aganides sulcatus* Richt.
49.	» *sphaeroides* R.	= *Wocklumeria sphaeroides* R.
33.	*Clymenia polytrichus* R.	= *Tornoceras Escoti* Frech
55.	*Euomphalus serpuloides R.*	= »*Porcellia*« *retrorsa* Mstr.
56.	*Melania limnaearis* Mstr.	= *Holopella* sp.
7.	*Bellerophon striatus* Gldf.	= *Bellerophon* sp.
57.	*Cardium problematicum* Mstr.	= *Ontaria* sp.
58, 62.	*Sanguinolaria sulcata* Mstr., *Posidonia venusta* Mstr.	= *Posidonia venusta* Mstr.
64, 65.	*Terebratula rotunda* Mstr.	= *Liorhynchus rotundata* Mstr.
	» *rotundata* »	
67, 63.	» *subcurvata* Mstr., *obovata* »	= » *subcurvata* Richt.
60, 69.	*Actinocrinus striatus* Mstr., *Cyathocrinus dubius* »	= Crinoidenstielglieder
70.	*Cyathophyllum* sp.	= *Petraia decussata* Mstr.
71.	» »	= *Cyathaxonia* sp.?

Ausgelassen wurden die Nummern 47 und 53 als sicher anderen Schichten angehörig und 28, 29, 44, 54, 59, 60, 61, 66 als unbestimmbar. Nach neueren Funden ergänzt sich die Liste durch:

Cyrtoclymenia laevigata Mstr.
Cymaclymenia ornata »

B) »Schieferfauna«

16.	*Acmaea depressa* R.	= *Acmaea depressa* R.
20.	*Cardium* sp.	= *Buchiola* sp.
21, 22, 24, 25, 26, 27.	*Cardiomorpha tellinaria* Gldf., *Sanguinolaria aequalis* R., *Avicula leptotus* R., *Pterinea subradiata* R., *? Bakewellia manipularts* R., *? Posidonomya intercostalis* R.	= *Posidonia venusta* Mstr.
28.	*Terebratula silicula* R.	= *Liorhynchus rotundata* Mstr.
29.	» sp.	= *Athyris* sp.
30.	*Orthis* sp. (II, Fig. 68, 69)	= *Strophalosia productoides* Murch.
31.	» (II, Fig. 70)	= *? Strophеodonta* n. sp.
33.	» *interlineata* Sow.	= *Dalmanella interlineata* Sow.
34.	*Chonetes nana* Vern.	= *Chonetes perlata* M'Coy
35.	*Productus Murchisonianus* de Kon.	= » *polita* »
37—48.	Crinoiden, von 4 Arten sind Kelche abgebildet.	= davon sind nach Bestimmungen von Jaeckel Nr. 37 zwei Arten *Cosmocrinus*, 41 ein *Melocrinus*.
49.	*? Cladocora* sp.	= *Cladochonus* sp.
50.	*Cyathophyllum* sp.	= *Petraia radiata* Mstr.

Manche der aufgeführten Arten dürften tieferen Schichten angehören; nach der Angabe »Unterer Cypridinenschiefern« ist das sicher der Fall bei den hier nicht genannten Nummern 10—14 und 17—19. Unbestimmbar sind 15, 23, 32, 36, 38—42, 51—61.

Wie weit die Einheitlichkeit der Fauna durch die verschiedenen Horizonte der Dasbergschichten geht, das kann natürlich nur für genau horizontierte Aufsammlungen festgestellt werden, die Mehrzahl der Fundorte, die keine fossilreichen vollständigen Profile aufweisen, sind dafür ungeeignet. Von Wedekind's Abteilungen des Oberdevons sind Vα, Vβ und VI herzurechnen. Bei Besprechung der untercarbonischen Gattendorfien wurde bemerkt, daß die *Gattendorfia*-Stufe, die Schindewolf zwischen Wedekind's V und VI einschieben will, nicht zu halten sei. Überhaupt dürfte es kaum möglich sein, daß man über die wahre Lebensdauer fossiler Gattungen je völlig unterrichtet wird, stratigraphische Stufen durch eine solche Unbekannte zu definieren, ist daher mißlich; »Stufe« ist am besten immer eine Zusammenfassung von Zonen.

Die häufigsten Fossilien der Dasbergschichten gehen von unten bis oben durch. In der Gegend des Hönnetals führt die hangendste Bank, stets weniger als 1 m mächtig, *Wocklumeria sphaeroides* Richt., *Glatziella nucleus* n. sp. und *Oxyclymenia undulata* var. *Wocklumeri*, die darunter nicht gefunden wurden. Nach unseren Begriffen können wir diese nicht mit Wedekind als Stufe, sondern nur als eine Zone ansprechen. Den Rest gliedere ich unabhängig von Wedekind in zwei Zonen nach dem Vorkommen seltenerer Fossilien und nehme an, daß die Sandsteine von Höcklingsen und die sandigen Schiefer oberhalb des Hönnetal-Bahneinschnitts ungefähr an der Grenze zwischen diesen liegen. Die Zonenfossilien sind:

toDγ: *Wocklumeria sphaeroides* Richt. und *Glatziella nucleus* n. sp.
toDβ: *Gonioclymenia speciosa* Mstr. und *Cymaclymenia ornata* Mstr.
toDα: *Gonioclymenia hoevelensis* Wdk. und *Platyclymenia acuticostata* Mstr.

Die Hangenbergschichten bestehen aus einer unteren Abteilung mit Schiefern oder Grauwackensandsteinen und einer oberen mit knolligen Kalken, die erheblich reicher an organischen Resten ist. Die obere Abteilung führt aber keine Clymenien mehr, und so kann man folgende Zonen unterscheiden:

cuuβ mit *Pseudarietites westfalicus* n. sp.,
cuuα mit *Postclymenia evoluta* Frech.

Die 42 Arten umfassende Fauna besteht zum größeren Teil aus neuen Formen, von denen 10 benannt und beschrieben wurden.

Cyrtosymbole drewerensis R. u. E. Richt. in litt.
» *abruptirhachis* R. u. E. Richt. in litt.
Phillipsia submonstrans R. u. E. Richt. in litt.
Aganides infracarbonicus Paeck.
» *ornatissimus* de Kon.
» *carinatus* n. sp.
» *Gürichi* Frech
» cf. *sciotoensis* M. u. F.
Gattendorfia subinvoluta Mstr.
» *crassa* n. sp.
» n. sp.
Wocklumeria distorta Tietze
Pseudarietites westfalicus n. sp.
» » var. *dorsoplana* n. v.
Protocanites Lyoni M. u. W.
Postclymenia evoluta Frech
Orthoceras sp.
Oxydiscus cyrtolites Hall
Pleurotomaria (*Mourlonia*) *Henkei* n. sp.
» (*Antitrochus*) cf. *contraria* Mstr.
Posidonia venusta Mstr.
Sedgwickia(?) *rostrata* n. sp.
Conocardium sp.
Ontaria costulata Mstr.

Ontaria centurio n. sp.
Lingula mytiloides Sow.
Orthothetes crenistria Phill.
Chonetes hardrensis Phill.
Productus margaritaceus Phill.
» aff. *concentricus* Sarres
Spiriferina tarpata n. sp.
» (*Martinia*) *Urii* Flem.
Athyris (*Cleiothyris*) *Roissyi* Lév.
(?) *Retzia radialis* Phill.
Cyathaxonia cornu Mich.
Zaphrentis cf. *Omaliusi* Edw. Hme.
» aff. *Bowerbanki* Edw. Hme.
Amplexus sp. a
» sp. b
» sp. c
Pleurodictyum Dechenianum Kays.
Cladochonus Michelini Edw. Hme.

Von den bisherigen Beobachtern sind die Hangenbergschichten, ohne besondere Beachtung zu finden, für oberdevonisch gehalten worden. Daß sie tatsächlich so gut wie die mit ihnen verknüpften Etroeungtschiefer von Elberfeld bereits zum Carbon zu rechnen sind, ergibt sich aus folgenden Gründen:

1. *Protocanites Lyoni* M. u. W. ist aus dem ältesten Untercarbon (Kinderhook-Group) von Nordamerika bekannt, wo er mit den ersten Glyphioceratiden (*Muensteroceras*) zusammen vorkommt. *Oxydiscus cyrtolites* Hall, *Ontaria centurio* n. sp. und *Spiriferina tarpata* n. sp. zeigen auch die nahe Verwandtschaft mit der Kinderhook-Fauna.

2. *Protocanites Lyoni* M. u. W. ist aus den Schichten des Schwarzwaldes bekannt geworden, die Bubnoff (1919) als »Unteren Culm« bezeichnen zu müssen glaubt (besser wäre »Unteres Untercarbon«).

3. Die *Aganides*-Arten stehen dem carbonischen *A. ornatissimus* de Kon. näher als dem devonischen *A. sulcatus* Mstr.

4. Die Clymenien sind ausgestorben bis auf einen eigenartigen Nachläufer, der auch bei Etroeungt und Velbert im ältesten Untercarbon vorkommt.

5. Die carbonische Gattung *Phillipsia* ist vorhanden.

6. *Cyrtosymbole drewerensis* R. u. E. Richter, obwohl einer oberdevonischen Gattung zugerechnet, hat ihren nächsten Verwandten in »*Dechenella*« *hofensis* Leyh aus der unzweifelhaft carbonischen Fauna vom Geigen bei Hof; diese Fauna enthält auch einen *Protocanites* (*geigenensis* n. sp.) und, soweit die Beschreibungen Leyh's erkennen lassen, auch in den Brachiopoden und Korallen Verwandtschaft mit derjenigen der Hangenbergschichten.

7. Im Profil von Drewer ist der faunistische Zusammenhang mit den Erdbacher Schichten (Mittleres Untercarbon) stärker als mit den Dasbergschichten (Oberstes Oberdevon).

8. Zwischen Dasberg- und Hangenbergschichten besteht in den fossilführenden Profilen des Sauerlandes ein schroffer Wechsel des Sediments.

9. Bei Drewer zeigt sich bezüglich der Lagerung ein Zusammenhang mit den Schichten des Hangenden, nicht des Liegenden. Nach Ablagerung der Dasberg-Schichten scheint eine teilweise Heraushebung mit örtlicher Steilstellung der Schichten stattgefunden zu haben, verbunden mit einem Rückgang des Meeres. Das ältere Untercarbon hinterließ seine Sedimente nur an einigen Stellen; als Transgressionserscheinung können die Einschlüsse von Fremdgestein bei Drewer ge-

deutet werden, besonders ein deutlich abgerolltes Bruchstück von *Gonioclymenia* sp. Ununterbrochen und in bedeutenden Mächtigkeiten dehnen sich erst die Sedimente des jüngeren Untercarbons aus.

Über den Hangenbergschichten folgt Mittleres, mitunter auch gleich jüngeres Untercarbon; das letzte umfaßt ungefähr die Serie, die gewöhnlich Culm genannt wird; da aber der Name Culm vielfach gleichbedeutend mit Untercarbon überhaupt verwendet wurde, kann er nicht mehr als stratigraphisch exakt gelten. Das Mittlere Untercarbon oder die Erdbacher Schichten ist bisher nur mangelhaft bekannt. Es scheint durch die Gattung *Pericyclus* gekennzeichnet zu sein (Wedekind, 1919, S. 447), während *Glyphioceras* (nach Absonderung von *Muensteroceras*!) auf das jüngere Untercarbon, die »Aprather Schichten«, beschränkt bleibt. Als neue Beobachtung kommt hinzu, daß die Prolecanitiden mit einem Umschlagslobus (*Protocanites*) in den Hangenbergschichten, die mit zwei Umschlagsloben (*Merocanites*) in den Erdbacher und die mit dreien (*Metacanites*) in den Aprather Schichten vorkommen.

In diesem Sinne ließen sich die Profile wie in Figur 3 und 6 zusammenstellen.

	Belgien	Bergisches Land	Sauerland	Hessen-Nassau	Thüringen-Fichtelgeb.	Schlesien
Jüngeres Untercarbon = *Glyphioceras*-Stufe	Visé	Culm von Aprath und hangender Dolomit von Ratingen	(Culm =) Aprather Schichten	Culm mit Faunen von Königsberg und Herborn	Kohlenkalk von Trogenau usw.	Kohlenkalk von Hausdorf usw.
Mittleres Untercarbon = *Pericyclus*-Stufe	Tournai	Erdbacher Sch. von Riescheid, Tournai-Kalk von Kirchenfeld und Ratingen	Erdbacher Schichten	Kalk von Erdbach-Breitscheid	Schiefer mit *Spir. ventricosus* von Dōbrastocken, Geoden von Zadelsdorf	
Älteres Untercarbon = *Protocanites*-Stufe	Étroeungt	Horizont der graublauen Schiefer	Hangenbergschichten	? Kieselschiefer, ? Aschkuppen-Quarzit	Geigenschichten, Kieselschiefer	Wocklumer Sch. Dathe's von Ebersdorf
Oberstes Oberdevon = *Gonioclymenien*-Stufe	Oberstes Famenne	Ob. Cypridinenschiefer, Clymenienmergel vom Üllendahl	Dasbergsch. (in toniger Facies = »Wockl. Sch.« z. gr. Teil)	Ob. Clymenienkalk (tonig = Auenberger Sch. z. Teil)	*Laevigites*- u. *Gattendorfia*-Stufe Schindewolf's	Ob. Clymenienkalk von Ebersdorf

Fig. 6. Untercarbon und Oberstes Oberdevon in Deutschland.

Ein weiteres stratigraphisches Ergebnis betrifft die Schichten im Liegenden der bearbeiteten Serie (vergl. auch Paeckelmann, 1921, S. 40). Nicht nur durch die Fauna der Dasberg-Schichten, auch durch vier räumlich weit getrennte eigene Cephalopodenfunde wurde der »Foßley« als zur Platyclymenienstufe (Hembergschichten) gehörig be-

stimmt. Damit entfällt für das Sauerland eine Gebirgsbildung im Oberdevon (Wedekind, 1914a, S. 44; Stille, 1920, S. 218).

Die wichtigsten Ergebnisse des paläontologischen Teiles sind:

1. Eine Erläuterung der verwandtschaftlichen Zusammenhänge der Gattung *Aganides* und ihrer vermutlichen Abkömmlinge *Gattendorfia*, *Wocklumeria* und *Glatziella*.

2. Die Abgrenzung der altuntercarbonischen Gattung *Protocanites* mit dem wichtigsten Leitfossil *Pr. Lyoni* M. u. W. von *Prolecanites* bezw. *Merocanites* und *Metacanites*.

3. Die Unterscheidung zwischen älteren und jüngeren Clymenien. Die älteren sind *Platyclymenia* (*Genuclymenia*) und *Lenticlymenia* n. g.; von den jüngeren werden die mit einfacher Lobenlinie als *Cyrtoclymenia* zusammengefaßt.

4. Die Gattung *Gonioclymenia* wurde von neuem systematisch bearbeitet.

5. Einige Beispiele, vor allem *Oxyclymenia undulata* Mstr., führten zu der Überlegung, daß unter dem »Typus« einer Art zweierlei verstanden werden kann, und daher besser zwischen »Urprägung« und »Normalform« unterschieden wird.

Verzeichnis der angeführten Literatur

1882. Barrois, C., Terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. Soc. Géol. du Nord, Vol. II, No. 1.

1896. Beushausen, L., Die Lamellibranchiaten des Rheinischen Devons. Abh. d. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 17.

1919. Bubnoff, S. v., Über den Parallelismus des Untercarbons im Schwarzwald und den Vogesen. Jahresber. d. oberrhein. geol. Ver. Stuttgart.

1897. Crick u. Foord, Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum, Part III, London.

1893. Dantz, Der Kohlenkalk in der Umgebung von Aachen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 45.

1900. Dathe, E., Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und Culm am Kalkberge bei Ebersdorf i. Schles. Dies. Jahrb., Bd. XXI.

1862. Davidson, Th., British carboniferous Brachiopoda. Trans. Palaeont. Soc. London.

1894. Denckmann, A., Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde usw. Dies. Jahrb., Bd. XV.

1900. —, Über das Oberdevon auf Blatt Balve. Dies. Jahrb., Bd. XXI.

1902. —, Devon und Carbon des Sauerlandes, Blatt Balve. Dies. Jahrb., Bd. XXIII.

1902a. —, Über einige weniger bekannte Clymenien aus dem Dasberger Kalk. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 54, Verh.-Ber., S. 53.

1900. Drevermann, F., Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach. Dies. Jahrb., Bd. XXI.

1902. —, Über eine Vertretung der Etroeungt-Stufe auf der rechten Rheinseite. Zeitschr. d. D. Geol. Ges.

1851. Edwards, M. u. Haime, J., Monographie des Polypiers fossiles des terrains palaeozoiques. Archives du muséum d'hist. nat., T. V, Paris.

1852. — —, A monograph of the British fossil corals III. Permian and mountain limestone, London.

1911. Felsch, J., Die Schichtenfolge des Unteren Culms in der Umgebung des Münchberger Gneismassivs. Dissertation Jena.

1897/1903. Foord, A., The Carboniferous Cephalopoda of Ireland. Pal. Society, London.

1885. Frech, F., Die Korallenfauna des Oberdevons in Deutschland. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 37.

1887. Frech, F., Die paläozoischen Bildungen von Cabrières. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 39.
1891. —, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. d. Pr. Geol. Landesanst., Bd. IX, Heft 3.
1897. —, Lethaea palaeozoica. Die Steinkohlenformation.
1902. —, Über devonische Ammoneen. Beitr. z. Paläont. Österreich-Ungarns, Bd. 14.
1904. —, Über explosive Entwicklung oberdevonischer Ammoneen. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 56, Sitzungsber.
1913. —, Fossilium catalogus I, Heft 1, Devonische Ammoneen.
1911. Fuchs, A., Erläuterungen zu Blatt Iserlohn der Geologischeu Karte von Preußen. Lief. 163, Berlin.
1844. Goldfuss, A., Petrefacta Germaniae, Bd. III, Düsseldorf.
1907. Gortani, M., La Fauna a Climenie del Monte Primosio. Mem. R. Ac. Sc. Bologna, Sec. VI, Tom. IV.
1888. Gosselet, J., L'Ardenne, Paris.
1909. Grabau, A. W. u. Shimer, H. W., Nord American Index fossils I, New York.
1862. Gümbel, C. W., Revision der Goniatiten des Fichtelgebirges. Neues Jahrb. f. Min.
1863. —, Über die Clymenien in den Übergangsgebilden des Fichtelgebirges. Palaeontographica XI.
1900. Gürich, G., Nachträge zum Palaeozoicum d. poln. Mittelgebirges. Neues Jahrb. f. Min., Bd. 13.
1867. Hall, J., Palaeontologie of New York, Vol. IV, To. I. Albany.
1910. Henke, W., Goniatiten im Foßley bei Iserlohn. Dies. Jahrb., S. 456.
1911. —, Aufnahmebericht, Bl. Altenhundem. Dies. Jahrb. f. 1911, II.
1913. —, Exkursionsführer durch die Attendorn-Elsper Doppelmulde. Sitz.-Ber. d. Niederrh. Geol. Ver. Bonn.
1889. Holzapfel, E., Cephalopodenführende Kalke des Unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid b. Herborn. Paläontol. Abhandlung VI.
1883. A. Hyatt, Genera of fossil Cephalopods Proceedings of the Boston Soc. of Nat. Hist., Vol. 22.
1873. Kayser, E., Über die Fauna des Nierenkalks vom Enkeberg und der Schiefer von Nehden und über die Gliederung des Oberdevon im Rheinischen Schiefergebirge. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 25.
1881. —, Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. Dies. Jahrb.
1842/44. de Koninck, L. G., Description des animaux fossiles, qui se trouvent dans le terrain Carbonifère de Belgique. Brüssel.
1881 u. 83. —, Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Ann. Mus. R. Hist. nat. Belgique, Part III u. IV. Brüssel.
1906. Lehder, Phosphoritkonkretionen des Untersten Culms in Ostthüringen u. dem Vogtlande. N. Jahrb., B.-B. 22.
1897. Leyh, Fr., Die Culmfauna aus dem Geigenbruch bei Hof. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 49.
1892. Loewinson-Lessing, Les ammonées de la zona à *Sporadoceras Münsteri* dans les Monts Gouberlinskya. Bull. de la Soc. Belge de géol. I, VI.
1862. M'Coy, Carboniferous Limestone fossils of Ireland. London.
1866. Meek, F. B. u. Worthen, A. H., Descriptions of invertebrates from the Carboniferous system. Geol. Surv. of Illinois.
1832. Münster, G. Graf zu, Über Goniatiten und Planuliten.
1839. —, Beiträge I,
1840. —, » III,
1842. —, » V, zur Petrefaktenkunde. Bayreuth.
1913. Paeckelmann, W., Das Oberdevon des Bergischen Landes. Abh. d. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 70.
1921. —, Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Monatsber., S. 40.
1836. Phillips, J., Illustrations of the geology of Yorkshire, II, London.
1841. —, Palaeozoic fossils of Cornwall, Devon and West-Somerset. London.
1913. Renz, C., Neue Arten aus dem Clymenienkalk von Ebersdorf in Schles. Dies. Jahrb., Bd. 34, 1.

1848. Richter, Rht., Beitrag z. Paläontologie des Thüringer Waldes I. Leipzig.
1856. —, Beitrag z. Paläontologie des Thüringer Waldes II. Akad. d. Wissensch. Wien.
1913. Richter, Rud., Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten: II Oberdevonische Proetiden. Abh. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges., Bd. 31. Frankfurt.
1919. —, u. E., Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländ. u. sudetisch. Oberdevon. Über *Phacops laevis* Münst. u. andere Phacopiden des vogtländischen Oberdevons. Senckenbergiana Bd. I, Nr. 4, Frankfurt.
1850. Roemer, F., Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestl. Harzgebirges. Palaeontographica III.
1910. Rzehak, A., Der Brünner Clymenienkalk. Zeitschr. des mährischen Landesmuseums, Bd. 10, Heft 2, Brünn.
1920. Schindewolf, O. H., Neue Beiträge zur Stratigraphie des Oberdevons in Deutschland. Senckenbergiana II, Heft 3/4. Frankfurt.
1921. —, Versuch einer Paläogeographie des Europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., Bd. 73.
1922. —, Über eine Untercarbon-Fauna aus Ostthüringen. Senkenbergiana 1922, Heft 2.
1921. Schmidt, H., Das Oberdevon-Culm-Gebiet von Warstein i. W. und Belecke. Dies. Jahrb. f. 1920.
1921a. —, Über Goniatiten. Centralbl. f. Min. usw. 1921, S. 538 ff.
1900. Scupin, H., Die Spiriferen Deutschlands.
1903. Smith, J. P., The carboniferous Ammonoids of Amerika. Un. St. Geol. Survey, Monogr., Vol. XIII.
1910. Spiegelhalter, Ein Goniatit aus dem südl. Schwarzwald. Zentralblatt f. Min., S. 506.
1920. Stille, H., Über Alter u. Art der Phasen variscischer Gebirgsbildung. Nachrichten d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen.
1870. Tietze, E., Über die devonischen Schichten von Ebersdorf. Palaeontographica 19.
1908. Wedekind, R., Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevon am Enkeberg. N. J. f. Min., Beil.-B. 26.
1914. —, Monographie der Clymenien des Rheinischen Gebirges. Abhandl. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen.
1914a. —, Über Transgressionen im Oberdevon. Jahresber. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover.
1917. —, Die Genera der Palaeoammonidea (Goniatiten). Palaeontographica 62.
1919. —, Über die Ausbildung des Oberdevon in der Umrandung des Siegerländer Blocks. Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen.
1899. Weller, St., Kinderkook Faunal Studies. Trans. St. Louis. Acad. Sci.
1895 Whidborne, G. F., A monograph of the devonian fauna of the South of England. Trans. Palaeontograph Society, Vol. 2, Part IV. London.
1910. v. Zittel, K. A., Grundzüge der Paläontologie, III. Aufl. München.

Nachtrag

Nach der Drucklegung der vorliegenden Arbeit erhielt ich O. H. Schindewolf's »Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof« (Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 49, 1923). Es erscheint notwendig, wenigstens in den wichtigsten Punkten noch festzustellen, inwieweit dort und hier die gleichen Dinge verschieden genannt worden sind, zumal da Schindewolf's Fossilisten auch das Rheinische Gebirge umfassen.

Dasbergfauna:

Aganides erscheint dort als *Imitoceras* mit bedeutend mehr Arten. Die Artmerkmale sind übertrieben, vergl. die Querschnittsfigur für »*I. Stillei*« mit der dem Original wirklich entsprechenden bei

Wedekind. Das ältere »*I. Richteri*« ist nicht befriedigend von den jüngeren Arten getrennt.

Sporadoceras contiguum var. *posthuma* heißt jetzt *Sp. Wedekindi* Schdw.

Cyrtoclymenia erscheint in einer nicht annehmbaren Fassung. — *C.* (dort *Laevigites*) *cingulata* Braun kommt zur Fauna von Wildungen hinzu.

Oxyclymenia serpentina dort ist die hier *galeata* genannte Art.

Oxyclymenia linearis dort ist die var. *planorbiformis* hier, zu der die var. *Wocklumeri* als Altersform gehört; diese wichtige Art, nunmehr *Ox. planorbiformis* Mstr. zu nennen, ist tatsächlich auf toDγ beschränkt, dieser Zone gehört auch das Stück vom Bilsteintal bei Warstein an, das mit anderen Fossilien unter der Bezeichnung »Fundpunkt 4« in der Göttinger Sammlung liegt.

Loxopteria Drevermanni Schdw. und *radiata* Schdw. sind anscheinend die hier unter *? dispar* aus toD beschriebenen Formen.

Hangenbergfauna:

Aganides ornatissimus, soweit hier für den Hangenbergkalk angegeben, ist besser als *A. intermedius* Schdw. zu bestimmen.

Aganides varicosus Schdw. kommt zur Hangenberg-Fauna hinzu.

Ontaria centurio hier ist, soweit ersichtlich, als Synonym von *O. aequilateralis* Schdw. zu streichen.

Stratigraphisch ist die Bank 20 von Gattendorf gleich der *Wocklumeria*-Zone, Bank 21 gleich dem Hangenbergkalk.

Es zeigt sich, daß ich die Zonenfossilien richtig gewählt habe; nur für *Glatziella nucleus* fehlt eine genügende Verbreitung, diese ist zweckmäßig durch *Oxyclymenia planorbiformis* zu ersetzen.

Ein interessanter neuer Fund besteht in 5 Stücken von *Glatziella* cf. *Minervae* Renz aus der *Wocklumeria*-Zone des Hönnetals. (Göttinger Sammlung).

Tafel 6

Fauna der Dasbergschichten

Fig. 1—4. *Aganides sulcatus* Mstr. . . . . S. 116
1, 1a Seiten- und Rückenansicht eines jungen Individuums; 2 teilweise beschaltes Exemplar, Dasberg; 3 Steinkern, Belecke; 4 Querschnitt, Drewer.

Fig. 5. *Aganides sulcatus* var. *lirata* n. var. . . . . S. 117
Drewer.

Fig. 6. *Aganides sulcatus* var. *biimpressa* n. var. . . . . S. 118
Wildungen.

Fig. 7—9. *Aganides quadripartitus* Mstr. . . . . S. 118
7, 7a Seiten- und Rückenansicht eines jungen Individuums, Hönnetal; 8 erwachsenes Tier, teilweise beschalt, Borke; 9 Querschnitt, Hönnetal.

Fig. 10, 11. *Glatziella nucleus* n. sp. . . . . S. 119
10, 10a Seiten- und Rückenansicht eines erwachsenen Tieres, Hönnetal; 11 junges Tier, schräg gestellt, Dasberg.

Fig. 12, 13. *Gattendorfia globularis* n. sp. . . . . S. 120
12, 12a Stück mit Mundrand vom Rücken und von der Seite; 13, 13a Steinkern aufgebrochen und von der Seite; 13b Lobenlinie desselben. Hönnetal.

Fig. 14, 15. *Wocklumeria distorta* Tietze sp. . . . . S. 121
14 Schalenexemplar; 15 äußere Lobenlinie, Hönnetal.
Fig. 16, 17. *Wocklumeria sphaeroides* Richt. sp. . . . . S. 121
16 Sagittalschnitt, Saalfeld; 17 Lobenlinie, Hönnetal.
Fig. 18, 19. *Platyclymenia piriformis* n. sp. . . . . S. 125
18, 18a Seitenansicht und Windungsquerschnitt, Ainghausen; 19 äußere Lobenlinie des Göttinger Exemplars von Frankenburg.
Fig. 20, 21. *Lenticlymenia involuta* var. *gracilis* n. var. . . . . S. 126
20, 20a Abguß eines Hohldrucks und Querschnitt desselben; 21 Steinkernbruchstück, schräggestellt, Frankenburg.
Fig. 22, 23. *Cyrtoclymenia tetragona* n. sp. . . . . S. 127
22, 22a Seitenansicht und Querschnitt, Aprike-Riemke; 23 Stück mit Skulptur, ein Sektor vergrößert, Dasberg.
Fig. 24. *Cyrtoclymenia angustiseptata* Mstr. . . . . S. 127
Querbruch, Wildungen.
Fig. 25—28. *Cyrtoclymenia lata* Mstr. . . . . S. 128
25 Schalenexemplar, Riemke; 26 desgl. jung, ein Sektor vergrößert, Dasberg; 27 Querschnitt, Dasberg; 28 Steinkernbruchstück, schräg gestellt, Drewer.
Fig. 29. *Cyrtoclymenia plicata* Mstr. . . . . S. 128
29, 29a Seiten- und Querschnittansicht, Wildungen.
Fig. 30. *Cyrtoclymenia acuta* n. sp. . . . . S. 128
30, 30a Seitenansicht und Querbruch, Wildungen.
Fig. 31. *Costaclymenia Wysogorskii* Fr. . . . . S. 130
31, 31a Seitenansicht und Windungsquerschnitt, Wildungen.

Tafel 7

Fauna der Dasbergschichten

Fig. 1, 2. *Cymaclymenia striata* Mstr. . . . . S. 130
1 Steinkern mit Mundrand, Wettmarsen; 2 Schalenexemplar, Langenholthausen.
Fig 3. *Cymaclymenia striata* Mstr. var. *serpentina* n. var. . . . . S. 131
Steinkern mit Andeutung der Skulptur, Dasberg.
Fig. 4, 5. *Cymaclymenia ornata* Mstr. . . . . S. 132
4 flachgedrückter Skulpturs teinkern, Üllendahl; 5, 5a, 5b Seitenansicht, Windungsquerschnitt und Lobenlinie, Kalksandstein des Dasbergs.
Fig. 6. *Oxyclymenia undulata* var. *coronata* n. var. . . . . S. 135
Dasberg.
Fig. 7. *Oxyclymenia elegantula* Wdk. . . . . S. 135
7, 7a Seitenansicht und Querbruch, Dasberg.
Fig. 8. *Sellaclymenia spinosa* n. sp. . . . . S. 136
8a Ausschnitt der Rückenansicht von 8 mit dem Externsattel, Dasberg.
Fig. 9. *Gonioclymenia interrupta* Mstr. . . . . S. 139
9a Ausschnitt der Rückenansicht von 9 mit dem Externlobus, Wildungen.
Fig. 10. *Gonioclymenia interrupta* var. *dasbergensis* Wdk. . . . . S. 139
Querschnitt, Dasberg.
Fig. 11, 12. *Euomphalus loricatus* n. sp. . . . . S. 142
11, 11a Ansicht von unten und Querschnitt, Eulenspiegel; 12 von oben, Frankenburg.
Fig. 13, 14. *Chaenocardiola marsica* n. sp. . . . . S. 144
13 Steinkern, Warstein (Original in Göttingen); 14, 14a Schalenexemplar und vergrößerte (2 : 1) Skulptur, Effenberg.
Fig. 15. *Chaenocardiola elongata* n. sp. . . . . S. 145
15a dasselbe von vorn, Effenberg.
Fig. 16, 17. *Liorhynchus? equitans* n. sp. . . . . S. 145
16, 16a Dorsal- und Ventralansicht, Aprike; 17 Exemplar mit angeschliffenem Wirbel, Wildungen.

Tafel 8

Fauna der Hangenbergschichten

Fig. 1, 2. *Aganides infracarbonicus* Paeckelmann . . . . . S. 149
1 Querschnitt; 2 Lobenlinie; Stockum.

Fig. 3, 4. *Aganides ornatissimus* de Kon. . . . . S. 149
3 Querschnitt; 4 Lobenlinie; Stockum.

Fig. 5. *Aganides carinatus* n. sp. . . . . S. 149
5, 5a Seiten- und Rückenansicht, Stockum.

Fig. 6. *Aganides* cf. *sciotoensis* M. u. F. . . . . S. 150
6, 6a nat. Größe und vergrößert, Stockum.

Fig. 7, 8. *Gattendorfia subinvoluta* Mstr. . . . . S. 151
7 Querbruch, 8 Lobenlinie desselben Exemplars; Hönnetal.

Fig. 9—11. *Gattendorfia crassa* n. sp. . . . . S. 151
9 Querschnitt; 10 ein großes Exemplar; 11 die herausgebrochenen inneren Windungen desselben; Hönnetal.

Fig. 12. *Pseudarietites westfalicus* n. sp. . . . . S. 152
12, 12a, 12b nat. Größe, vergrößert, und vergrößerte Rückenansicht, Hönnetal.

Fig. 13. *Pseudarietites westfalicus* var. *dorsoplana* n. var. . . . . S. 152
Vergrößerte Rückenansicht (2 : 1), Hönnetal.

Fig. 14—18. *Protocanites Lyoni* M. u. W. . . . . S. 153
14, 15, 16 Lobenlinien verschiedener Bruchstücke; 17 größtes Steinkernbruchstück; 18 Schalenskulptur; Hönnetal.

Fig. 19—21. *Postclymenia evoluta* Frech sp. . . . . S. 154
19 Skulptursteinkern mit Loben, flachgedrückt; 20 Skulptursteinkern mit Anwachslinien, körperlich erhalten; 21 Lobenlinie, nach mehreren Exemplaren.

Fig. 22. *Oxydiscus cyrtolites* Hall . . . . . S. 154
22, 22a, 22b nat. Größe und vergrößert von Seite und Rücken, Hangenberg.

Fig. 23. *Pleurotomaria* (*Mourlonia*) *Henkei* n. sp. . . . . S. 155
Stockum.

Fig. 24. *Pleurotomaria* (*Antitrochus*) cf. *contraria* Mstr. . . . . S. 155
vergr. 2 : 1. Hangenberg.

Fig. 25. *Sedgwickia? rostrata* n. sp. . . . . S. 156
Stockum.

Fig. 26—28. *Ontaria costulata* Mstr. . . . . S. 156
26—27 rechte und linke Klappe, Hangenberg, 28 Hönnetal.

Fig. 29—31. *Ontaria centurio* n. sp. . . . . S. 157
29 rechte Klappe, Öse; 30 linke Klappe, Hangenberg; 31 Steinkern der linken Klappe, Stockum.

Fig. 32. *Productus margaritaceus* Phill. . . . . S. 157
Aprike-Riemke.

Fig. 33. *Productus* aff. *concentricus* Sarr. . . . . S. 158
Aprike-Riemke.

Fig. 34—36. *Spiriferina tarpata* n. sp. . . . . S. 158
34, 35, 36 Dorsal-, Ventral- und kombinierte Seitenansicht, Stockum.

Originale im Geologischen Landesmuseum Berlin.

Die Potsdamer Glaziallandschaft

Von Herrn **Paul Woldstedt** in Berlin

Die landschaftlichen Reize, die die weitere Umgebung von Potsdam dem Wanderer bietet, beruhen nicht allein auf dem Seenreichtum dieser Gegend, sondern vor allem auf der innigen Verknüpfung der großen Wasserflächen mit den sie begleitenden bewaldeten Hügelzügen.

Wie beide zusammen die Schönheit der Landschaft bedingen, so sind sie auch genetisch aufs Engste miteinander verknüpft. In einer Arbeit über die Rinnen und Sanderflächen Norddeutschlands[1]) habe ich die Potsdamer Seenrinnen als die Spuren subglazialer Schmelzwasserströme gedeutet, die sich trichterförmig im Schwielow-See vereinigten, um bei Ferch unter dem Gletscher hervorzuquellen und den Beelitzer Sander als gewaltigen Schuttkegel vor dem Eisrande aufzuschütten (vgl. auch die Skizze in der genannten Arbeit). Die vielen Seenbecken, die sowohl in der Hauptrinne, vom Tegeler See angefangen, wie in den zahlreichen Nebenrinnen — der Grunewaldrinne, der Sacrower, der Krampnitzer, der Fahrlander, der Werderschen und der Glindower Rinne — liegen, sind also nach dieser Anschauung nicht nacheinander beim Zurückweichen des Eises ausgekolkt worden, sondern verdanken einem einheitlichen Vorgang ihre Entstehung: der subglazialen Erosion eines Schmelzwasserstromsystems, das sich nach N zum mindesten bis zum Berliner Tal zurückverfolgen läßt. Der Eisrand verlief damals aus der Gegend südlich von Rädel über Klaistow nach Ferch, bog hier in scharfem Winkel nach S, um über die Heilstätten Beelitz weiterhin nach SO umzuschwenken.

Auf den Blättern Charlottenburg und Teltow der Geol. Spez.-Karte 1 : 25000 ist nun am östlichen Ufer der Havel im Grunewald ein eigentümliches, stark kuppiges Gelände ausgeschieden, das sich vom Spandauer Bock in 9 km Länge und 2—3 km Breite bis zur Gr. Steinlanke erstreckt und das als Kamesmoränenlandschaft angegeben ist. Als Kames werden wallartige Rücken und Höhenzüge aus geschichtetem Kies oder Sand bezeichnet, ohne daß ihre Entstehung absolut klar wäre.

---

[1]) P. Woldstedt, Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. Dies. Jahrb. f. 1921, XLII, S. 780–820.

Eine ähnliche kleinere »Kamesmoränenlandschaft« ist am Grunewaldsee angegeben. In beiden Fällen soll das Eis südöstlich hiervon gelegen haben und die Kameszüge hierzugehörige Randmoränen darstellen, derart, daß das eisfreie Vorland im NW zu denken wäre. Wie in den Erläuterungen zu Blatt Teltow ausgeführt wird, findet diese Kameslandschaft ihre Fortsetzung in den Stolper Bergen zwischen Potsdam und Wannsee, und ein ähnlicher Kameszug liegt nördlich der Havel zwischen Cladow und Sacrow (Fuchsberge, Luisenberg); beide werden, wie gesagt, als Endmoränen aufgefaßt, und zwischen den beiden durch diese Endmoränen bezeichneten Zungen des Inlandeises soll durch die Schmelzwässer die breite Senke der Havel ausgefurcht worden sein.

Auf den Blättern Charlottenburg und Potsdam der Geologischen Karte 1 : 200000 sind nun außer diesen Kameszügen — hier als Sand-, Kies- und Staumoränen bezeichnet — noch andere solche Züge zur Darstellung gebracht worden. Ein besonders ausgeprägter beginnt beim Vw. Wolfsberg südlich Rohrbeck, durchzieht in südsüdöstlicher Richtung den Döberitzer Truppenübungsplatz (Weinberg, Finkenberg, Krampnitzerberg) und endet östlich des Jungfernsees in der Römerschanze. Als gleiche Bildungen sind der Kirchberg bei Neu-Fahrland, die Hügelgruppen bei Bornstedt und Bornim (Windmühlenberg, Ehrenpfortenberg usw.), der Pfingstberg bei Potsdam, der Entenfänger- und Schäfereiberg im Wildpark, der Wachtelberg bei Phöben, die Bismarckshöhe westlich Werder und zahlreiche andere dargestellt worden.

Gegen die Auffassung aller dieser Bildungen als Endmoränen im gewöhnlichen Sinne erheben sich jedoch allerhand Bedenken und zwar insbesondere wegen ihres Aufbaues und ihrer Anordnung.

Was zunächst den Aufbau anbelangt, so zeigen fast alle Aufschlüsse geschichtete bezw. kreuzgeschichtete Sande und Kiese. Blockpackungen nennenswerter Art sind kaum zu beobachten; ebenso tritt ein anderes Charakteristikum der Endmoränen zurück: regionale Faltungen, Stauchungen und Aufpressungen. Die Bildungen stellen sich, wo sie aufgeschlossen sind, fast überall als Absätze fließenden, und zwar rasch fließenden Wassers dar.

Die Anordnung der Kameszüge ist, wenn man gewöhnliche Endmoränen in ihnen sehen will, schwer verständlich. Scheinbar völlig regellos durchziehen sie die Landschaft. Wenn bei der Endmoräne des Grunewalds das Eis im SO lag, an welcher Seite lag das Eis bei der den Döberitzer Übungsplatz durchziehenden Kamesbildung, wo bei den Phöbener und Werderschen Hügeln? Ein System ist in die Anordnung auf diese Weise nicht hinein zu bringen.

Nur eins geht ganz klar schon aus der Karte hervor: die Hügelzüge verlaufen nicht — wie sonst Endmoränen — quer zu den Rinnen, sondern sind in ihnen in ausgeprägter Weise parallel; so verläuft die Grunewald-Kameslandschaft und ihre Fortsetzung (Stolper Berge) parallel mit der Havel, der Döberitzer Hügelzug parallel mit einer nordwestlich Ferbitz beginnenden, bis zum Krampnitz-See verlaufenden Rinne, der Kirchberg und die Römerschanze mit der Fahrland-Jungfernsee-Rinne, die Phöbener und Werderschen Hügel mit der

Plessow-Glindower Rinne, der Krähenberg und die Fercher Berge mit dem Schwielow-See parallel usw.

Aber auch die Formen im Einzelnen zeigen uns nicht das Bild, das wir gerade von Endmoränen gewohnt sind. Betrachten wir zu diesem Zwecke z. B. die Kameslandschaft im Grunewald etwas genauer, so suchen wir hier vergebens die sonst gewohnten einfachen Beziehungen zwischen Hinterland, Endmoräne und Sander. Dagegen fällt wieder die bis ins einzelne gehende Verknüpfung und Verzahnung mit Rinnen auf, die größtenteils der Haupthavelrinne parallel laufen. So verläuft im östlichen Teil der Kameslandschaft, teilweise ihre östliche Grenze bildend, eine ausgeprägte Rinnenzone, die, am Spandauer Bock beginnend, über den Teufelssee, den Pech- und Barssee zur Havelrinne geht, in die sie an der Gr. Steinlanke einmündet. Auch weiter im N. kommuniziert die Rinne mehrfach mit der Havelrinne. Der Boden der Rinne ist außerordentlich kuppig und unregelmäßig und mit zahllosen kleinen Becken und Mulden versehen — Formen, wie sie uns aus subglazialen Rinnen bekannt sind.

Die ausgeprägt radiale Anordnung und die Verknüpfung mit den Seenrinnen würde uns am ehesten an osartige Bildungen denken lassen. Dem scheint jedoch die ungewohnte Breite und Massigkeit der Formen entgegenzustehen. Mit dem Begriff des Oses verbinden wir die Vorstellung des schmalen, langgestreckten, eisenbahndamm-ähnlichen Gebildes, eine Vorstellung, die wir hier nicht bestätigt finden.

Wir kommen aber vielleicht zu einer Klärung der Verhältnisse, wenn wir von dem Gebiet östlich des Beelitzer Sanders ausgehen. Östlich der oben bezeichneten, von den Fercher Bergen über Beelitz-Heilstätten nach Räsdorf verlaufenden Grenze des Sanders folgt ein Sandgebiet, das sich seiner Zusammensetzung nach kaum vom eigentlichen Sander unterscheidet, dessen Oberflächenformen und Niveauverhältnisse aber voraussetzen, daß hier Eis lag zu der Zeit, als der Beelitzer Sanderkegel gebildet wurde. Weiter nach O hin tritt stellenweise — so in der Umgebung des Seddiner Sees — etwas Grundmoräne auf, und schließlich folgt am Rande des Nuthetals jener ausgeprägte Hügelzug, der vom Potsdamer Telegraphenberg in mehreren Bögen nach S bis zum Fichtenberg bei Stücken zu verfolgen ist und der wohl stets als Endmoräne aufgefaßt worden ist (Saarmunder Endmoräne). Auch ich möchte an der Endmoränennatur des Zuges nicht zweifeln, sehe in ihm jedoch keine gewöhnliche Endmoräne, die unmittelbar Eis und eisfreies Vorland trennte, sondern eine Moräne, die hier das Gebiet lebendigen und toten Eises trennte. Westlich der Moräne, in der Zone bis zum Sander hin, lag im wesentlichen Toteis, das die Aufschüttung des aus den Havelseen kommenden Sanders erst weiter westlich in dem gänzlich eisfreien Gebiet gestattete.

Die Vorstellung eines Toteisgebietes zwischen der Saarmunder Endmoräne und dem Beelitzer Sander wird gestützt durch das Vorhandensein eines ausgeprägten Oses in dieser Zone, der aus der Gegend von Seddin kommt und mit der Rinne des Gr. Seddiner und des Teufels-Sees verknüpft ist. Er zieht sich in geschlängeltem Verlauf

über die Bibernellen-Berge zur Friedrich-Karl-Höhe nördlich der Heilstätten Beelitz, wo er auf den Sander mündet. Ich stimme dabei der Ansicht von Korn bei, daß Oser in Toteisgebieten gebildet worden sind.

Die Saarmunder Endmoräne ist also eine Moräne, die nicht den Rand des Eises überhaupt bezeichnet, sondern die Grenze des lebendigen gegen das tote Eis. Das lebendige Eis lag im O, das tote im W der Moräne.

Die Verhältnisse scheinen mir also ähnliche zu sein, wie sie Spethmann aus Island beschrieben hat[1]). Spethmann beobachtete am Ende des Vatnajökull eine mehrere hundert Meter breite Zone anscheinend toten Eises, die durch einen als Endmoräne aufzufassenden Querwall vom eigentlichen Gletscher abgetrennt war. Ein charakteristischer Unterschied bestand vor allem in den Wasserverhältnissen. Der eigentliche Gletscher war an sonnigen Tagen vollkommen von oberflächlichen Schmelzwässern überspült. Diese sammeln sich zu größeren Gerinnen, die wasserfallartig vor der Moräne in Gletscherspalten hinabstürzen. Im Toteisgebiet ist gar kein oberflächlich fließendes Wasser mehr vorhanden; dagegen hört man die subglazialen Ströme mit starkem Getöse unter dem Gletscher fließen und sieht sie am Ende des Gletschers mit großer Geschwindigkeit aus diesem hervorschießen.

Diesen Beobachtungen entspricht es, wenn wir auch die Saarmunder Endmoräne von zahlreichen Rinnen durchsetzt finden, die wir also auf subglaziale Schmelzwässer zurückzuführen haben. Einer ausgeprägten, auf solche Art zu deutenden Rinne folgt die Eisenbahnlinie zwischen Rehbrücke und Michendorf. Eine andere, breitere verläuft von Saarmund in direkt östlicher Richtung, um sich mit der erstgenannten zu vereinigen. Ein ganzes System von Rinnen durchbricht die Endmoräne zwischen Wildenbruch und Stücken. Sie vereinigen sich alle in der Rinne des Seddiner Sees und seiner mit dem oben beschriebenen Os verknüpften Fortsetzung.

Versuchen wir nun zu einer Gesamtauffassung der Potsdamer Glaziallandschaft zu kommen. Wie oben schon hervorgehoben wurde, haben wir südlich von Potsdam einen einspringenden Winkel am Eisrande anzunehmen. An diesen Winkel schließt sich nach N und NO hin das Seen- und Kamesmoränengebiet an, eine Grenzzone zwischen zwei benachbarten Eislappen bezeichnend. Die Moränen, sonst normale Stirnmoränen am Ende des Gletschers, biegen hier in den Winkel ein und werden zu Radialmoränen, wie sie typisch z. B. die Fercher Berge darstellen und wie sie den Kamesmoränen des Grunewalds zugrunde liegen mögen.

Das Grenzgebiet der beiden Loben war andererseits ein Gebiet besonders starker Spaltenbildung und mußte damit gerade an dieser Stelle zur Ausbildung eines Netzes subglazialer Schmelzwasserströme führen, das wiederum umgestaltend auf die ganzen Ablagerungen dieser Grenzzone einwirkte. Im einzelnen wird kaum noch zu entscheiden sein, wie weit wir es hier mit eigentlichen Endmoränen zu tun haben, wie weit

[1]) Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin 1912, Nr. 6.

mit radialen Aufschüttungen und Umlagerungen der Schmelzwässer. Es sind Übergangsformen, für die es sich vielleicht gerade empfiehlt, die Bezeichnung »Kames« beizubehalten.

Die Potsdamer Glaziallandschaft ist also entstanden zu denken im Grenzgebiet zweier Eisloben, in das die Moränen einbogen, in dem sich infolge besonders starker Spaltenbildung ein subglaziales Abfluß-System herausbildete, das durch Erosion, Aufschüttung und Umlagerung die heutigen Formen schuf.

Über die Psilonotenstufe und die Ammonitenfauna des untersten Lias Norddeutschlands*)

Von Herrn **Werner Lange** in Berlin-Friedenau

Mit 2 Figuren und einer Kartenskizze

Im Anhang zu seiner vorläufigen Mitteilung über den untersten Lias der Herforder Mulde[1]) hat der Verfasser ein Profil durch die obersten Psilonotenschichten Salzgitters nach hinterlassenen Aufzeichnungen von Herrn Pastor DENCKMANN, Salzgitter, mitgeteilt, und im Anschluß an dieses sich für die Wahrscheinlichkeit eines selbständigen Horizonts mit *Psilophyllites Hagenowi* innerhalb der Psilonotenstufe ausgesprochen. Inzwischen wurde auf Grund eigener Beobachtungen und der vorhandenen Literaturangaben dieses Bild bestätigt und soll zunächst in folgender Übersicht solcher Fundpunkte, an denen die Zonenfossilien schichtweise beobachtet wurden, veranschaulicht werden (siehe die Tabelle auf S. 179).

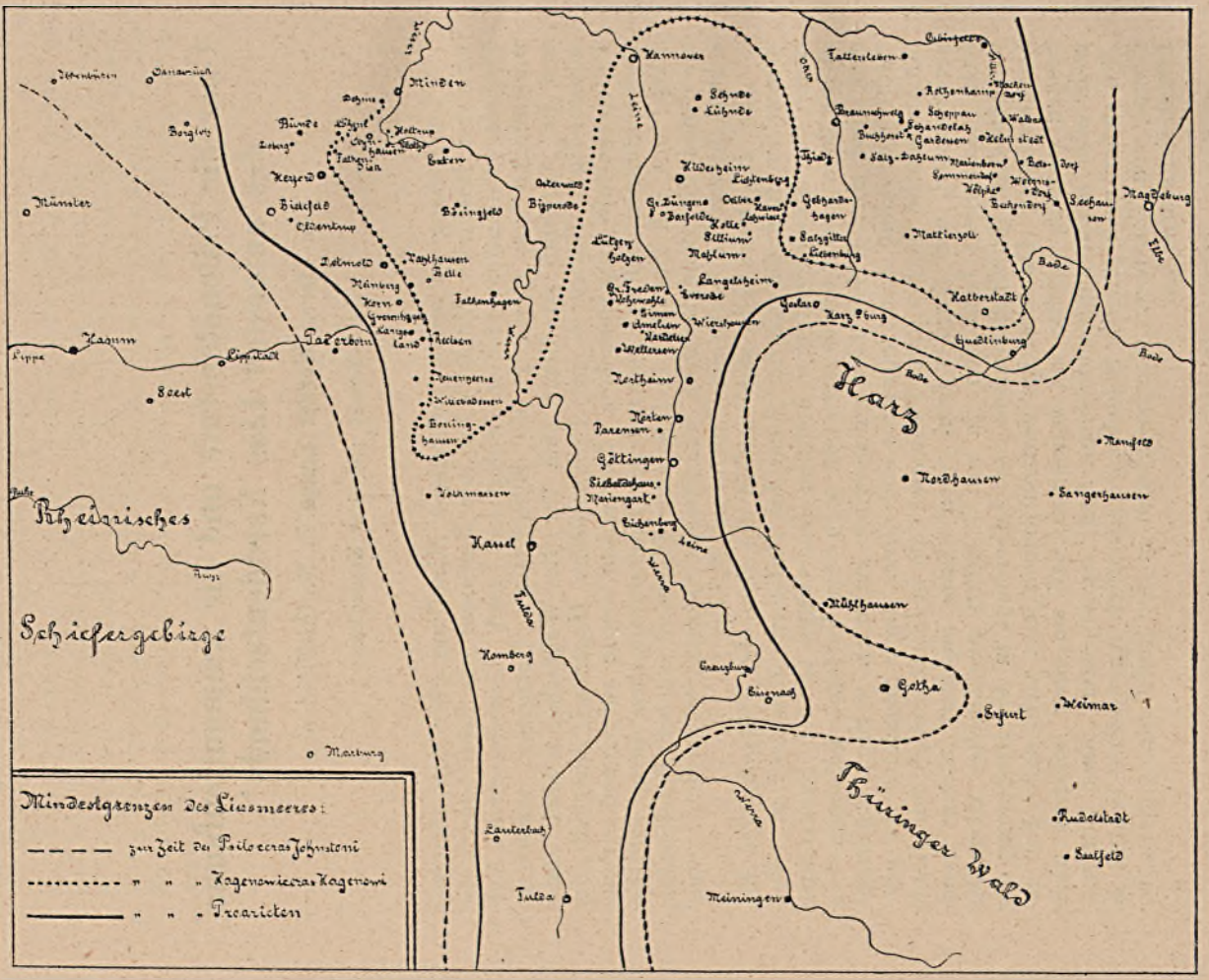
Bei Halberstadt steht mithin die Zone des *Psilophyllites Hagenowi* im Kontakt mit der Zone des *Psiloceras Johnstoni* an. Vertreter der Proarietenfauna konnten neuerdings in den Sandsteinen dieser Zone weder von SCHROEDER noch vom Verfasser gefunden werden, sind aber früher hier gelegentlich gefunden worden. SCHLÖNBACH[2]) erwähnt *Amm. laqueolus* und einen *Amm. angulatus* mit glatter Außenseite (= beripptes *Psiloceras*) als in Gemeinschaft mit diesen vorkommend, und ZECH[3]) fand einen »*Amm. laqueus*« in dem Sandstein. Außerdem fand sich ein von J. BÖHM gesammeltes Exemplar von *Alsatites Quedlinburgensis* von Halberstadt in der Sammlung der Landesanstalt. Da derartige Formen jedoch jetzt nicht mehr dort gefunden wurden, möchte ich annehmen, daß sie einer höheren, nicht mehr oder selten aufgeschlossenen Lage entstammten. Nach SCHROEDER stehen noch jüngere Schichten, vermutlich Angulatenschichten, in Gestalt von Tonen mit Sandsteinlagen in der Südstraße, südlich der Infanteriekaserne an.

*) Vortrag, gehalten in der Sitzung der Paläontologen-Vereinigung zu Berlin am 28. März 1923.

[1]) Dies. Jahrb. **42** (1921), 461.

[2]) Palaeontographica **13** (1865).

[3]) Jahresbericht der Oberrealschule von Halberstadt **1894**, 14.


Rheinisches
Schiefergebirge
Harz
Thüringer Wald
Mindestgrenzen des Lias-meeres:
zur Zeit des Psiloceras Johnstoni
" " " Vagenowiceras Vagenowi
" " " Proarieten

Zone	Salzgitter (n. Schroeder[4]) u. Denckmann)	Halberstadt[5]) (Kanonenberg)	Exten	Borlinghausen (n. Brandes[6]))	Falkenhagen (n. Brandes, s. 387)	Doberg b. Bünde	Oldentrup
des *Psil. planorbis* (Lias α1a)	Tone, zu unterst Sandstein, etwa 14 m, zu unterst m. *Psil. planorbis*	Tonmergel bis Feinsande (erbohrt), mit *Psil. planorbis*	Kalke mit *Psil. planorbis*	Kalk und Schiefer mit *Psil. planorbis*	Tone mit einer Mergellage an der Basis und 2 Kalkbänken (zu je 0,3 m), etwa 7 m, ohne Ammoniten	Tone (1 m) und Kalk (0,4 m), 1,5 m	Ton und Kalk, 1,2 m, mit *Psil. planorbis*
des *Psil. Johnstoni* (Lias α1b)	Tone (und Sandstein), etwa 2,2m, zu unterst mit *Psil. Johnstoni*	Tone, die obersten 3 m dünne Sandlagen einschließend, etwa 12 m mit *Ps. Johnstoni* in Geoden	Tonmergel, mehrere m, mit *Psil. Johnstoni*	Kalke, Mergel und Schiefer, 4,5 m, mit *Psil. Johnstoni*		Tone, 6 m, mit *Psil. Johnstoni*	Ton, zu oberst 2 Kalk-Kiesbänke, 1,5 m, mit *Psil. Johnstoni*
des *Psilophyllites Hagenowi* (Lias α1c)	Sandstein, 1 m, mit *Psiloph. Hagenowi*	Sande und Sandsteine, etwa 4—5 m, mit *Psiloph. Hagenowi*	Tonmergel, mehrere m, mit *Psiloph. Hagenowi*	Kalk, 0,3 m, mit *Psiloph. Hagenowi?*	Tone und eine Kalkbank (0,4 m), etwa 5 m, mit *Psiloph. Hagenowi*	Schichtlücke	Schichtlücke
der Proarieten (Lias α1d)	Tone und Sandstein, 5—6 m (9,6 m), mit *Alsat. laqueolus*, *Saxoceras Schroederi*	z. Zt. nicht erschlossen	z. Zt. nicht erschlossen	Talk und Ton, 2 m, mit *Proarietites* und *Psiloceras*	Tone, eine Konglomeratbank (0,1 m) einschließend, etwa 2 m, mit Psiloceraten und niedernündiger *Schlotheimia*	Kalkbank, 0,3 m	Kalk, 0,75 m, mit *Proarietites*, *Psiloceras*, *Schlotheimia*
Lias α2	Tone und Sandstein mit *Schlotheimia*	Tone mit Sandsteinlagen? (Südstraße)	Tonmergel mit Schlotheimien	Ton mit Schlotheimien	Tone, nach oben mit dünnen Kalkbänken, 15—18 m, mit *Schlotheimia*	Tone mit *Schlotheimia*	Tone mit *Schlotheimia*

12*

[4]) Erläuterungen zu Blatt Salzgitter. S. 50.
[5]) H. Schroeder, Dies. Jahrb. 36, II (1915), 492.
[6]) Neues Jahrbuch für Min., Geol. u. Pal., B.-Bd. **33**, 358.

Sandsteine mit Proarieten (*Alsatites Quedlinburgensis* W. L., *Quenst. Amm.*, Taf. 1, 15, 16) sind hingegen bei Quedlinburg gut entwickelt und früher besser aufgeschlossen gewesen, wie zahlreiche gute Stücke in den Museen von Berlin, Göttingen und Braunschweig beweisen. Heut ist man auf Lesestücke von den Feldern angewiesen und die Ammonitenfunde sind selten. *Psilophyllites Hagenowi* habe ich bisher von hier nicht zu Gesicht bekommen.

Die Psilonotenstufe wurde neuerdings auch beim Schachtabteufen des Kaliwerkes Thiederhall südlich Braunschweig in 300 m Teufe durchsunken. In der Braunschweiger Sammlung befinden sich von hier:

Psiloceras Johnstoni in Sandsteinfacies,
Psilophyllites Hagenowi verkiest in Sandstein (8 Exempl.),
Alsatites laqueolus aus Geoden (2 Exempl.);
sowie aus oberen Angulatenschichten:
Schlotheimia angulosa W. L. aus Sandstein (5 Exempl.).

Leider ist mir über die Aufeinanderfolge der fossilführenden Schichten von dieser Stelle nichts Näheres bekannt. Die verschiedene Facies spricht jedoch dafür, daß die genannten Ammoniten auch hier getrennte Lager einhalten.

Von Helmstedt am Schwarzen Berge ist *Psiloceras planorbis* bisher nicht bekannt geworden, doch dürfte die liegendste, ca. 2 m mächtige Kalksandsteinbank, die reich an Bivalven ist und auch *Nautilus intermedius* Sow. führt, dieser Zone angehören. Wesentlich höher (ca. 10 m) ist *Psiloceras Johnstoni* stellenweise in guter Erhaltung häufig, und zwar sowohl in einer Sandsteinbank wie in Konkretionen im sandigen Ton. Wenig höher tritt *Alsatites laqueolus* und *Saxoceras Schroederi* W. L. auf. *Psilophyllites Hagenowi* ist bisher bei Helmstedt anscheinend nicht gefunden worden. Das von Harbort in der Erl. z. Blatt Süpplingen der geol. Karte von Preußen gegebene Profil ist leider mangels genügend exakter Fossilbestimmung nicht ohne weiteres verwertbar, doch ist zurzeit Herr Jüngst mit einer kritischen Durchmusterung der Profile im unteren Lias des Harzvorlandes und Braunschweigischen beschäftigt.

Bei Exten ist die Zone mit *Psilophyllites Hagenowi* gleichfalls im Kontakt mit der *Johnstoni*-Zone erschlossen. Nach neueren Untersuchungen von Naumann[7]) soll *Psilophyllites Hagenowi* hier schon mit *Psiloceras Johnstoni* zusammen vorkommen. Danach wäre also die Scheidung der beiden Zonen hier nicht scharf, der Übergang ein allmählicher. Die Cephalopoden der Proarietenzone konnten in diesen Schichten weder von Brandes noch vom Verfasser zusammen mit *Psilophyllites Hagenowi* gefunden werden. Dagegen fand Verfasser vor einigen Jahren in den hangendsten Schieferschichten der unteren Mergelgrube unbestimmbare, flache Abdrücke von berippten Ammoniten (*Psiloceras*) und auch ein, durch eine aufgewachsene Auster plastisch erhaltenes Fragment eines solchen, das der Gruppe des *Psiloceras megastoma* angehört. Naumann[7]) fand in höheren Lagen außer-

[7]) Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Naumann.

dem ein nicht ganz sicher bestimmbares Fragment von *Proarietites laqueus* Qu. Es scheint also in den hangendsten Schichten die Zone der Proarieten zu beginnen. Sehr lohnend wäre es, an dieser klassischen Stelle die Schichten im Hangenden der unteren Mergelgrube bis zu den Angulatenschichten hin aufzuschürfen.

Im Gebiet zwischen Harz und Egge hat BRANDES *Psilophyllites Hagenowi* nur bei Borlinghausen und Falkenhagen angetroffen. Bei Borlinghausen liegt der fragliche *Ammon. Hagenowi* (die Lobenlinie war nicht sichtbar) in einer Kalkbank über den Schichten mit *Psiloceras Johnstoni* und unter den Kalken und Tonen der Zone der Proarieten und jüngeren Psiloceraten.

Bei Falkenhagen wurden die Zonen des *Psiloceras planorbis* und *Psiloceras Johnstoni* ohne Cephalopoden angetroffen; darüber folgt zunächst Ton (und Kalk) mit verkiesten *Psilophyllites Hagenowi*; darüber Ton mit berippten Psiloceraten (cf. *sublaqueus*) und schließlich eine Konglomeratbank, die abgerollte Ammoniten der *Hagenowi*- und Proarietenzone führt. Die hierüber folgenden 1,5 m Tone mit einer engberippten, niedermündigen *Schlotheimia* dürften vielleicht auch noch zur Proarietenzone gehören.

Die BRANDES'schen Befunde von Borlinghausen und Falkenhagen bestätigen mithin die Gliederung des Verfassers, die an letzterem Ort außerdem noch auf sekundärer Lagerstätte vorkommende Mischung der Fossilien beider Zonen spricht nicht dagegen.

Am Doberg bei Bünde ist die Entwicklung der Schichten eine ganz ähnliche wie bei Oldentrup. Infolge der Ungunst des Aufschlusses — die tiefsten Schichten stehen über einem Wasserloch an — konnte *Psiloceras planorbis* bisher nicht aufgefunden werden. Die Zone mit *Psiloceras Johnstoni* ist fossilreich aufgeschlossen und wie bei Herford wesentlich mächtiger (ca. 6 m) als in Oldentrup und rein tonig. Bis zu den Tonen der Angulatenschichten folgt dann nur noch eine nur 0,30 m mächtige Kalkbank, die infolge unzureichenden Aufschlusses keine Ammonitenfunde brachte. Vermutlich gehört sie der Proarietenzone an.

In Oldentrup fehlt die Zone mit *Psilophyllites Hagenowi* völlig. Die geringe Mächtigkeit der *Johnstoni*-Zone und die an ihrer Hangendgrenze auftretenden Kalkkiesbänke sprechen ihrer Beschaffenheit nach für Vorliegen einer Regressionsbildung, die bereits im oberen Teil der *Johnstoni*-Zone einsetzte. Auffallend ist, daß in nächster Nachbarschaft, bei Falkendiek, nördlich Herford, die Zone mit *Psilophyllites Hagenowi* anscheinend in größerer Mächtigkeit und tonig entwickelt ist[8]). Ebenso wird *Psilophyllites Hagenowi* von BRAUNS von mehreren Stellen in der Umgegend von Oeynhausen aufgeführt. Man kann daraus schließen, daß der Abfall zum Meer in dieser Gegend zur Zeit des *Psilophyllites Hagenowi* ein ziemlich schroffer gewesen sein muß.

[8]) MONKE, Die Liasmulde von Herford. 1889.

Vergleich mit Nachbargebieten

A. Süddeutschland. Die süddeutschen Verhältnisse sind noch nicht hinreichend geklärt und bedürfen einer umfassenden, neuen stratigraphisch-faunistischen Bearbeitung.

Psilophyllites Hagenowi wurde von Finkh[9]) bei Vaihingen aufgefunden und soll nach ihm nur aus der Umgegend von Stuttgart bekannt geworden sein. Ein durchgreifendes Profil liegt jedoch von hier nicht vor.

Die im Psilonotenkalk von Nürtingen aufgefundenen, von Holland[10]) beschriebenen Formen, die zum großen Teil mit Unrecht in enge Beziehungen zur alpinen Fauna der Zone des *Psiloceras megastoma* und *Proarietites proaries* gesetzt wurden, können nicht, wie Brandes wollte, als Vermittler zwischen alpinen Formen und der norddeutschen *Proarietites*-Fauna angesprochen werden. Die für die jüngste Psilonotenzone besonders bezeichnenden Proarieten einschließlich *Alsatites* fehlen dort gänzlich[11]). Die Prüfung der Holland-schen Originale und weiteren Materials der Sammlung Waidelich[12]) ergab, daß nur ein Teil der Formen Anklänge an geologisch jüngere alpine oder norddeutsche Psiloceraten zeigt (*Psil. Nürtingense* und *Psil. nicarium* Holl.; die Lobenlinie des erstgenannten ist bei Holland freilich völlig verzeichnet), während die Mehrzahl derselben nähere verwandtschaftliche Beziehungen zu der Gruppe des *Psiloceras planorbis-plicatulum* (*Psiloc. harpoptychum* Holl. usw.) aufweisen[13]). Eine Neubearbeitung der Fauna stellt Herr Martin Schmidt in Aussicht. Schmierer[14]) fand für die Gegend von Hechingen-Balingen, daß eine stellenweise auskeilende Trümmerkalkbank, welche die »teilweise an alpine Formen erinnernden« Psilonoten führt, dort eine höhere Lage einnimmt und durch eine Partie Schiefertone von der unteren Psilonotenbank (*Planorbis*-Bank) getrennt ist; erst über der Trümmerkalkbank folgt die Oolithbank, die nach Pompeckj u. A. als Äquivalent der *Proarietites*-Zone anzusprechen ist. Die interessante Holland-sche Fauna dürfte demnach eine Übergangsfauna zwischen *Planorbis*- und Proarietiten-Fauna darstellen und möglicherweise vertritt sie die norddeutsche *Hagenowi*-Zeit, in der im Norden sich vielleicht ein abgeschnürter Meeresteil mit verarmter Fauna befand (s. w. u.).

In der Gegend von Coburg ist anscheinend die höchste Zone der

---

[9]) Württ. Jahresh. **66** (1910), S. 164—166.

[10]) Ebenda **56** (1900), S. 498.

[11]) Hollands *Psiloceras* cf. *laqueus*, Taf. 9, 4 (non Quenst.) ist ein *Psiloceras* aus der Verwandtschaft des *Psiloc. sublaqueus* Waehn., von diesem u. a. durch wesentlich höhere Windungen und einfachere Sutur unterschieden; ich schlage für die interessante Form den Namen *Psiloceras Hollandi* vor.

[12]) Herrn Waidelich sage ich auch an dieser Stelle besten Dank für gütige Leihung seines schönen Materials.

[13]) Die Originale seiner mit *Psiloc. anisophyllum*, *Psil. Berchta*, *Psil. stenoptychum*, *Psil. diplotychum* und *Psil. Frigga* verglichenen Stücke haben nichts mit diesen alpinen Formen gemein, sondern gehören in die nächste Verwandtschaft von *Psiloc. harpoptychum* Holl., *Psil. distinctum* Pomp. und *Psil. subangulare* Opp.

[14]) Dies. Jahrb. **34** (1913), II, 716.

Psilonotenstufe entwickelt, wie ein in der Sammlung der Landesanstalt befindliches Exemplar von *Psiloceras* cf. *Brandesi* W. L. vom Reihersberg bei Ebersdorf a. F. dartut.

In Lothringen fehlt nach KLÜPFEL[15]) die *Planorbis*-Zone. Über der *Johnstoni*-Zone (1—2,5 m Mergel) folgt noch ein »*Psiloceras*-Horizont« und darüber die Zone der *Schlotheimia angulata* (1—3 m Kalke, Mergel, Tone), über denen *Arietites liasicus* ein besonderes Lager einnehmen soll. Diese Angaben scheinen mir vorderhand schwer glaubhaft; nach anderen Autoren sollen die Schichten mit *Arietites liasicus*, deren Parallelisierung mit unserer *Proarietites*-Zone gegeben erscheint, an der Basis der Angulatenschichten liegen. Vielleicht beruht auch diese Angabe auf ungenauer Fossilbestimmung, indem die »Angulatenschichten« mit dem ersten Auftreten von *Saxoceras* verwandten Formen oder auch echten Schlotheimien (*Schlotheimia praecursor*-Verwandte) zu früh angesetzt wurden.

B. England. Aus England liegen neuere stratigraphische Arbeiten von TUTSCHER[16]), TRUEMAN[17]) und BUCKMAN[18]) vor. Die Gliederung der Psilonotenstufe der genannten Autoren ist in folgender Tabelle mit der Norddeutschlands in Beziehung gesetzt.

Norddeutschland	Bristol-Distrikt n. TUTSCHER	Cardiff-Distrikt n. TRUEMAN
Zone des *Psiloceras planorbis*	Zone der *Modiola* (*Volsella*) *langportensis* (White Lias) Zone der *Pleuromya Tatei* » » *Ostrea liasica* » des *Psiloceras planorbis*	White Lias Zone der *Ostrea* » des *Psiloceras planorbis*
Zone des *Psiloceras Johnstoni*	Zone des *Caloceras Johnstoni*	Zone des *Caloceras Johnstoni*
Zone des *Psilophyll. Hagenowi* » der Proarieten	Z. d. *Waehneroceras megastoma* Zone des *Alsatites liasicus* (mit Schlotheimien!)	Zone des *Waehneroceras* Zone der *Schlotheimia angulata*
Angulatenstufe	Zone der *Schlotheimia angulata*	

An der Basis des Lias liegt in England eine mächtige, Ostreenreiche Schichtenfolge, in der keine Ammoniten gefunden werden. Eine Gliederung derselben nach Lamellibranchiaten, wie *Pleuromya*, und *Ostrea*, ist, wie schon TRUEMAN sehr richtig bemerkt, nur mit äußerster Vorsicht zu benutzen. Auch bei uns beginnt ja die Schichtenfolge des Lias zunächst vielfach mit allerdings weniger mächtigen, Cephalopoden-freien Muschelbänken, ohne daß diese zur Aufstellung besonderer Zonen Veranlassung gegeben haben; ich möchte demnach die Schichtenfolge bis einschließlich der Zone des *Psiloceras planorbis* Englands mit unserer *Planorbis*-Zone gleichsetzen. Die Zone mit Psilo-

[15]) Dies. Jahrb. **38** (1917), I, 252.
[16]) Quart. Journ. Geol. Soc. **73** (1918), 278.
[17]) Proceed. geol. Assoc. **31** (1920), 93.
[18]) Quart. Journ. Geol. Soc. **73** (1918), 257.

ceras Johnstoni ist auch in England als selbständiger Horizont entwickelt. Darüber unterscheidet Tutscher 2 Zonen, die sich bei uns nicht trennen lassen, da die Formen aus der Verwandtschaft des *Psiloceras megastona* (*Psil. tapeinostoma* W. L., *anisophylloides* W. L., *Brandesi* W. L. u. a. m.) hier mit den Proarieten zusammenliegen. Trueman zieht die Zone des *Alsatites liasicus* auf Grund des gleichzeitigen Vorkommens von *Schlotheimia* zu den Angulatenschichten. Bei genauerer Analyse des von ihm gegebenen Profils von der Steilküste bei Lavernock ergaben sich jedoch noch weitergehende Analogien; im Folgenden seien deshalb die Ammoniten führenden Schichten seiner *Waehneroceras*- und Angulaten-Zone einzeln aufgeführt:

Waehneroceras-Zone	Nr. 51.	*Caloceras* sp., *Waehneroc. extracostatum* Waehn.
	» 53.	? *Caloceras* sp., *Waehneroc.* cf. *megastoma* Waehn., *Waehneroc.* cf. *frigga* Waehn.
	» 55.	*Waehneroceras* cf. *megastoma* Waehn.
	» 57.	? *Caloceras* sp.
Angulaten-Schichten	Nr. 59.	*Schlotheimia* sp.
	» 64.	cf. *Psilophyllites Hagenowi* Dunk. (s. Text bei Trueman, S. 102), *Schlotheimia* sp. sp.
	» 65.	*Schlotheimia angulata* Schloth.
	» 66.	*Schlotheimia* sp. sp.
	» 70.	*Alsatites* cf. *laqueolus* Schlönb.
	» 75.	*Schlotheimia thallassica* Qu. [= *depressa* Wähn.?; d. Verf.]

Es treten also über der »*Waehneroceras*-Zone«, abgesehen von den Schlotheimien, die vielleicht z. T. anders gedeutet werden könnten, zunächst *Amm. Hagenowi* und dann *Amm. laqueolus* bezw. nahe Verwandte dieser leicht kenntlichen Formen auf. Die Schichtfolge würde dann ganz der Norddeutschlands entsprechen, nur daß Formen aus der Gruppe der *Psiloceras megastoma* und *extracostatum* hier schon vor dem *Amm. Hagenowi*, noch zusammen mit *Caloceras* sp. — also vermutlich Formen der *Johnstoni*-Gruppe — auftreten. Diese könnten dann vielleicht mit der Holland'schen Fauna Süddeutschlands (*Psil. Nürtingense*) parallelisiert werden. In Schicht 58—70 sind nach Trueman auch Ostreen aus der Gruppe der *Ostrea irregularis* Münst. häufig, die bei uns gleichfalls für die obersten Psilonotenschichten bezeichnend sind und in den Angulatenschichten nicht mehr gefunden werden.

Die Angulatenschichten mit dem ersten Auftreten der Gattung *Schlotheimia* beginnen zu lassen, ist nun aber, wenn man auf eine genaue Gliederung Wert legt, nicht angängig; denn dann müßte man im alpinen Gebiet auch die Zone des *Psiloceras calliphyllum* zu den Angulatenschichten rechnen, in denen nach Wähner bereits Schlotmien vorkommen, in Norddeutschland sie mit der Proarietiten-Zone beginnen lassen usw.; als stratigraphisch verwertbare Leitfossilien

sind nur genau definierte Arten brauchbar. Inwieweit das in England geschehen ist, entzieht sich meiner Beurteilung[19]).

Paläogeographisches

Die vorhergehend beschriebenen Beobachtungen führen mich zu folgendem Bild:

Das flache Rätmeer Norddeutschlands hat nach Verbindung mit der offenen See zu Beginn des Lias α, die vermutlich gleichzeitig oder nahezu gleichzeitig mit der des englischen und französischen Gebiets erfolgte, und Einwanderung zahlreicher mariner Formen an Tiefe zunächst kaum zugenommen; wir haben es uns als außerordentlich flaches, vermutlich buchten- und inselreiches Becken vorzustellen, dessen Mindestgrenzen von denen der *Johnstoni*-Zeit, die auf beiliegender Skizze im einzelnen noch sehr verbesserungsbedürftig eingetragen sind, nicht viel abweichen werden. Kleine Bodenschwankungen oder vielleicht auch andere Ereignisse, wie Verlegung von Flußmündungen und Meeresströmungen, konnten in diesem Meer leicht die Sedimentation unterbrechen, lokale Aufarbeitungszonen und Konglomerate schaffen, Schichtlücken hinterlassen. Nach — wenigstens lokal — vorübergehender Verflachung fand mit Beginn der *Johnstoni*-Zeit eine Vertiefung und vermutlich auch Erweiterung des Meeres — in einigen Grenzgebieten beginnt der Lias anscheinend mit der *Johnstoni*-Zone — statt. Wir finden im ganzen Gebiet ein Überwiegen der tonigen Ablagerungen, im Westen treten die sandigen Mergelkalke, im Osten die Sandsteinbänke sehr zurück, oder werden fast völlig unterdrückt (Salzgitter, Halberstadt, Helmstedt). Die neu eingewanderten Formen der Gruppe des *Psiloceras Johnstoni* entwickeln sich in großer Variationsbreite und verdrängen *Psiloceras planorbis* spontan. Die größte Verbreitung des *Johnstoni*-Meeres — soweit wir es heute noch nachweisen können — ist auf der Kartenskizze eingetragen, in der auch die wichtigsten Fundpunkte des untersten Lias verzeichnet sind. Gegen Ende der *Johnstoni*-Zeit macht sich jedoch ein Umschwung geltend. In der Gegend von Bielefeld sind die *Johnstoni*-Tone nur sehr geringmächtig entwickelt, in der küstenferneren Gegend von Herford-Bünde 4—5 mal so stark. Hier, bei Bielefeld, hat sich wohl schon in der zweiten Hälfte der *Johnstoni*-Zone das Meer zurückgezogen und nur noch in abgeschlossenen stillen Buchten in schlecht durchlüftetem Wasser eine geringe Menge kiesreichen Kalkschlamms abgesetzt. Bei Halberstadt sind die Anzeichen einer Regression gleich-

[19]) Daß die Bestimmungen von Trueman nicht allzu verläßlich sind, ergibt sich z. B. aus der Aufführung von *Schlotheimia gallica* S. Buckm. in seinen Fossillisten (1920, S. 101), eine Art, die Buckman 1906 auf d'Orbigny's *Amm. catenatus*, Pal. Franc. t. **94**, 1, 2, gründete. Die d'Orbigny'sche Form ist aber schon von Wähner (Beitr. Ost. **4**, 76) als *Psiloceras* (*Waehneroceras auctorum*) erkannt und, als nicht ganz sicher, zu seinem *Psiloceras haploptychum* gezogen worden, was auch Buckmann übersehen hat. Nicht besser steht es mit *Schlotheimia thalassica* Qu., die Trueman gleichfalls aufführt, und die — auch hierin müssen wir Waehner folgen — teils zu *Schloth. angulata*, teils zu *Schloth. depressa* Waehn. zu stellen ist.

falls ersichtlich. Schroeder erwähnt von hier eine geröllführende Austernbreccie mit kiesigem bezw. kalkigem Bindemittel im Ton, und gegen Ende der Zone stellen sich sandige Zwischenlagen ein. Bei Helmstedt fand sich in dieser Höhenlage eine, zahlreiche Strandgerölle (aus älteren liassischen Sandsteinen gebildete) führende Sandsteinbank mit Cardinien usw. Die Regression erreicht zur Zeit des *Psilophyllites Hagenowi* ihren Höhepunkt. Der Leitammonit fehlt in den Randgebieten und südlichen Gegenden. Sein bisher bekannt gewordenes Vorkommen ist begrenzt durch eine die Orte Oeynhausen-Falkendiek-Belle-Borlinghausen-Falkenhagen-Thiede-Salzgitter-Halberstadt umfassende Linie. In der weiteren Umgegend von Hildesheim scheint diese Zone gleichfalls zu fehlen. Bei Groß-Düngen fand sich an der Basis der Angulatenschichten eine, vielleicht der Proarietenzone angehörige konglomeratische Kalksandsteinbank mit abgerollten *Psiloceras Johnstoni*[20]), also ein Beweis, daß zwischen *Johnstoni-* und Angulatenzeit hier eine Schichtenaufarbeitung stattgefunden hat. Ähnlich liegen die Verhältnisse anscheinend bei Sehnde, wo im Kanaleinschnitt vom Verfasser an der Basis des Lias eine sandige Mergelbank mit verdrückten, berippten Ammoniten beobachtet wurde, die *Schlotheimia* ähnlichen Habitus aufweisen und Proarietenzone oder Angulatenschichten vertreten. Gleichzeitig vorkommende zahlreiche *Gryphaea obliquata* Sow. sprechen für letztere Annahme, da diese Form in Norddeutschland in den Proarietenschichten noch nicht gefunden wird, sondern frühestens in den Angulatenschichten auftritt. Wenig höher folgen bereits die Arietenschichten. Hier sind also augenscheinlich die gesamten tieferen Psilonotenschichten wieder abgetragen worden. Die Befunde sprechen mithin für diese Gegend für das Vorliegen eines Hochgebiets zur *Hagenowi*-Zeit. In den östlichen Gebieten, bei Halberstadt, Salzgitter, Thiederhall kommen ausschließlich meist geringmächtige Sande; bei Borlinghausen unreiner Kalk zum Absatz. Im mehr nordwestlich zentralen Gebiet Exten-Oeynhausen-Falkendiek-Falkenhagen überwiegen z. T. mächtigere tonige Sedimente. Die Grenze des Gebietes, die noch sehr besserungsbedürftig ist, ist auf der Kartenskizze eingetragen. Es wäre immerhin denkbar, daß *Psilophyllites* eine, aus *Psiloceras* hervorgegangene, durch ungünstige Lebensbedingungen erzeugte Kümmerform ist, die in dem verarmten, abgeschnürten Meer ihr Dasein fristete; vielleicht ist die von Holland beschriebene schwäbische Fauna mit *Psiloceras harpoptychum* ein artenreicheres Äquivalent der *Hagenowi*-Zone des Nordens. Die Zone der Proarieten möchte ich als eine Zeit erneuter Transgression deuten, wenn auch der alte Meeresumfang nicht wieder ganz erreicht wurde. Im Westen dringt das Meer wieder über Bielefeld hinaus vor, vermag hier allerdings nur geringmächtige mergelig-kalkige bis kiesige Niederschläge zu hinterlassen. Weiter südlich ist die Zone im Eggegebiet wieder überall nachweisbar, die Verbindung mit den südlichsten Vorkommen

---

[20]) Grupe u. Haack, Erläuterungen zu Blatt Bockenem der Geol. Spezialkarte von Preußen, 1 : 25000, S. 55.

(Hessische Straße), über Amelsen-Göttingen bis Lauterbach und vermutlich weiter nach Süddeutschland, wieder offen, bei Salzgitter finden wir wieder überwiegend tonige Niederschläge; Quedlinburg, Beckendorf, Helmstedt bilden weitere Marken des Proarieten-Meeres (siehe Kartenskizze). Neue Verbindung mit der hohen See läßt eine Fülle neuer Ammoniten zuwandern, die, aus der Thetys entstammend, den Weg über das französisch (-englische) Gebiet zu uns fanden und von denen einige vielleicht erst von hier durch die Hessische Straße nach Süddeutschland wanderten, wie z. B. *Proarietites laqueus*, der in Frankreich[21]), wie in Oldentrup gemein, auch in Luxemburg[22]) beobachtet, bei Langeland und Lauterbach angetroffen, in Süddeutschland überaus selten ist.

Eine erneute Meereserweiterung und nun auch vielerorts wesentliche Vertiefung beginnt mit der Angulatenzeit. Meistens stellen sich nun mächtigere tonige Sedimente ein, im Ostgebiet bleibt der sandige Einschlag jedoch noch weiterhin erhalten.

Auch an der Grenze der Angulaten- und Arietenschichten ist vielerorts eine Regressionsphase, die von einer neuen Transgression abgelöst wird, zu beobachten, so besonders bei Bielefeld[23])-Oldentrup, ferner am Harzrand (abgerollte Schlotheimien im Arieten-Eisenstein von Harzburg) usw. Graphisch können die Trans- und Regressionsphasen wie in Fig. 1 veranschaulicht werden.

Es soll noch kurz auf die KLÜPFEL'sche Cyklen-Theorie[24]) eingegangen werden, zumal KLÜPFEL die Meinung ausspricht, daß diese voraussichtlich die Verhältnisse des unteren Lias Nordwestdeutschlands gut erklären würde. Es handelt sich hierbei besonders um die Deutung der Ursache des Wechsels toniger und kalkiger Sedimente. POMPECKJ[25]) hatte klimatische Schwankungen für solche Wechsel in Schwaben angenommen. Während einer nassen Periode sollte wesentlich suspendiertes Material, Sand und Ton, durch die stärker geschwollenen Flüsse ins Meer gebracht werden, während einer Trockenperiode überwiegend gelöstes Material, also wesentlich Kalkbicarbonat, das dann auf chemischem Wege im Meer zur Ausfällung gelangte.

BRANDES spricht die Kalkbänke im Lias seines Gebiets nicht als chemische, sondern ausschließlich als mechanische, in größerer Küstennähe erfolgte Niederschläge an, wofür ihr Sand-Fossiltrümmergehalt spreche.

KLÜPFEL kommt für den Lothringer Jura zu einer anderen Auffassung. Er unterscheidet:

---

[21]) MARTIN, Bull. d. congrès scientif. d. Fr. Auxerre **25** (1858), I, S. 378, t. **1**, 2; s. a. REYNÈS, 1879, Monogr. d. Ammonites, t. **1**, **2**.

[22]) JOLY, Mém. d. Mus. royal d'hist. nat. d. Belgique 1907, S. 45.

[23]) Besonders im östlichen Aufschluß der Ziegelei Spilker, Bielefeld, befindet sich an der Basis der Arietenschichten ein grobes Konglomerat.

[24]) Geolog. Rundschau 7 (1916), 97.

[25]) Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Stuttgart 1914.

1. Tonstadium, in tieferem Wasser abgesetzt;
2. Mergelstadium, bei Hebung des Meeresbodens abgesetzt;
3. Kalkstadium, in flachstem Wasser abgesetzt.

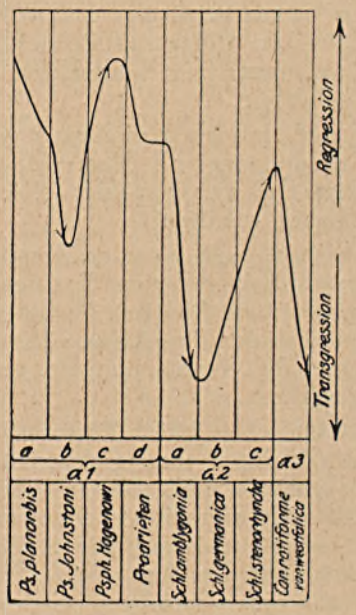


Fig. 1.

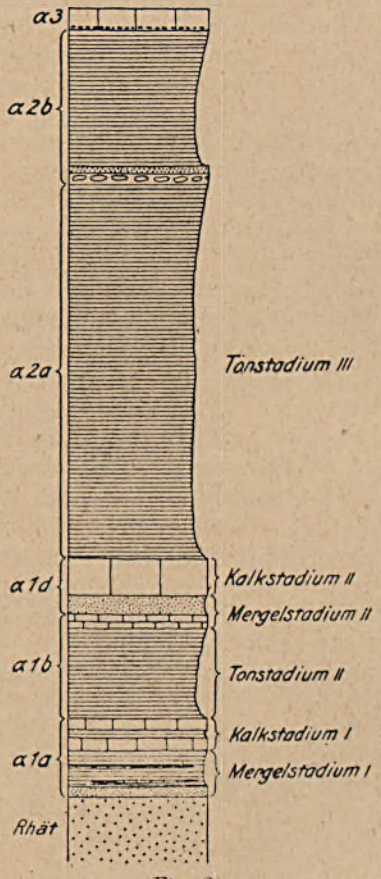


Fig. 2.

Der Kalk dieses Stadiums ist nach KLÜPFEL ein chemisches Sediment, vielleicht durch stärkere Erwärmung der flachen Wasserschicht, fern von den Randgebieten des Festlandes, unter Mithilfe kalkabscheidender Organismen ausgeschieden. Die »Dachbank« führt öfter Phosphoritknollen und trägt häufig eine Emersionsfläche, ist angebohrt und mit Austern besetzt und über ihr finden sich angebohrte Gerölle. Auf die Dachbank folgt unter plötzlicher Senkung ein neues Tonstadium, womit ein neuer Cyklus beginnt. Es entsprechen also die Kalkbänke Regressionszeiten, die Tonablagerungen Transgressionszeiten, so daß bezüglich der Richtung der Bewegungen Übereinstimmung mit der BRANDES'schen Deutung besteht. Die Cyklen des Lias sind nach KLÜPFEL horizontal weit zu verfolgen,

während sie im Dogger in horizontaler Richtung rasch wechseln und einer wellenförmig fortschreitenden labilen Faltung des Meeresbodens ihren Ursprung verdanken sollen. Da es nun auch »unvollständige Cyklen« gibt, kann man jeden Wechsel von Kalk und Ton mit dieser Theorie erklären. KLÜPFEL beansprucht für seine Theorie Allgemeingültigkeit, da es ihm bedenklich erscheint, für denselben Vorgang — den Wechsel von Ton und Kalk — an verschiedenen Orten verschiedene Ursachen anzunehmen, und diese Verallgemeinerung zu mindest erscheint mir bedenklich. Die Natur verfährt nicht so schematisch, und es werden andernorts die von POMPECKJ (Unterer Weißjura Schwabens!) bezw. BRANDES gegebenen Erklärungen den Erscheinungen besser gerecht. Was für die küstenferneren Flachseegebiete Lothringens gelten mag, braucht nicht für norddeutsche Bildungen, die in unmittelbarer Nachbarschaft des Strandes entstanden sind, zutreffend zu sein.

Zu einem näheren Vergleich erscheinen die gut bekannten Verhältnisse von Oldentrup besonders geeignet (siehe d. Faciesprofil Abb. 2). Die untersten Lagen haben wohl eine gewisse Ähnlichkeit mit einem unvollständigen Cyklus, wenn man *Planorbis-Johnstoni*-Zone als Mergelstadium, Proarietenzone als Kalkstadium auffaßt; doch überwiegen in allen Bänken »lokale Einflüsse« in Gestalt von Fossiltrümmern, Pyriteinlagerungen, Sandbeimengungen usw. Phosphorit-Knollen sind zwar vorhanden — und hierin liegt eine gewisse Analogie — aber in größerer Häufigkeit in etwas tieferer Lage. Angebohrte und mit Austern usw. bewachsene Emersionsfläche, sowie ebensolche Gerölle darüber fehlen. Nicht viel besser wird die Übereinstimmung, wenn man die *Planorbis*-Zone und die *Johnstoni*-Zone + Proarieten-Zone je für sich als selbständigen kleinen Cyclus auffaßt. Für die höheren Schichten (Angulaten- und Arieten-Stufe) versagt die Cyklen-Theorie oder die Cyklen bleiben in den allerersten Anfängen stecken. Die den mächtigen Tonfolgen eingelagerten einzelnen Kalkbänke führen wesentlich mechanisches Sediment, es sind also keine Cyklen im Sinne KLÜPFEL's nachweisbar. Dasselbe gilt für sämtliche jüngeren Liasschichten der Herforder Mulde.

Paläontologisches *)

In der Psilonotenstufe treten von Ammoniten-Gattungen nach älterer Auffassung *Psiloceras*, *Schlotheimia* und *Arietites* auf. *Psiloceras* und *Schlotheimia* beginnen im Mediterran-Gebiet in der ältesten Liaszone, der Zone des *Psiloceras calliphyllum*, »*Arietites*« (*Proarietites*, *Alsatites*) in der nächstjüngeren *Megastoma*-Zone. In Norddeutschland tritt sowohl *Schlotheimia* wie »*Arietites*« erst in der jüngsten Zone der Psilonotenschichten, der Proarietenzone auf.

*) Eine ausführliche Beschreibung und Abbildung der im folgenden kurz charakterisierten Arten erfolgt demnächst an anderer Stelle.

Psiloceras (Genotyp: *Psiloceras planorbis* Sow.)

Der Name *Psiloceras* wurde von Hyatt 1868 für die Gruppe des *Psil. planorbis* aufgestellt und von Waehner 1886 schärfer gefaßt. Die Unterscheidung der oben genannten 3 alten Gattungen erfolgt nach Waehner lediglich unter Berücksichtigung der Skulptureigentümlichkeiten, während die Gestaltung der Windungen, die besonders innerhalb der Gattungen *Psiloceras* und *Schlotheimia* sehr verschiedenartig ist, und die Ausbildung der Lobenlinie nicht zu Unterscheidungen der Gattungen Anlaß gaben. Die Suturen vieler *Psiloceras*-Arten, *Schlotheimia*-Arten und ursprünglichen Arieten sind einander sehr ähnlich.

Bei *Psiloceras* erreichen die Rippen ihre größte Höhe auf der Flankenmitte, wenden sich bei Annäherung an die Außenseite in der Regel nach vorn und schwächen sich hierbei mehrminder ab, sich in der Mitte der Außenseite bogenförmig mit der Rippe der Gegenseite vereinigend[26]). Die allgemeine Abschwächung der Skulptur bei Altersformen betrifft zuerst die Außenseite, so daß diese zuerst glatt wird. Tritt sekundäre Berippung ein, was bei größeren Exemplaren häufiger der Fall ist, so sind die sekundären Rippen auf die Außenseite beschränkt und schwächer als die primären. Die Skulptur ist auf den Flanken mithin stets gleichmäßig, auf der Außenseite bei Formen mit sekundärer Berippung ungleichmäßig. Einzelne Arten sind fast skulpturlos. Hyatt[27]) trennte nach Bekanntwerden der alpinen Arten durch Waehner einen Teil der stärker skulpturierten Formen, insbesondere die mit außenseits vorgezogenen Rippen versehenen Formen als *Waehneroceras* ab. Diese Abtrennung erscheint aber recht willkürlich und wenig überzeugend, die Grenze zwischen *Psiloceras* und *Waehneroceras* ist nicht zu ersehen. So zeigen u. a. auch stärker skulpturierte Formen der Reihe des *Psiloc. planorbis* außen vorgezogene Rippen; man denke z. B. an die nahe verwandten Formen: *Psiloc. planorbis, Psiloc. plicatulum, Psiloc. harpoptychum,* die eine ausgezeichnete Entwicklungsreihe darstellen. Waehner wehrt sich daher mit Recht gegen diese Trennung und die Gattung *Waehneroceras* kam zunächst nicht in Anwendung. Neuerdings ist sie anscheinend in England mehr gebräuchlich geworden. Pompeckj tritt im Allgemeinen der Waehner'schen Auffassung bei[28]). Ferner wurden von Hyatt einige Psiloceraten zu seinem *Genus Caloceras* gestellt. Diese Gattung *Caloceras* umfaßt so heterogene Dinge, von *Am. Johnstoni* und *tortilis* über die Gruppe des *Amm. proaries* bis zu »echten« Arieten der Arietenschichten, daß sie meines Erachtens nicht diskutabel ist. Eine Unterteilung der Gattung *Psiloceras* in verschiedene natürliche Gruppen wäre an sich recht wünschenswert und würde die Übersicht über die zahlreichen beschriebenen Arten wesent-

[26]) In einzelnen Ausnahmefällen und bei krankhaften Exemplaren, z. B. von *Psiloceras Johnstoni*, findet keine Rippenabschwächung auf der Außenseite, sondern manchmal sogar eine Erhöhung derselben statt.

[27]) Genesis of the Arietidae 1889.

[28]) Jahrbuch des Vereins f. vaterländ. Naturkunde i. Württemb. 1893, 151.

lich erleichtern, ist aber nur an Hand eines großen alpinen Materials möglich. Die norddeutschen Formen, obwohl viel manigfaltiger als gemeinhin bekannt, sind für sich allein nicht hierzu verwertbar. SALFELD[29]) schlägt für die Gruppe des *Psiloceras calliphyllum* den Gattungsnamen *Paraphylloceras* vor, ohne aber anzugeben, was er zu dieser Gruppe an Formen rechnet. Mit solchen einzeln herausgegriffenen Formen ist uns wenig weiter geholfen.

In Norddeutschland sind vertreten die Gruppen des *Psiloceras planorbis, Psiloc. Johnstoni, Psiloc. extracostatum, Psiloc. megastoma.* Es fehlen bisher Vertreter der Gruppe des *Psiloc. sublaqueus,* die zwar von BRANDES erwähnt werden, ohne daß sich aber in Göttingen Belegmaterial hierfür fand, und solche der Gruppe des *Psiloc. kammerkarense.*

Gruppe des Psiloceras planorbis

Psiloceras planorbis SOW. (Qu. Amm., Taf. 1, Fig. 1, 3, 4, 6, 7) ist fast überall in der nach ihm benannten Zone häufig, jedoch meist verdrückt und schlecht erhalten. In guter Erhaltung kommt es an der Egge (bei Sandebeck) in Kalkbänken vor. Paläontologisch bieten diese nichts neues.

Psiloceras plicatulum POMP. (Qu. Amm., Taf. 1, Fig. 9, 11).
In Norddeutschland selten und schlecht erhalten. *Planorbis*-Zone.

Psiloceras leptoptyctum W. L.

Erinnert an *Psiloceras plicatulum,* hat wesentlich geringeres Höhen- und Dickenwachstum, viel enger stehende Falten, schmalere, höhere Loben. Proarietenzone, Oldentrup.

Gruppe des Psiloceras Johnstoni

(*Caloceras sens.* str. S. BUCKMAN, non HYATT)

Psiloceras Johnstoni SOW. (Qu. Amm., Taf. 1, Fig. 8, 13) kommt gut erhalten in großer Individuenfülle und Variationsbreite in der nach ihm benannten Zone vor.

Typus: Formen von nahezu kreisförmigen Querschnitt, mit kräftigen Rippen, die die Außenseite nicht erreichen oder nur als undeutliche Streifen auf dieser erscheinen. Besonders häufig verkiest in der Tonfacies des Nordwestens. — Auf den Kieskernen zeigen sich häufig matte, stark geschwungen verlaufende Kurven, die als Anwachsstreifen der Perlmutterschale zu deuten sind.

Psiloceras Johnstoni var. **hercyna** W. L.

Formen von mehr langovalem Windungsquerschnitt und meist etwas niederen, mehr faltenähnlichen Rippen. Überwiegt in der Sandsteinfacies des Harzvorlandes und Braunschweigischen.

Psiloceras Johnstoni var. **polykosma** W. L.

vom Habitus des Typus, die Rippen überschreiten abgeschwächt die

[29]) Nachrichten der Gesellsch. d. Wissensch. Göttingen 1919.

Außenseite. Bei seltenen, krankhaften Exemplaren gehen sie auch unabgeschwächt über diese hinweg; die Formen können äußerlich einem *Aegoceras bifer* Qu. ziemlich ähnlich werden, unterscheiden sich aber auf den ersten Blick durch die Lobenlinie. Verkiest in der Tonfacies des Nordwestens.

Psiloceras Johnstoni var. **stenogastor** W. L.

vom Habitus des Typus, aber mit stumpf gekanteter Außenseite und Andeutung einer Kielbildung. Die Form ist durch alle Übergangsstufen mit dem Typ verbunden, so daß eine Art-Abtrennung unmöglich ist. Häufig verkiest in der Tonfacies des Nordwestens. — *Aegoceras intermedium* Wright, Lias-Amm., Taf. **15**, 3—6, non Portlock, scheint der var. *stenogastor* sehr nahe zu stehen. Portlock's Form[30]) hat nach dessen Beschreibung keine Kielandeutung. *Aegoceras Belcheri* Wright, ebenda, Taf. **15**, 7—9 (non Taf. **19**, 1,2) ist in der äußeren Form ähnlich, wächst aber langsamer an und hat feiner gezackte Suturlinie.

Psiloceras Johnstoni var. **bathyphylla** W. L.

unterscheidet sich vom Typus durch höher differenzierte Lobenlinie und bereits in jugendlichem Stadium ausgebildeten »Suspensivlobus«. *Johnstoni*-Zone von Oldentrup und Kreuzburg, Thüringen.

Psiloceras habrum W. L.

Vom Typus der *Psiloceras Johnstoni*, aber mit extrem langsam anwachsenden, schmächtigen Windungen und feineren, engstehenden Rippen. *Johnstoni*-Zone von Oldentrup, Salzgitter, Scheppau (hier häufig), Helmstedt.

Psiloceras cheilon W. L.

Extrem rasch anwachsende Form vom *Johnstoni*-Typus, Windungen wesentlich breiter als hoch, mit grober Skulptur. *Johnstoni*-Zone, Oldentrup.

Psiloceras aries W. L.

Formen vom *Johnstoni*-Typus mit deutlich ausgeprägtem, schmalem Kiel, von dem aus die Flanken entweder dachförmig abfallen oder durch zwei seichte Furchen getrennt sind. Da *Psil. aries* durch *Psil. Johnstoni* var. *stenogastor* mit *Psil. Johnstoni* eng verbunden erscheint und gleichzeitig mit diesem auftritt, schien es nicht angängig, derartige Formen von *Psiloceras* abzutrennen und zu den Arieten zu stellen, wie Waehner wollte. Verkiest in der Tonfacies des Nordwestens (Oldentrup, Doberg, Exten).

Psiloceras aries var. **Oldentrupensis** W. L.

wie voriges, von der schmalen kielartigen Kante geht jedoch die Außenseite in gleichmäßiger Rundung in die Flanken über. *Johnstoni*-Zone, Oldentrup.

---

[30]) Report on the Geolog. of Londonderry, S. 136, Fig. 17 (1843).

Gruppe des Psiloceras extracostatum Waehn.
(*Waehneroceras auctorum* pars)

Psiloceras engonium W. L.

Kleinwüchsige, langsam anwachsende Formen mit ovalem Windungsquerschnitt, scharfen, gebogenen Rippen, die sich auf der Außenseite in kurz gerundetem Bogen vereinen und sehr wenig differenzierter Sutur; anscheinend meit mit *Psiloceras subangulare* Opp. verwechselt, von dem es sich durch den Querschnitt und die viel kräftigeren, weiter voneinander abstehenden Rippen unterscheidet. (Die Abbildung bei Quenstedt, Amm., Taf. 2, Fig. 10, ist wenig gut geraten und zur Identifikation nicht brauchbar.) Mehrere Abarten. Proarieten-Zone, Oldentrup, Langeland, Helmstedt.

Psiloceras hircinum (Qu. Amm., Taf. 2, Fig. 12)

1 Fragment aus der Proarieten-Zone von Oldentrup.

Gruppe des Psiloceras megastoma Waehn.
(*Waehneroceras auctorum* pars)

Psiloceras anisophylloides W. L.

Skulptur und Lobenlinie sind denen von *Psiloceras anisophyllum* Waehn. ähnlich, doch wachsen die Stücke viel langsamer an. Proarieten-Zone Oldentrup.

Psiloceras Brandesi W. L. = *Psiloceras anisophyllum* Brandes
cf. Waehner 1882, S. 79, Taf. **17**, 6, **18**, 7, **19**, 1—3

Seitenansicht *Psiloceras anisophyllum* sehr ähnlich, größeres Dickenwachstum, Lobenlinie weniger tief zergliedert. Proarieten-Zone, Göttingen, Ebersdorf bei Coburg.

Psiloceras tapeinostoma W. L.

Mit *Psiloceras megastoma* Gümb. vergleichbar, aber viel langsamer anwachsend. Lobenlinie höchst differenziert mit überaus steilstehendem Suspensivlobus. Proarieten-Zone, Oldentrup, Neuenheerse.

Psiloceras latimontanoides W. L.

Windungsquerschnitte und Skulptur an *Psiloceras latimontanum* Waehn. erinnernd, etwas langsamer anwachsend, Loben äußerst breit und niedrig, Sättel breit gerundet. Proarieten-Zone, Oldentrup.

Psiloceras Schmidti W. L.
= *Aegoceras Rahana*, M. Schmidt 1893[31])

ähnelt *Psiloceras Rahana* Waehn., von dem es durch weiteren Nabel, niedere Windungen, gewölbtere Flanken, enger stehende, zartere Skulptur und weniger differenzierte Lobenlinie unterschieden ist. Proarieten-Zone, Amelsen.

[31]) Dies. Jahrb. f. 1893, II, 19.
[32]) Quart. Journ. Geol. Soc. 70 (1914), 351, Note 1.

Eine nahestehende, etwas kräftiger skulpturierte Form kommt verkiest in der *Johnstoni*-Zone von Halberstadt vor.

Psiloceras brunsvicense W. L.

kommt *Psiloceras Rahana* in den Wachstumsverhältnissen näher als oben genannte Form, unterscheidet sich von diesem aber gleichfalls durch weniger differenzierte Loben. Ein großwüchsiges Exemplar aus Proarieten-Zone? von Beckendorf (Helmstedter Jurazug).

Psilophyllites Spath (Genotyp: *Psilophyllites Hagenowi* Dunk.)

Eine selbständige Bedeutung kommt der Gruppe des *Amm. Hagenowi* Dunk. zu, für die Spath 1914 in einer Fußnote seiner Arbeit über die Entwicklung von *Tragophylloceras Loscombi*[32]) den Namen *Psilophyllites* vorschlug, und für die Verfasser 1921 ohne Kenntnis der Spath'schen Note die Bezeichnung *Hagenowiceras* gebrauchte. Es sind kleinwüchsige, weitgenabelte und niedermündige, schwach skulpturierte bis glatte Formen mit ovalem, seitlich abgeplatteten Windungsquerschnitt und wenig differenzierter Lobenlinie, die besonders durch die mehr minder ganzrandigen Sättel auffällt, wodurch die Sutur einen ceratitenähnlichen Habitus erhält. Die neueste Feststellung, wonach diese Arten in einer Zeit stärkster Regression in einem vielleicht abgeschnürten Meeresteil florieren, macht die alte Annahme, wonach es sich bei *Ammonites Hagenowi* um aus der *Planorbis*-Reihe hervorgegangene Kümmerformen handelt, nicht unwahrscheinlich. Jedenfalls ist ein anderer Ursprung bis heute nicht zu ersehen.

Psilophyllites Hagenowi Dunker

in großer Variationsbreite verkiest in der Tonfacies des Nordwestens, seltener im Sandstein des Harzvorlandes, in der nach ihm benannten Zone.

Saxoceras W. Lange (Genotyp: *Saxoceras costatum* W. Lange)

Die hierher gestellten Formen, die sämtlich neu sind, schließen sich an die Gruppe des *Psiloceras extracostatum* Waehn. an. Die Rippen schwellen im mittleren Wachstumsstadium der Individuen jedoch nicht, wie bei *Psiloceras*, jenseits der Flankenmitte nach der Außenseite hin wieder ab, sondern behalten ihre Höhe bei, oder steigern sie noch etwas. Erst auf der Außenseite selbst nehmen sie in der Regel rasch an Höhe ab und vereinen sich stark abgeschwächt in schwach vorgezogenem Bogen mit der Rippe der Gegenseite; man erhält hierdurch den Eindruck einer ausgeprägten «Furche« und der Rippentyp ähnelt dem gewisser Schlotheimien (besonders der *Schlotheimia angulosa* W. L. aus der Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*). Abweichend von diesen ist jedoch die Altersform: Die Rippen haben bei dieser wieder völlig psilonotenartigen Charakter, erreichen ihre größte Höhe auf der Flankenmitte und nehmen nach der Außenseite hin wieder ab, auf dieser nur noch schwache Streifen bildend oder ganz erlöschend. Die Lobenlinie hat *Psiloceras*-Charakter. — Zweifel-

los stellen diese Formen die Übergangsstadien zwischen *Psiloceras* und *Schlotheimia* dar. Ihre Mannigfaltigkeit, ebenso wie die Mannigfaltigkeit der zu unterst auftretenden Schlotheimien spricht dafür, daß auch bereits *Schlotheimia* im alten Sinne nicht etwa von einer *Psiloceras*-Form, sondern »polyphylletisch« sich entwickelt hat, nachdem die allgemeine Entwicklungstendenz einmal diese Richtung eingeschlagen hatte.

Saxoceras costatum W. L. = *Psiloceras costatum* W. L. 1921

Formen vom Habitus des *Psiloceras extracostatum* WAEHN., in mittlerem Entwicklungsstadium, aber mit nach der Außenseite hin anschwellenden Rippen und mehr minder ausgeprägter »Furche«. Die Skulptur der Außenseite ist in diesem Stadium oft etwas unregelmäßig ausgebildet. Wesentlich langsamer anwachsend als *Psiloceras extracostatum*. Loben wenig differenziert. In großer Variationsbreite in der Proarieten-Zone von Oldentrup, Langeland.

Saxoceras costatum var. **xestogastor** W. L.

unterscheidet sich vom Typ durch das im frühen Stadium stattfindende Auftreten einer fast skulpturfreien Außenseite. Proarieten-Zone von Oldentrup.

Saxoceras polyspeirum W. L.

von *costatum* durch viel niedere, langsamer anwachsende Windungen und sehr weiten Nabel unterschieden. Proarieten-Zone von Oldentrup.

Saxoceras crassicostatum BRANDES (1912, S. 432)

etwas robustere und wesentlich kräftiger skulpturierte Form, sonst ähnlich *costatum*, vermittelt zu *Saxoceras Schroederi* W. L. Proarieten-Zone, Göttingen.

Saxoceras tachyphyes W. L.

rasch anwachsende, verhältnismäßig engnabelige Form mit langovalem Windungsquerschnitt. Außenskulptur frühzeitig erlöschend. Loben einfach. Proarieten-Zone, Oldentrup.

»*Waehneroceras* sp.«, S. BUCKMANN 1906[33]), Taf. **10**, 5, 6, scheint unserer Form nahezustehen.

Saxoceras haploptychoides W. L.

Innere Windungen in der Skulptur dem *costatum* gleichend, Altersform an *Psiloceras haploptychum* WAEHN. erinnernd, aber wesentlich langsamer anwachsend. Lobenlinie wesentlich höher entwickelt als bei *costatum*. Proarieten-Zone, Oldentrup.

Saxoceras Schroederi W. L. = *Psiloceras Schroederi* W. L. 1921

Rasch an Höhe und Breite anwachsende, sehr grob skulpturierte Form mit höher diffenzierter Sutur. Altersform mit groben Flankenrippen und glatter Außenseite. Vermutlich ist es diese Form, die BRANDES (1912) als *Schlotheimia taurina* WAEHN. bestimmte, da ihre

[33]) Proceedings Cotteswold Club **15**, 246.

Seitenansicht im mittleren Altersstadium einer solchen ähnelt. Proarieten-Zone, Salzgitter, Helmstedt, Schöppenstedt, Langelsheim.

Saxoceras Denckmanni W. L.

Schneller anwachsend als *costatum* und engnabeliger, mit mehr hochovalem Windungsquerschnitt; Rippen gerade, in mittlerem Stadium ihre größte Höhe bis auf die Außenseite beibehaltend, dann sich rasch erniedrigend, ohne plötzlich abzubrechen. Im Altersstadium wird die innere Hälfte der Flanken glatt, während die äußere die Rippen beibehält, so daß auch hierdurch ein *Schlotheimia* ähnlicher Anblick entsteht. Proarieten-Zone, Salzgitter.

Proarietites W. L. (Genotyp: *Proarietites proaries* Neum.)

Langsam anwachsende Formen von mehr minder kreisförmigem Querschnitt mit stumpf gekanteter oder breit gekielter Außenseite, z. T. mit Furchen beiderseits des Kiels. Rippen die Flanken in nach vorn offenem Bogen übersetzend, außen vorgezogen und abgeschwächt sich mit denen der Gegenseite in nach vorn geschwungenem Bogen vereinend oder unkenntlich werdend, sehr dicht stehend, zart und meist mehr oder weniger unregelmäßig. Lobenlinie mit ausgeprägtem Suspensivlobus, großem ersten Seitenlobus und kurzem Außenlobus, mäßig stark bis stark zerschlitzt. *Proarietites* ist augenscheinlich aus der Gruppe des *Psiloceras sublaqueus* Waehn. hervorgegangen. Vorkommen: nur Proarieten-Zone, Mediterrangebiet, Norddeutschland, Süddeutschland, Frankreich, England?

Proarietites platysterna W. L. = Proarietites proaries W. Lange 1921

Die norddeutschen Formen unterscheiden sich von dem Waehnerschen *Arietites proaries* var. *latecarinata* (1887, Taf. **16**, 1, 2) durch stärkeres Dickenwachstum und noch kräftigeren Kiel, im übrigen stimmen sie mit diesem gut überein. Proarieten-Zone, Oldentrup.

Proarietites laqueus Quenst. (Jura, Taf. **3**, 5; Amm., Taf. **1**, 14)

Die Lobenlinie dieser Form ist bei Quenstedt (Amm., Taf. **1**, 14) völlig verzeichnet und paßt sich denen der anderen Proarieten an. Sehr variabel in bezug auf Skulptur und Kielregion. Proarieten-Zone, Oldentrup (sehr häufig!), Langeland, Exten?, Obisfelde?, Lauterbach.

Proarietites laqueus var. **robusta** W. L.

Formen von bedeutenderem Dickenwachstum, Flanken im Alter völlig glatt, Kiel kräftig und von seichten Furchen begleitet. Proarieten-Zone, Oldentrup (häufig).

Proarietites laqueus var. **convoluta** Martin (1859, S. 378 Taf. 1, 2)

Die Rippen gehen nur wenig abgeschwächt über Außenseite und Kiel. Proarieten-Zone, Oldentrup.

Proarietites laqueus var. **cranoides** W. L.

mit helmförmigem Windungsquerschnitt; Rippen regelmäßiger und

verhältnismäßig weit, auch auf dem Kiel kenntlich. Proarieten-Zone, Oldentrup (selten).

Untergattung: **Alsatites** HAUG. Genotyp: *Alsatites liasicus* D'ORB.

Die Gattung *Alsatites* wurde von HAUG 1894 in einer Anmerkung seiner Arbeit über Perm- und Trias-Ammoniten[34]) ohne hinreichende Begründung für *Amm. liasicus* D'ORB. aufgestellt. In seinem Traité de Géologie führt HAUG auch *Amm. laqueus* QUENST. und *Amm. laqueolus* SCHLÖNB. unter diesem Gattungsnamen auf.

Alsatites steht *Proarietites* sehr nahe, von ihm sich im wesentlichen nur durch die Skulptur unterscheidend: Die Rippen laufen in schwachem, nach vorn offenen Bogen über die Flanken, sind auf der Außenseite nur wenig vorgezogen und erlöschen hier; sie stehen stets viel weiter voneinander ab als bei *Proarietites* und sind gleichmäßig ausgebildet. Querschnitt, Kielbildung und Lobenlinie entsprechen im allgemeinen denen von *Proarietites*. *Alsatites* ist augenscheinlich aus *Proarietites* hervorgegangen, doch fehlen direkte Bindeglieder zwischen beiden Gattungen. Da *Amm. liasicus* nicht wohl als Genotyp der ganzen Formengruppe gelten kann, ziehe ich vor, seinen Formenkreis als Untergattung *Alsatites* an *Proarietites* anzuschließen.

Alsatites cf. **liasicus** D'ORB.

(WAEHNER 1886, S. 209; 1888, S. 293, Taf. **20**, 1—5)

Es liegen meist nur Fragmente kleinwüchsiger Exemplare vor, deren Rippen in weiterem Abstande aufeinander folgen als bei D'ORBIGNY's Abbildung, und deren Außenseite lediglich stumpf gekantet ist, sodaß die Identität mit den französischen Stücken nicht sicher gestellt ist. WAEHNER's Abbildungen von Formen aus dem alpinen Lias scheinen unsern Stücken näher zu kommen. Proarieten-Zone, Oldentrup, Salzgitter, Helmstedt, Lauterbach.

Alsatites laqueolus SCHLÖNB. (Pal. **13**, 1865, Taf. **26**, 1)

Proarieten-Zone, Salzgitter, nördlich Oker?, Salzdahlum, Thiede, Helmstedt, Oldentrup, Langeland.

Alsatites Quedlinburgensis W. L. (Quenst. Amm., Taf. **1**, 15)

Kleinwüchsige Form, von jungen *Alsatites laqueolus* durch schmächtigere Windungen, flacheren Nabel, weiterstehende steifere Flankenrippen unterschieden. Proarieten-Zone, Quedlinburg, Halberstadt (ein Exemplar in der Sammlung der Landesanstalt), Lauterbach-Angersbach.

Schlotheimia BAYLE (1878) em. WAEHNER (1886)

Genotyp: *Schlotheimia depressa* WAEHN. = *Schloth. angulata* BAYLE.

Von *Psiloceras* und *Saxoceras* wesentlich nur durch Gestaltung der Skulptur unterschieden. Rippen erreichen ihre größte Höhe auf der Außenseite und brechen hier plötzlich ab, den Anschein einer Mittel-

[34]) Bull. Soc. Geol. France 3, s. 22 (1894), S. 411, Anm. 2.

furche auf dieser veranlassend[35]). Im Altersstadium werden die Flanken zunächst glatt und die Rippen bleiben am Übergang der Flanken auf die Außenseite am längsten sichtbar. Ist sekundäre Skulptur vorhanden, so sind die eingeschobenen Rippen auf der Außenseite ebenso kräftig wie die primären, auf den Flanken aber schwächer entwickelt und ungleichmäßig lang.

1. Gruppe der Schlotheimia angulata
(Untergattung **Scamnoceras** W. Lange)

Genotyp: *Scamnoceras angulatum* Schloth. sp.

Meist kleinwüchsige, langsam anwachsende Formen mit kräftigen, ungeteilten Rippen und relativ einfacher Sutur. Suspensivlobus meist nur wenig hängend. Psilonoten- und Angulatenschichten.

Schlotheimia (Scamnoceras) praecursor W. L.

Sehr niedermündige, langsam anwachsende Form, *Saxoceras costatum* in der Flankenansicht sehr ähnlich, aber mit ausgeprägter *Schlotheimia*-Skulptur. Querschnitt rechteckig, Rippen steif. Proarieten-Zone, Oldentrup (häufig).

Schlotheimia (Scamnoceras) teutoburgensis W. L.

Der vorigen sehr nahestehend, aber relativ schnell an Windungshöhe zunehmend. Proarieten-Zone, Oldentrup (selten).

Schlotheimia (Scamnoceras) angulata Schloth.
(Qu. Amm., Taf. **2**, 8, 9; **3**, 6)

Schneller anwachsend als *Schloth. praecursor*, Querschnitt gerundet trapezförmig, Rippen kräftig und scharf, außen stärker vorgeschwungen. Loben einfach, Suspensivlobus schwach »hängend« mit meist 2—3 Hülfsloben, jedoch in Norddeutschland bis 5 Hülfsloben erreichend. Vorkommen: Zone der *Schlotheimia amblygonia* und *germanica*, Bielefeld, Eggevorland, Osterwald, Vorwohle, Wellersen, Göttingen usw.

Schlotheimia (Scamnoceras) angulata var. **densicostata** W. L.

Unterscheidet sich vom Typus durch dichter stehende Rippen, Rippenunterbrechung am Ende der Wohnkammer häufig unvollkommen. Auszählung eines Volks (Typ + var.) von Oldentrup ergab eine zweigipfelige Variationskurve. Zone der *Schlotheimia germanica*, Bielefeld, Löhne, Eggevorland, Exten, Eichenberg usw.

Schlotheimia (Scamnoceras) tetragona W. L.

Querschnitt gerundet quadratisch (juv. breiter als hoch), Nabel sehr weit, Rippen auf den Flanken scharf, außen allmählich, nicht plötzlich abfallend, sehr stumpfwinklig aufeinander stoßend, meist nicht vollkommen unterbrochen. Kleinwüchsig. Lobentyp sehr einfach. Zone der *Schlotheimia germanica*, Bielefeld, Eggevorland.

---

[35]) Bei krankhaft ausgebildeten Exemplaren kann die Rippenunterbrechung völlig fehlen, so daß die Stücke manchen Psiloceraten gleichen.

Schlotheimia (Scamnoceras) angulosa W. L.
(ZITTEL, Handbuch II, Fig. 637)

Der *angulata* sehr nahestehend, aber Windungsquerschnitt oval, Rippen niedriger, außen meist nicht völlig unterbrochen, sehr variabel bezügl. Wachstumsverhältnisse und Skulptur, Lobentyp sehr einfach. Sehr häufig in der Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Exten, Osterwald, Vorwohle, Wellersen, Behrensen, Ölber, Hildesheim, Salzgitter, Barfelde, Goslar, Harzburg. Zone des *Coroniceras rotiforme* var. *westfalica*, Oldentrup (1 Exemplar).

Die von S. BUCKMANN[36]) unter den Namen *Schlotheimia Stricklandi* S. BUCKM., *Schloth. acuticosta* S. BUCKM. und *Schloth. Prometheus* REYNÈS abgebildeten und beschriebenen Formen fallen der äußeren Gestalt nach in den Variationskreis der *Schloth. angulosa*, doch ist eine genaue Identifizierung nicht möglich, da die Lobenlinie der englischen Formen nicht bekannt ist. *Schloth. Stricklandi* nähert sich der unten beschriebenen *Schloth. phobetica* W. L. *Schloth. aequalis* S. BUCKM. = *Aegoceras catenatum* WRIGHT (Lias-Amm., Taf. **19**, 5—7) steht unserer Form gleichfalls sehr nahe, hat aber mehr S-förmig geschwungene Rippen.

Schlotheimia (Scamnoceras) angulosa var. **oligoptycha** W. L.

weitrippige Variation oben beschriebener Form, mit ihr zusammen vorkommend; Berippung auf Wohnkammer öfter unvollkommen, mit Fehlstellen.

Schlotheimia (Scamnoceras) angulosa var. **anomala** W. L.

stark ungleichmäßig berippte Abart der *Schlotheimia angulosa*, verschiedener Abstand des Rippenbeginns von der Naht, wechselnde Rippenstärke und Breite der Zwischenräume. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Coburg.

Schlotheimia (Scamnoceras) phobetica W. L.

der *Schlotheimia angulosa* sehr nahestehend, aber viel langsamer anwachsend und sehr schmächtig; Windungsquerschnitt oval; kleinwüchsig. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Schweicheln, Herford.

Schlotheimia (Scamnoceras) hypolepta W. L.

von *Schlotheimia angulata* durch wesentlich schmalere Windungen, stark abgeflachte Flanken, sehr schmale Außenseite und schwächere Skulptur unterschieden; Windungsquerschnitt trapezförmig; Lobenlinie sehr einfach, wie bei *angulata*. Häufig in der Zone der *Schlotheimia germanica*, Bielefeld, Eggevorland; seltener in der Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Göttingen?

Schlotheimia (Scamnoceras) tenuis W. L.

an vorige anschließend, noch wesentlich schmaler, Flanken eben, Außenseite gleichfalls noch schmaler, Windungsquerschnitt trapez-

[36]) Proceedings Cotteswold Club **15** (1906), 235, 236, t. **11**, 5, 6; 1, 2; 3, 4.

förmig; Rippen sehr dicht stehend, scharf, mäßig hoch. Lobenlinie sehr einfach. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Löhne, Exten, Langeland, Vorwohle, Vardeilsen, Wellersen, Salzgitter.

Schlotheimia (Scamnoceras) tenuis var. **euauxes** W. L.

wesentlich hochmündiger, engnabeliger und dicker als der Typ. Windungshöhe = Nabelweite, Rippen häufig ungleichmäßig ausgebildet. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Langeland.

Schlotheimia (Scamnoceras) tenuis var. **(mut.) oxygonia** W. L.

hochmündig, engnabelig, aber sehr schmächtig, mit sehr eng stehenden, hohen und scharfen, außenseits stark vorgezogenen Rippen. Oberste Angulatenschichten, Herford; unterste Arietenbank (Schicht Nr. 20) Oldentrup; Mittelmühle, Bl. Kreuzburg.

2. Schlotheimia sens. str.

Meist großwüchsige Formen mit sekundären Rippen und höher differenzierter Lobenlinie. Die hierher gestellten Formen bilden anscheinend eine von *Scamnoceras* unabhängige und frühzeitig von ihm getrennte Entwicklungsreihe

a) Gruppe der Schlotheimia extranodosa Waehner

Zu bedeutender Größe, aber gleichfalls langsam anwachsende Formen mit weitem Nabel. In mittlerem Lebensalter stellen sich Schaltrippen ein, in hohem Alter werden die Flanken glatt. Lobenlinie höher differenziert, Suspensivlobus stark hängend. Hierher gehören u. a.: *Schlotheimia extranodosa* Waehner (1886, S. 168), *Schlotheimia depressa* Waehner (Qu. Amm., Taf. **2**, 1, 3—5, 7; **3**, 9, 10), *Schlotheimia marmorea* Opp. (Waehner 1886, Taf. **29**, 1—5), *Schlotheimia intermedia* Pomp. (Qu. Amm., Taf. **4**, 1) usw. Die beiden letztgenannten vermitteln zu Gruppe b. Oberste Psilonotenschichten der Tethys bis Arietenschichten.

Schlotheimia amblygonia W. L.

Querschnitt gerundet rechteckig bis oval mit breiter Außenseite, Rippen weniger hoch als bei *Schlotheimia angulata*, außen wenig vorgezogen und sehr stumpfwinklig aufeinander stoßend, vereinzelt Andeutungen von Schaltrippen im Alter. Lobenlinie wesentlich stärker zerschlitzt als bei *Schlotheimia angulata* und mit stark ausgeprägtem Suspensivlobus. Zone der *Schlotheimia amblygonia*, Bielefeld, Eggevorland.

Schlotheimia amblygonia var. **pycnoptycha** W. L.

feinberippte Variation der vorigen Art. Zone der *Schlotheimia amblygonia*, Bielefeld.

Schlotheimia amblygonia var. **atrox** W. L.

mit äußerst kräftigen, weitstehenden, im höheren Alter groben und wulstigen Rippen; hierin *Schlotheimia taurina* Waehner (1886.

Taf. **19**, 5) noch wesentlich übertreffend. Zone der *Schlotheimia amblygonia*, Bielefeld, Eggevorland.

Schlotheimia amblygonia var. **euphylla** W. L.

hochmündiger als der Typus (Windungshöhe größer als Nabelweite), Querschnitt eckiger. Oberer Teil der Zone der *Schlotheimia amblygonia*, Bielefeld, Eggevorland.

Schlotheimia amblygonia mit ihren Variationen vermittelt zwischen der Gruppe der *Schlotheimia angulata (Scamnoceras)* und der *Schlotheimia germanica* usw. zufolge ihrer der erstgenannten Gruppe gegenüber stärker differenzierten Sutur und ihrer Anlage zu Schaltrippen, die besonders bei var. *pycnoptycha* und *euphylla* häufiger vorkommen.

Schlotheimia germanica W. L. (WAEHNER 1886, Taf. **20**, 10)

Nächste Verwandte der *Schlotheimia extranodosa* und von der oben angegebenen Abart der alpinen Form nicht wesentlich verschieden. Windungsquerschnitt in der Jugend oval bis schwach trapezförmig. Sekundäre Skulptur von der vierten berippten Windung ab, gleichzeitig starke Abschwächung der Skulptur und mehr trapezförmiger Querschnitt. Ungemein häufig in der nach ihr benannten Zone bei Bielefeld (hier bis $^1/_2$ m Durchmesser erreichend), ferner Kirchlengern, Löhne, Hellern b. Osnabrück, Eggevorland, Salzgitter, Helmstedt, Göttingen usw.

Die von S. BUCKMANN 1906, Taf. **11**, 7 abgebildete »*Schlotheimia extranodosa*« dürfte gleichfalls hierher gehören.

Schlotheimia germanica var. **homalopleura** W. L.

schmale Abart mit besonders ebenen Flanken, stärker ausgeprägt trapezförmigem Querschnitt von mittlerem Lebensalter an und früh erlöschender Skulptur. Zone der *Schlotheimia germanica*, Oldentrup.

Schlotheimia germanica var. **tachygeros** W. L.

kleinwüchsige, langsam an Höhe und Breite zunehmende Abart.

Schlotheimia germanica var. **cephalon** W. L.

extrem dickwüchsige Abart mit ovalem Windungsquerschnitt. Selten.

Schlotheimia germanica var. **trachyptycha** W. L.

grob skulpurierte Abart. Sämtliche Variationen kommen mit dem Typus zusammen vor.

Schlotheimia cophoptycha W. L.

dickwüchsige Form mit ovalem Windungsquerschnitt und breiter Außenseite. Weitstehende, stumpfe, leicht S-förmig geschwungene Rippen, auf der Außenseite nach schwachem Anschwellen allmählich abfallend; im Alter zahlreiche sekundäre Rippen, aber nur geringe Abschwächung der Skulptur. Loben stark zerschlitzt, aber Suspensivlobus nur mäßig hängend. Zone der *Schlotheimia germanica* und ? Grenzbank α2/α3 Oldentrup, selten.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Schlotheimia Althoffi W. L.

Noch dickwüchsiger als vorige, aber Außenseite abgedacht, Rippen außenseits stärker vorgezogen, Lobenlinie einfacher. Nur Jugendform bekannt. Grenzbank α2/α3 Oldentrup.

Schlotheimia polyeides W. L.

Windungsquerschnitt ähnlich wie bei *Schlotheimia germanica* var. *homalopleura*, im Jugendstadium flach oval, späterhin gerundet trapezförmig, im Altersstadium dreiseitig, Rippen ziemlich kräftig und sehr variabel, nur wenig, gelegentlich gar keine Schaltrippen. Lobenlinie mäßig zerschlitzt. Loben breit, etwa wie bei *Schlotheimia depressa* Waehner. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Löhne, Altenbeken, Exten, Vorwohle.

Schlotheimia polyeides var. **pachyla** W. L.

Durch größeres Dicken- und Höhenwachstum, breitere Außenseite und engeren Nabel von voriger unterschieden. Mit dieser zusammen vorkommend.

Schlotheimia polyeides var. **sphalera** W. L.

Skulptur an die der *Schlotheimia angulosa* erinnernd, Rippen außenseits spitzwinklig zusammenlaufend, Interkostalräume außen kantig zusammenstoßend. Selten und mit dem Typus zusammen vorkommend.

Schlotheimia stenorhyncha W. L.

Windungsquerschnitt ähnlich wie bei *Schlotheimia polyeides*, aber schmaler und Außenseite kantiger, viel feiner skulpturiert und früh glatt werdend. Von *Schlotheimia germanica* durch geringere Dicke, mehr dreiseitigen Windungsquerschnitt mit kantiger Außenseite und niedere Loben unterschieden. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Löhne, Osterwald, Vorwohle, Wellersen, Hildesheim, Salzgitter usw.

Schlotheimia stenorhyncha var. **alta** W. L.

hochmündiger und engnabeliger als vorige, in der äußeren Form der *Schlotheimia marmorea* Opp. gleichend, jedoch mit den viel einfacheren Loben des Arttypus. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Schöppenstedt.

Schlotheimia stenorhyncha var. **leptomita** W. L.

Vom Typus durch geringere Windungsdicke und feinerer Skulptur unterschieden, Flanken sehr eben. Zone der *Schlotheimia stenorhyncha*, Steinlacke, Vennebeck, Osterwald, Vorwohle.

Schlotheimia stenorhyncha var. **complanata** v. Koen. = *Schlotheimia complanata* v. Koen., Ammonitiden des norddeutschen Neocom (1902), S. 9, Taf. 7, 4—6.

Der vorigen sehr ähnlich, aber etwas hochmündiger, involuter, engnabeliger und dicker. Schwächer skulpturiert und schmaler als var. *alta*. Die Lobenlinie ist bei v. Koenen besonders in der Naht-

gegend verzeichnet. Zone der *Schlotheimia stenorhycha*, Steinlacke, Osterwald, Vorwohle.

b) Gruppe der Schlotheimia Charmassei D'ORB.

Schnell an Windungshöhe anwachsende, mehr minder engnabelige, meist großwüchsige Formen mit schon im jugendlichen Alter auftretenden, späterhin die primären Rippen an Zahl meist übertreffenden Spaltrippen und meist stark gegliederter, hoch entwickelter Sutur mit ausgeprägtem Suspensivlobus. Hierher gehören u. a. *Schlotheimia Charmassei* D'ORB, *Schlotheimia ventricosa* SOW., *Schlotheimia Orbignyi* HYATT, *Schlotheimia Boucaulti* D'ORB. Obere Angulatenschichten bis Zone der *Asteroceras obtusum*.

Schlotheimia Charmassei D'ORB. (Qu. Amm., Taf. **2**, 2)

Grenzbank α2/α3, Oldentrup.

Schlotheimia Greenoughi SOW. (WRIGHT, Lias-Amm., Taf. 44)

Sehr großwüchsig, erreicht mehr als $^1/_2$ m Durchmesser. Grenzbank Lias α_2/α_3, Oldentrup und Bielefeld.

Schlotheimia d'Orbignyi HYATT

(D'ORB., Pal. Franc., Taf. 92; HYATT, Genesis, S. 133)

Arieten-Schichten, Harzburg.

Angulaticeras S. S. BUCKMAN[37])

Genotyp: *Angulaticeras lacunatum* J. BUCKMAN sp.

Der Vollständigkeit halber sei auch die Gruppe des *Amm. lacunatus* J. BUCKM. noch erwähnt, für die S. BUCKMAN die alte QUENSTEDT'sche Bezeichnung Angulaticeras als Gattungsnamen vorschlug. Hierher gehören fast ausschließlich kleinwüchsige und dichtberippte Formen, die sich von den bisher beschriebenen durch Vorhandensein einer »echten«, d. h. in die Schalenoberfläche eingesenkten Außenfurche, unterscheiden. Die bisher bekannt gewordenen, z. T. jedoch ungenügend beschriebenen Formen zeigen so große Unterschiede in der Skulptur (Vorhandensein bezw. Fehlen von Schaltrippen) und Sutur [vergl. z. B. die wenig gegliederte Sutur von *Angulaticeras Geyeri* HYATT bei Fucini[38]) und *Ang. Dumortieri Fuc.* = *deletum Canavari* ebenda mit der stark zerschlitzten des *Ang. rumpens* OPP.[39]) und *Ang. angustisulcatum* GEYER[40]) und der äußerst fein gegliederten des *Ang. densilobatum* POMP.[39])], daß die Zusammengehörigkeit zu einer phyllogenetischen Einheit zweifelhaft erscheint. Wahrscheinlich handelt es sich um aulacoide Typen, die verschiedenen Entwicklungsreihen angehören und z. T. an *Scamnoceras* (*Sc. oxygonium* W. L.!), z. T. an die verschiedenen Gruppen der *Schlotheimia*, vielleicht z. T. auch noch an ganz heterogene Entwicklungsreihen anzuschließen sind.

---

[37]) Proceedings Cotteswold Club **15** (1906), 233.
[38]) Cephalopodi liassici del Monte di Cetona. Pal. it. 9 (1903).
[39]) POMPECKJ, Revision, Württ. Jahresh. 1893, Textfig. 20 (S. 90) und 22 (S. 93).
[40]) Abhandl. Geol. Reichsanst. 12 (1886), Taf. **8**, 24.

Etwas großwüchsiger sind lediglich *Ang. densilobatum* Pomp. und *Ang. Coquandi* Stef. Bei einigen Formen — *Angulaticeras sulcatum* Simps. und *Ang. subpolitum* S. Buckm. — erlischt die Skulptur schon bei ganz geringem Scheibendurchmesser auf den Flanken, während *Ang. larvalis* S. Buckm. (1906, Taf. **10**, 1, 2) hinwider durch ein auffallend lange währendes skulpturloses Jugendstadium ausgezeichnet ist.

Vorkommen, soweit bekannt, nur Lias β (Zone des *Asteroceras obtusum* bis Zone des *Ophioceras raricostatum*). In Norddeutschland sind bisher nur einige wenige *Ang. rumpens* nahestehende Exemplare der Gattung gefunden worden, und zwar in der Zone des *Asteroceras obtusum* von Haverlahwiese[41]) und Ölber (Sammlung Hoyer, Hannover).

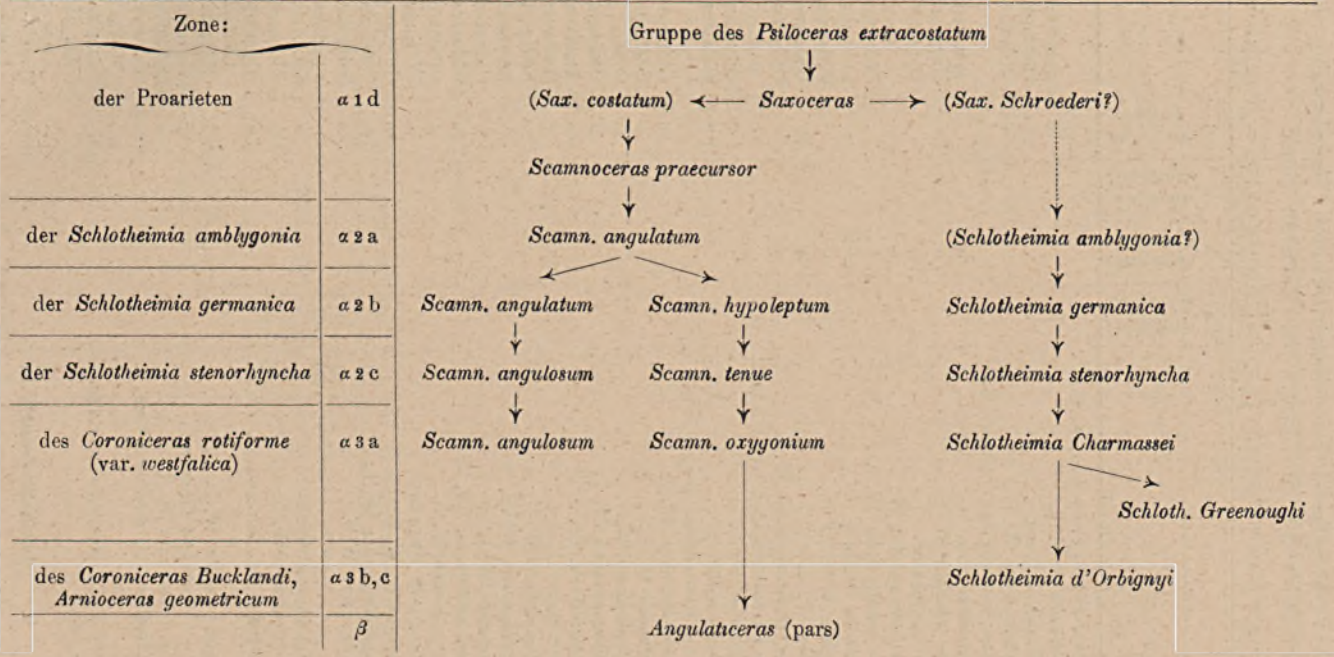
Stammesgeschichtliche Entwicklung der norddeutschen Schlotheimien

Während die in den Psilonotenschichten Norddeutschlands auftretenden *Psiloceras-*, *Proarietites-* und *Psilophyllites*-Arten keine kontinuierliche Fortentwicklung in der Zeit zeigen, vielmehr als Einwanderer aufgefaßt werden müssen, zeigen die Schlotheimien eine solche, wie sie in der weiter unten gegebenen Tabelle dargestellt ist. Da *Saxoceras* den Schlotheimien näher steht als alle bisher bekannten *Psiloceras*-Arten, möchte ich diese Formen als Stammformen der Schlotheimien ansprechen. Es ist hierbei freilich zu beachten, daß nach Waehner einzelne »echte« Schlotheimien in der Thetys bereits in der Zone des *Psiloceras calliphyllum* auftreten, doch sind diese noch zu wenig bekannt, auch ist die Parallelisierung des untersten alpinen Lias mit den entsprechenden Bildungen Norddeutschlands noch nicht hinreichend durchgeführt, um die hohe Wahrscheinlichkeit der oben gemachten Annahme entkräften zu können. Weniger sicher ist die Ableitung von *Schlotheimia* sens. str. über *Schloth. amblygonia* aus *Saxoceras Schroederi*, da *Schlotheimia extranodosa* Waehn., die nächste Verwandte der *Schloth. germanica*, nach Waehner in der Thetys gleichfalls bereits in der Zone der Proarieten auftritt, um in der folgenden Zone der *Schloth. marmorea* fortzuleben. Daß aber *Scamnoceras* eine neben den Schlotheimien im engeren Sinne herlaufende selbständige Entwicklungsreihe bildet, erscheint zweifellos. Die in der Tabelle zunächst nicht mit aufgeführten *Scamnoceras-* und *Schlotheimia*-Arten Norddeutschlands stellen Seitenzweige, in einzelnen Fällen vielleicht auch Bastardformen zwischen beiden Reihen dar. Es sei noch betont, daß die Tabelle keinen endgültigen Stammbaum der Schlotheimien darstellen, sondern nur die verwandtschaftlichen Beziehungen der in Norddeutschland bisher beobachteten Schlotheimien zum Ausdruck bringen soll. Zu einem Stammbaum wäre die stärkere Heranziehung der außerhalb unseres Gebiets vorkommenden Arten erforderlich, was aber mit Rücksicht auf die meist nicht genügend scharfe Horizontierung derselben nicht angängig schien.

---

[41]) v. Seebach, Der hannoversche Jura (1864), S. 135.

Verwandtschaftliche Beziehungen der norddeutschen Schlotheimien



Die vorhergehend kurz beschriebenen Cephalopoden verteilen sich foldendermaßen auf die Zonen des Unteren Lias:

1. Cephalopodenfauna der Psilonotenstufe Norddeutschlands

Zone des	a *Psiloceras planorbis*	b *Psiloceras Johnstoni*	c *Psiloph. Hagenowi*	d der Proarieten	Fundorte
Gruppe des *Psiloceras planorbis*					
Psiloceras planorbis Sow.	h				weit verbreitet
» *plicatulum* Pomp.	s				Oldentrup, Eggevorland
» *leptoptyctum* W. L.				s	Oldentrup
Gruppe des *Psiloceras Johnstoni*					
Psiloceras Johnstoni Sow.		h			weit verbreitet
» var. *hercyna* W. L.		h			Harzvorland
» » *polykosma*		s			Oldentrup, Doberg, Exten
» » *stenogastor* W. L.		h			desgl.
» » *bathyphylla* W. L.		s			Oldentrup, Kreuzburg (Thür.)
» *labrum* W. L.		s—h			» Salzgitter, Scheppau
» *cheilon* W. L.		s			Oldentrup
» *aries* W. L.		m			Oldentrup, Doberg, Exten
» var. *Oldentrupensis* W. L.		s			Oldentrup
Gruppe des *Psiloceras extracostatum*					[stedt
Psiloceras engonium W. L.				m	Oldentrup, Langeland, Helm-
» *hircinum* Qu.				s	Oldentrup
Gruppe des *Psiloceras megastoma*					
Psiloceras anisophylloides W. L.				m	Oldentrup
» *Brandesi* W. L.				s	Göttingen, Coburg
» *tapeinostoma* W. L.				m	Oldentrup, Neuenheerse
» *latimontanoides* W. L.				s	Oldentrup
» *Schmidti* W. L.				s	Amelsen
» nov. spec.		s			Halberstadt
» *brunsvicense* W. L.				?s	Beckendorf
Psilophyllites Hagenowi Dunk.			h—s		weit verbreitet
Saxoceras costatum W. L.				h	Oldentrup, Langeland
» var. *xestogastor* W. L.				m	Oldentrup
» *polyspeirum* W. L.				s	Oldentrup
» *crassicosta* Brandes				s	Göttingen
» *tachyphyes* W. L.				m	Oldentrup
» *haploptychoides* W. L.				m	Oldentrup
» *Schroederi* W. L.				m	Salzgitter, Helmstedt, Schöppenstedt, Langelsheim
» *Denckmanni* W. L.				s	Salzgitter
Proarietites platysterna W. L.				m	Oldentrup
» *laqueus* Qu.				h	Oldentrup, Langeland, Exten?, Öbisfelde?, Lauterbach
» var. *robusta* W. L.				h	Oldentrup
» » *convoluta* (Martin)				m	Oldentrup
» » *cranoides* W. L.				s	Oldentrup
» (*Alsatites*) cf. *liasicus* d'Orb.				m—s	Oldentrup, Salzgitter, Helmstedt, Lauterbach
» (») *laqueolus* Schlönb.				m—s	Salzgitter, Salzdahlum, Thiede, Helmstedt, Oldentrup, Langeland
» (») *Quedlinburgensis* W. L.				m—s	Quedlinburg, Halberstadt, Lauterbach
Schlothiemia (*Scamnoceras*) *praecursor* W. L.				h	Oldentrup
» (») *teutoburgensis* W. L.				s	Oldentrup

2. Cephalopodenfauna der Angulatenstufe Norddeutschlands

Zone der *Schlotheimia:*	a *amblygonia*	b *germanica*	c *stenorhyncha*	Fundorte
Schlotheimia (*Scamnoceras*) *angulata* Schloth.	h	h		weit verbreitet
» var. *densicostata* W. L. . . .		h		weit verbreitet
» (*Scamnoceras*) *tetragona* W. L. .		h		Bielefeld, Eggevorland
» (») *angulosa* W. L. .			h	weit verbreitet
» var. *oligoptycha* W. L. . . .			h	weit verbreitet
» » *anomala* W. L.			s	Steinlacke, Coburg [cheln
» (*Scamnoceras*) *phobetica* W. L. .			m—s	Herford, Steinlacke, Schwei-
» (») *hypolepta* W. L. .		h	s	Bielefeld, Eggevorland, Steinlacke, Göttingen?
» (») *tenuis* W. L. . .			m	Steinlacke, Löhne, Exten, Langeland, Vorwohle, Vardeilsen, Wellersen, Salzgitter
» var. *euauxes* W. L.			s	Steinlacke, Langeland
» » *oxygonia* W. L.			h	Herford
» *amblygonia* W. L.	h			Bielefeld, Eggevorland
» var. *pycnoptycha* W. L . . .	m			Bielefeld
» » *atrox* W. L.	m			Bielefeld, Eggevorland
» » *euphylla* W. L.	m			Bielefeld, Eggevorland
» *germanica* W. L.		h	?s	weit verbreitet
» var. *homalopleura* W. L. . . .		s		Oldentrup
» » *tachygeros* W. L.		m		Oldentrup
» » *cephalon* W. L.		s		Oldentrup
» *polyeides* W. L.			m	Steinlacke, Löhne, Altenbeken, Exten, Vorwohle
» var. *pachyla* W. L.			s	Steinlacke, Exten
» » *sphalera* W. L.			s	Steinlacke
» *stenorhyncha* W. L.			m	weit verbreitet
» var. *alta* W. L.			s	Steinlacke, Schöppenstedt
» » *leptomita* W. L.			m	Steinlacke, Vennebeck, Osterwald, Vorwohle
» » *complanata* (v. Koen.) . .			m—s	Vorwohle, Osterwald, Steinlacke

3. Schlotheimien der Arietenstufe Norddeutschlands

Zone des	*Coroniceras rotiforme* var. *westfalica*	*Coroniceras bisulcatum*	*Arnioceras geometricum*	Fundorte
Schlotheimia (*Scamnoceras*) cf. *angulosa* W. L. .	s			Oldentrup
» (») *tenuis* mut. *oxygonia* W. L.	s			»
» cf. *cophoptycha* W. L.	s			»
» *Althoffi* W. L.	s			»
» *Charmassei* d'Orb.	s			»
» *Greenoughi* Sow. (Wright) . . .	m			Oldentrup, Bielefeld
» *Orbignyi* Hyatt			m	Harzburg

Bemerkungen über die oberen Ceratitenschichten in den Profilen von Weimar, am Meißner und von Hameln

Von Herrn **Ernst Naumann** in Berlin

1. Weimar

Während meiner geologischen Aufnahmen im Thüringer Becken 1901—1912 war niemals ein gutes Profil der obersten Muschelkalkschichten aufgeschlossen worden, wenn auch einzelne Aufschlüsse, wie besonders das von FRANTZEN (7) beschriebene Profil von Mihla a. d. Werra, manchen Einblick in diese Schichtenfolge gewährt hatten. Es war deshalb sehr zu begrüßen, daß in den Jahren 1912 und 1913 durch die Eisenbahnerweiterung zwischen Oberweimar und Weimar zwei vollständige Profile der Grenzzone zwischen Muschelkalk und Keuper freigelegt wurden, die ich 1913 und 1914 beschrieben habe (8, S. 12). Das größere dieser beiden Profile, das von Webicht bei Weimar, wurde dann im August 1913 auch von G. WAGNER untersucht, der nun auf Grund eigener Anschauung diesen Thüringer Muschelkalk mit dem fränkischen und süddeutschen vergleichend in Beziehung bringen konnte (13). Nach Erscheinen dieser Arbeit bin ich dann 1922 nochmals im Bahneinschnitt am Webicht gewesen und möchte nunmehr zu G. WAGNER's Arbeit folgendes bemerken: Das von G. WAGNER (13, S. 93/94) gegebene Profil verzeichnet zu unterst ca. 6 m + Untere Nodosusplatten und zwar 3 m Schieferton und Kalk und darunter 3 m + Splitterkalk vorherrschend. Diese untersten Schichten konnte ich (vergl. hierzu 12, Taf. 12 östlich neben der Verwerfung, die Schicht 1 von den unteren Nodosusplatten abtrennt) 1922 genau einmessen:

Hangendes:	0,30 m	*Cycloides*-Bank
4,49 m	0,25 »	grauer Schieferton
	0,04 »	fester, graublauer, krystallinischer Kalk
	0,70 »	grauer Schieferton
	0,30 »	feste Kalkbank mit *Terebratula*
	1,20 »	feste Kalkplatten mit wenig Schieferton
	etwa 1,00 »	feste Kalke, in der Mitte reich an *Terebratula cycloides*
	etwa 1,00 »	feste Kalke mit *Lima striata* und Schiefertonlagen.

Hieraus ergibt sich also, daß in den oberen Discites-Schichten wenig unter der eigentlichen *Cycloides*-Bank noch zwei feste Kalkbänke mit Terebrateln folgen, die *Cycloides*-Bank demnach bereits zwei Vorläufer hat. Dieses Vorkommen von Terebrateln in den oberen

Discites-Schichten Thüringens veranlaßte E. E. Schmid diese Bänke mit der *Cycloides*-Bank zu seinen »Terebratelschichten« zu vereinigen (2). Auch R. Wagner hat bereits auf diese Lagen mit *Terebratula* hingewiesen (6, S. 91). In meinem Profil von Oberweimar liegt auch über der *Cycloides*-Bank noch eine 30 cm starke Kalkbank mit kleinen Terebrateln, ein Nachläufer der *Cycloides*-Bänke. In den rd. 12 m mächtigen Schichten zwischen *Cycloides*- und Glaukonitbank entspricht G. Wagner's 20 cm-Splitterkalk-Kornstein mit *Myophoria pes anseris* meine Kalkbank Schicht 5 im Profil II, die ebenfalls *M. pes anseris* und *Ceratites nodosus typus* enthält. Etwa 5 m über der *Cycloides*-Bank fanden sich drei *Ceratits nodosus typus* und weiter oben, nicht viel unter der Glaukonitbank, ein *Ceratites dorsoplanus*, während der *C. semipartitus* hier nicht gefunden wurde. Dicht unter der Glaukonitbank liegt blaugrauer Schieferton mit *Bairdia*. Die Glaukonitbank selbst enthält hier stellenweise, besonders in ihren oberen Lagen kleine Terebrateln, was mir 1913 entgangen war; jedoch erwähnt schon 1837 H. B. Gleinitz (1) aus seiner »Grünen Schicht« am Schösserberge bei Mattstedt, die unserer Glaukonitbank entspricht, *Terebratula vulgaris* (Profil I). G. Wagner ist also berechtigt, die Thüringer Glaukonitbank mit der Bank der kleinen Terebrateln Frankens zu vergleichen. Für Thüringen möchte ich jedoch für diese Schicht den Namen Glaukonitbank beibehalten wissen, da der Glaukonitgehalt die Bank auszeichnet, die kleinen Terebrateln sich aber im Horizont der *Cycloides*-Bänke mehrfach wiederholen.

Die zusammen etwa 2,6 m mächtigen Schichten der Glaukonitbank und des darunter liegenden Schiefertones werden von G. Wagner als »Unterer Gervillienkalk« bezeichnet; auch diese Benennung möchte m. E. auf Thüringer Verhältnisse schlecht passen, da Gervillien im Glaukonitkalk hier selten sind, in dem liegenden Schieferton unter dieser Bank aber anscheinend fehlen, da es ferner gewagt erscheint, eine Kalkbank und eine Schiefertonfolge unter der Bezeichnung »Gervillienkalk« zusammenzufassen und da endlich der Name »Gervillienschichten« von R. Wagner bei Jena schon für einen andern Schichtenkomplex in den untersten Ceratitenschichten vergeben worden ist, in dem die *Gervillia socialis* wirklich in Menge auftritt. Wir dürfen uns, wenn süddeutsche Bezeichnungen, wie hier Gervillienkalk und andere so unbedenklich auf Thüringer Verhältnisse übertragen werden, nicht wundern, daß O. Grupe (14, S. 253) in seiner Vergleichstabelle in die Spalte »Thüringen« unter Glasplatten allerdings unter der Angabe »nach G. Wagner« als Unterabteilungen »Terebratelschichten, Hauptterebratelbank und Gervillienkalk« einsetzt.

2,54 m über der Glaukonitbank folgt im Webichtprofil die von P. Michael (11) zuerst als zinkblendeführend erkannte Bank (12, Profil III, Schicht 57), die einzelne *Placunopsis ostracina* enthält. Sie liegt etwas über der Mitte des 4,6 m mächtigen »oberen Gervillienkalkes« G. Wagner's. Von dieser Schichtenfolge, dem unteren Teil der Glasplatten gilt dasselbe, wie vom »unteren Gervillienkalk«. Ich

bemühte mich auch 1922 vergeblich darin *Gervilleia* zu finden, dagegen enthalten die sandigen Kalklagen viele Fischschuppen. Die »Hauptterebratelbank« G. Wagner's muß ich 1913 übersehen haben, konnte sie aber auch 1922 nicht erkennen, obwohl die Schichten sehr gut und vollständig aufgeschlossen waren. Immerhin mag es möglich sein, daß dieser von G. Wagner beobachtete Terebratelhorizont den letzten Anklang an die süddeutsche Hauptterebratelbank darstellt; nun aber wegen einiger seltener Terebrateln diese Schicht auch in Thüringen Hauptterebratelbank zu nennen, scheint mir doch etwas zu weit gegangen. Ebenso sind die Äquivalente der fränkischen Terebratelschichten in Thüringen nur noch ganz andeutungsweise zu erkennen, keinesfalls aber darf der Name Terebratelschichten auf diesen Schichtenkomplex angewendet werden, weil Terebrateln darin hier bisher nicht nachgewiesen sind. Auch der den fränkischen Grenzschichten entsprechende Teil der *Semipartilus*-Schichten — der *semipartitus* ist im Weimarer Profil bisher nicht gefunden — ist alles andere als ein deutliches Äquivalent des fränkischen Glaukonit- und Gekrösekalkes. So sehr es also anzuerkennen ist, daß G. Wagner den Thüringer oberen Muschelkalk mit dem süddeutschen richtig parallelisiert und uns den ersteren einmal sozusagen mit süddeutschen Augen gesehen gezeigt hat, so können wir doch nicht die süddeutschen Schichtbezeichnungen in dem Maße auf Thüringen übertragen, wie G. Wagner und nach ihm O. Grupe dies getan haben.

Nachtragend bemerke ich noch, daß in meinem Webichtprofil III 12, S. 297) die Schicht 45 *Anoplophora lettica* und *brevis*, die Schicht 47 *Anoplophora lettica* und Pflanzenreste (Fucoiden) enthält. G. Wagner zieht die Grenze zum Unteren Keuper (Lettenkohle) zwischen den harten, sandigen Kalkplatten und den Kastendolomiten, zieht letztere also noch zur Lettenkohle; dies entspricht genau meiner Grenzziehung (12, Profil III, zwischen Schicht 50 und 51).

In seiner ausgezeichneten Zusammenstellung »Über die dolomitische Region in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle« bespricht Benecke (9, S. 56—60) auch unser Weimarer Profil. Das auf S. 58 von ihm vermißte Grenzbonebed scheint mir durch Schicht 53 meines Weimarer Profils von 1913 (12, S. 297) angedeutet; auch die Schicht 51, die eigentliche Grenzschicht enthält vielleicht bonebedartige Reste, ohne daß mir dieselben an der Meßstelle zu Gesicht gekommen wären. Benecke meint S. 59, man möchte annehmen, daß meine *Cycloides*-Bank und G. Wagner's Bank der kleinen Terebrateln zusammenfielen und beanstandet die verschiedene Mächtigkeit der Schichten im Hangenden der Glaukonitbank bis zur Lettenkohlengrenze. Warum meine Messung bei Oberweimar 1912 nur 5,45 m ergab, weiß ich nicht; vielleicht ist mir ein kleiner Verwurf entgangen. Im Profil bei Weimar fand ich 1913 7,92 m, was mit G. Wagner's 9,1 m leidlich übereinstimmt. G. Wagner's Angabe von 15 m für die Schichten zwischen Glaukonitbank und *Cycloides*-Bank ist sicher zu groß, denn Michael hat nur 12 m gemessen, ich selbst bei Oberweimar 1913 12 m und ebenda 1912 sogar nur 9,17 m, wobei die beiden letzteren (8,4 und 12,1) verschiedene Profile sind.

2. Meißner

Im Jahre 1922 konnte ich auch das von F. MOESTA und F. BEYSCHLAG (4,5) beschriebene Profil am Meißner bei Groß-Allmerode in Hessen kennen lernen. Im Einschnitt der alten Bremsbahn ist hier dieses zuletzt von G. WAGNER (13, S. 87) besprochene Profil zu sehen, das hier nach meiner eigenen Messung von 1922 noch etwas eingehender gegliedert wiedergegeben sei:

Hangendes:
Unterer Keuper (Lettenkohle):
0,20 m Lettenkohlenflöz
0,90 » graue und rostbraune Sandsteinplatten und Schieferletten mit Pflanzenresten
2,70 » graue Schieferletten und dünne, glimmerige Sandsteinplatten mit zersetzten, z. T. innen noch frischen Schwefelkiesknollen und *Anoplophora lettica*.
Oberer Muschelkalk:
Bairdientone mit Bairdienkalken = dolomitische Grenzschichten 4,25 m:
1. 0,20 m Nagelkalk, grauer Faserkalk (MOESTA's Grenzbank)
2. 0,65 » graublaue, dünnblättrig verwitternde Schiefertone mit viel *Bairdia pirus* v. SEEB.
3. 0,10 » Nagelkalk
4. 1,30 » grauer Schieferton mit *Bairdia pirus* und *Lingula Zenkeri*, etwas unter der Mitte darin eine dünne Platte von Bairdienkalk mit *Bairdia pirus*
5. 0,02 » Bairdienkalk: harter, grauer Kalk voll unzähliger Bairdien (*Bairdia pirus*)
6. 0,18 » grauer Schieferton mit *Bairdia pirus* und *Lingula Zenkeri*
7. 0,10 » Bairdienkalk: harter, blauer, auf Klüften ockrig verwitternder Kalk mit Schwefelkiesfunken, auf der Oberfläche dünnes Bonebed und zahllose, winzige Schnecken und Bairdien (*Omphaloptycha gracillima* KOKEN, *Actaeonina Germanica* KOKEN u. a.)
8. 1,70 » blaugrauer Schieferton mit viel *Bairdia pirus*, etwa 50 cm über der Basis dieser Schicht eine 2 cm starke Lage von hartem, blauem Kalk.

Semipartitus-Schichten:
9. 0,20 m Wechsel von dünnen, festen, blaugrauen Kalkplatten und grauem Schieferton, in der Mitte eine Kalkplatte mit Fischschuppen und Zähnen auf der Oberfläche
10. 0,60 » blaugraue Schiefertone und blaue, wulstige Kalkplatten im Wechsel
11. 0,50 » harte, graublaue Kalke mit graublauem Schieferton wechselnd, *Ceratites semipartitus*
12. 0,80 » blaugrauer Schieferton mit braunen Kalksandsteinplatten, letztere z. T. mit schwachen Bonebedlagen
13. 0,10 » blauer, harter, sehr feinkrystallinischer, fast dicht erscheinender Kalk, zu oberst mitunter bonebedartige Lage mit Fischzähnen und -schuppen
14. 0,40 » blaugraue, gelblich verwitternde Schiefertone mit einzelnen Knollen von Blaukalk, im Schieferton *Bairdia* undeutlich und *Lingula*, nach G. WAGNER auch *Ceratites semipartitus*
15. 0,40 » bräunlichgelber, gelb verwitternder, dolomitischer Kalkschiefer (gelber Kipper G. WAGNER's)
16. 0,32 » Kalkknauern und harte, blaue Kalkplatten mit Schiefertonlagen
17. 1,50 » graue Schiefertone und blaugraue Kalkplatten, letztere zurücktretend nach G. WAGNER mit *Ceratites semipartitus* und *C. dorsoplanus*.

Im Liegenden der Schicht 17 liegen einige härtere Bänke, unter denen sich jedoch hier keine Glaukonitbank findet[1]). Diese ist daher hier wohl durch einen gewöhnlichen blauen Kalk vertreten. Terebrateln habe ich im Profil des Bremsberges nicht ermittelt.

[1]) Die von PENNDORF (Centralbl. f. Min. 1924) entdeckte, auch von HECKMANN (Diss. Marburg 1916) schon genannte Bank mit *Retzia trigonella* SCHL. habe ich in diesem Profil nicht gefunden.

Die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper legt G. Wagner an die Oberkante der Schicht 7 dieses Profiles, ich möchte zu F. Moesta's Grenze über Schicht 1 zurückkehren, weil die Nagelkalk führenden Schichten 1—7 im wesentlichen durch Schieferton und durch Bairdien charakterisiert sind und dadurch mit der Schicht 8, ebenfalls Schieferton mit Bairdien, einen zusammenhängenden Komplex von Bairdientonen bilden. Über diesen Bairdientonen folgen dann schon echte Lettenkohlenschichten mit *Anoplophora lettica*, graue Schieferletten und Sandsteine. Die von G. Wagner als Grenzschicht gewählte Schicht unseres Profils zeigt auf ihrer Oberfläche außer einer dünnen Bonebedschicht noch zahlreiche, winzige Schnecken, u. a. besonders *Omphaloptycha gracillima* Koken und *Actaeonina germanica* Koken außerdem zahlreiche Bairdien. Dieser Reichtum an Schnecken scheint G. Wagner ganz entgangen zu sein. Wenig über dieser Schicht folgt mit Schicht 5 ein echter Bairdienkalk, der quer zur Schichtung angeschliffen erkennen läßt, daß sein Gestein aus unzähligen Bairdien besteht. Auch die darüber folgende Schicht 4 enthält eine dünne Platte von Bairdienkalk und ebenso führen die Schiefertone der Schichten 2, 4, 6 und 8 unzählige Bairdien (wohl meist *Bairdia pirus* v. Seeb.). G. Wagner parallelisiert seine Grenzschicht mit dem Bairdienkalk von Carthaus (3); ob diese Gleichstellung auf diese große Entfernung hin berechtigt ist, lasse ich dahingestellt, bemerke aber, daß über dem Carthaus'schen Bairdienkalk von 0,25 m bei Holzhausen nach Carthaus etwa 1,75 m Schieferletten, darunter 2 m gelbe, mulmige Tonmergel mit Kalkknollen, dann 0,04 m gelber Dolomit mit *Gervillia*, *Nucula* u. a. und zu unterst 1,75 m Tonmergel folgen, die dann von Knauerkalken mit *Ceratites semipartitus* unterlagert werden. Carthaus bezeichnet die zwischen seinem Bairdienkalk und den *Semipartitus*-Schichten liegenden Schichten als Ostracodentone und rechnet sie noch zum Muschelkalk, den Bairdienkalk und die 1,75 m Schieferletten über diesem jedoch bereits zur Lettenkohle. Während bei Holzhausen in den obersten Grenzschichten (=fränkischen Grenzschichten) etwa 10% Kalke in den Tonen vorhanden sind, haben wir am Meißner etwa 10,35% Kalke. G. Wagner spricht von den am Meißner dem Bairdienton Carthaus entsprechenden Schichten, das massenhafte Vorkommen von Bairdien in den Schiefertonen und den Kalkschichten 4, 5 und 7 wird jedoch von ihm nicht erwähnt, ist aber doch erst der eigentliche Beweis für die wenigstens sehr annähernde Übereinstimmung der Holzhausener Ostracodentone und der Bairdienschichten am Meißner. Die Schichten 1—8 unseres Profils entsprechen wohl Grupe's dolomitischen Grenzschichten im Wesergebiet, meinen ockrigen Grenzkalken bei Rinteln (10) (Weser) und den fränkischen Grenzschichten G. Wagner's wenigstens zum Teil.

3. Hameln

Im Wesergebiet entsprechen den oberen Ceratitenschichten die von Grupe (8) 1920 aufgestellten dolomitischen Grenzschichten, die *Ostracina*-Schichten, die *Ostracina*-Bank und die *Albertii*-Schichten.

Das Profil dieser Schichtengruppe ist seit 1920 durch die Erweiterung des Güterbahnhofs Hameln aufgeschlossen und von GRUPE beschrieben (14, S. 237), doch habe ich seine Angaben gelegentlich meiner Aufnahme des Blattes Hameln, besonders hinsichtlich der Fossilführung etwas ergänzen können und füge deshalb das Profil meiner Messung bei:

Unterer Lettenkohlensandstein:

1. Graue bis braune, z. T. grünliche Schiefertone mit *Anoplophora brevis* v. SCHAUR. sp. und kieselige Sandsteinplatten mit *Myophoria transversa* BORN. und *Anoplophora brevis* v. SCHAUR. sp. 3,5 m.

Ceratitenschichten:

Dolomitische Grenzschichten 6,01 m:

2. 0,06 m ockerbrauner bis gelblicher, dolomitischer Kalk in unregelmäßigen Platten
3. 0,18 » graugrüner Schieferton mit *Lingula Zenkeri* v. ALB.
4. 0,05 » *Lingula*-Bank: ockrige Kalkbank, mit viel *Lingula Zenkeri* und *Bairdia pirus*, daneben *Estheria minuta* GOLDF.
5. 0,30 » graublaue, grünlich verwitternde Schiefertone mit *Lingula Zenkeri*, einzelnen *Bairdia pirus*, *Myophoria pes anseris* und Fucoiden
6. 0,25 » harter ockerbrauner, dolomitisch-sandiger Kalk mit Knochenresten und Fischschuppen, *M. pes anseris* (5 Expl.) und *M. Struckmanni* v. STR. sp. mit Funken von Schwefelkies, in frischem Zustande blaugrau
7. 0,28 » blaugraue, graugrün verwitternde Schiefertone mit wenig *Estheria minuta* und einzelnen *Bairdia pirus*
8. 0,45 » blaugrauer, harter, ockerbraun verwitternder, feinkrystallinischer Kalk mit Fischschuppen und Knochenresten
9. 0,40 » blaugrauer Schieferton mit *Estheria minuta* GOLDF.
10. 0,25 » gelbe, ockrig geflammte mürbe Kalke, von einem Netzwerk von Kalkspattrümern durchsetzt, anscheinend fossilfrei
11. 0,23 » blaugrauer Schieferton
12. 1,50 » gelbe, dolomitische Kalkplatten von kastendolomitähnlicher Struktur mit dünnen Lagen von graugrünem Schieferton
13. 0,06 » harter, wellig-flasriger, sandiger, graugrüner, ockrig verwitternder Kalk mit vielen Fischschuppen und Zähnchen auf der Oberfläche. Struktur wellenkalkähnlich, auf der Unterfläche Netzleisten
14. 2,00 » gelb verwitternde, dolomitische Kalke mit einzelnen Knochen und Fischschuppen, z. T. typischer Kastendolomit. Diese Form entsteht durch kreuz und quer durchsetzende kleine Kalkspattrümer

Ostracina-Platten etwa 4 m:

15. 0,60 m mehrere, bis 0,12 m starke, sehr harte, blaugraue, z. T. ockrig zersetzte Kalke mit *Placunopsis ostracina*, einzelnen *Monotis Albertii* und *Myophoria Struckmanni*, außerdem oft zahllose Fischreste und dann Bonebed-artig, beim Schlagen klingend. Lücke im Aufschluß von etwa 2 m
16. 0,22 » harte, blaue, z. T. ockrig verwitternde Kalkbank
17. 1,45 » blaugrauer, gelblich verwitternder Schieferton mit wenigen Knollen von blaugrauem, festem Kalk; in den Schiefertonen einzelne Lagen ganz erfüllt von *Bairdia pirus*, ferner *Estheria minuta*, *Lingula Zenkeri* und viel *Myophoria pes anseris*-Brut.

Ostracina-Bank:

18. 0,50 m harte, graublaue Kalkbank mit *Placunopsis ostracina*.

Albertii-Schichten.

Die liegenden *Albertii*-Schichten waren nicht mehr gut aufgeschlossen. Ein diesem ganz ähnliches Profil der oberen Ceratitenschichten hatte ich 1915 von Heidelbeck (Blatt Rinteln) veröffentlicht (10, S. 56), in dem ich die obersten Lagen der Ceratitenschichten als ockrige Grenzkalke bezeichnet habe; diesen etwa 5—6 m mächtigen Schichten entsprechen genau die dolomitischen Grenzschichten

Grupe's. Bemerkenswert ist, daß letztere bei Hameln und Heidelbeck bedeutend reicher an Kalk und viel ärmer an Ton sind, als bei Holzhausen und am Meißner. Während sie hier 10,35 % und bei Holzhausen etwa 10 % Kalke enthalten, führen sie bei Hameln 78,4 %, bei Heidelbeck 61,7 % Kalke, also eine ganz bedeutende Zunahme an Kalkschichten. Der Dolomitgehalt dieser Kalke ist nach Grupe nicht so stark, daß man von Dolomit sprechen könnte, sie sind nur stark dolomitisch. Obwohl nun m. E. die Grupe'sche Bezeichnung dolomitische Grenzschichten besser nach den äußeren Merkmalen durch dolomitische Ockerkalke ersetzt würde, will ich sie doch deshalb annehmen, weil sie der von Benecke für Elsaß-Lothringen geprägten Bezeichnung »dolomitische Schichten« oder »dolomitische Region« nahe kommt. Während Grupe in den dolomitischen Grenzschichten bei Hameln hinsichtlich des Vorkommens von Bairdien keine exakten Beobachtungen machen konnte, gelang es mir daselbst in der *Lingula*-Bank (Schicht 4 meines Profils) zahlreiche kleine Bairdien festzustellen und auch in den Schichten 5 und 7 habe ich einzelne Bairdien gefunden.

Ferner sind in den Schiefertonen (Schicht 17) dicht über der *Ostracina*-Bank einzelne Lagen ganz erfüllt von Bairdien. Ich verweise außerdem auf die viel tieferen Bairdienlager, die hier im Liegenden der *Ostracina*-Bank auftreten und die z. B. in Thüringen noch dicht unter der *Cycloides*-Bank vorkommen. Grupe (14, S. 241) vermutet, daß die »Bairdienkalke« von Carthaus und meine Heidelbecker Estherien- und Bairdientone den dolomitischen Grenzschichten angehören. Für erstere ist wohl nach dem vorhandenen Vergleichsmaterial keine andere Einordnung möglich und die letzteren gehören bei Heidelbeck in die *Ostracina*-Platten, Bairdien kommen aber wahrscheinlich auch noch in den ockrigen Grenzkalken dort vor und sind nur bisher noch nicht gefunden. Das Niveau meiner Bairdien- und Estherientone von Heidelbeck ist durch mein Profil von 1915 jedenfalls eindeutig angegeben gewesen, die ockrigen Grenzkalke sind aber dort den dolomitischen Grenzschichten völlig gleichzustellen.

Bemerkenswert erscheint mir das Vorkommen der *Myophoria Struckmanni* v. Str. sp. in den Schichten 6 und 15 meines Hamelner Profils, also in den dolomitischen Grenzschichten und *Ostracina*-Schichten. Die Behauptung Grupe's, daß mit Ausnahme der Funde von Göttingen, Holzminden und Rinteln »an allen übrigen Stellen des Weser-Leinegebietes die Kohlenkeuperfossilien zumal die Anoplophoren erst mit Beginn des Unteren Lettenkohlensandsteins auftreten«, geht wohl zu weit. Ich kann mir sehr wohl denken, daß eine eingehendere Durchsuchung der betreffenden Profile, ebenso wie am Güterbahnhof Hameln, auch an jenen Stellen noch die vermißten Keuperfossilien zutage fördern könnte.

Die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper legt Grupe bei Hameln an die Basis des Unteren Lettenkohlensandsteins, worin ich mit ihm völlig übereinstimme. In seiner Tabelle auf S. 253 zieht Grupe die Thüringer Kohlenletten (Unterer Teil) und die Kasten-

dolomite, die ich noch zum Unteren Keuper gestellt hatte mit zum Muschelkalk und parallelisiert sie mit den obersten dolomitischen Grenzschichten bei Hameln. Ich habe bereits oben S. 210 erwähnt, daß in meinem Webichtprofil (12, S. 297) die Schichten 45 und 47 in den Kohlenletten (Unterer Teil) *Anoplophora lettica*, *A. brevis* und Pflanzenreste enthalten; dazu kommt, daß auch die schwarzen Kohlenletten der Schichten 44 und 46 Pflanzenstengel enthalten, und daß man deshalb diesen unteren Teil der Kohlenletten von 4,35 m Mächtigkeit unbedingt dem Unteren Keuper zuteilen muß.

Die bei Weimar 2,5—3,5 m mächtigen Kastendolomite rechnet G. WAGNER, wie Verf. bereits zur Lettenkohle, während GRUPE sie noch zu den dolomitischen Grenzschichten stellen will. Bei Hameln ist an der Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper kein deutliches Äquivalent der thüringischen Kastendolomite zu erkennen, was auch vom Profil am Meißner gelten muß. Dagegen zeigen sich bei Hameln in der unteren, größeren Hälfte der dolomitischen Grenzschichten den Kastendolomiten ganz ähnliche gelbe Kalke, denen am Meißner ungefähr die Bairdienkalke entsprechen würden. Eine genaue Vergleichung und Verbindung dieser Schichten von Thüringen bis zur Weser hin wird erst möglich sein, wenn noch mehr gut untersuchte Zwischenprofile vorliegen werden. Die Thüringer Kastendolomite sind ein Grenzgestein zwischen Muschelkalk und Keuper, der Untere Teil der Kohlenletten dort darf aber keinesfalls zum Muschelkalk gestellt werden, sondern gehört zum Unteren Keuper.

Zusammenfassung

Die von G. WAGNER vorgenommene Übertragung süddeutscher Bezeichnungen von Schichten des Oberen Muschelkalkes auf Thüringen ist m. E. als zu weitgehend zu verwerfen. Am Meißner sind die obersten Muschelkalkschichten tonig entwickelt und enthalten Bairdientone und Bairdienkalke, letztere z. T. mit Schnecken (*Actaeonina germanica* KOKEN u. a.). Diese Schichten entsprechen den Holzhausener Ostracodentonen und dem Bairdienkalk CARTHAUS', den ockrigen Grenzkalken NAUMANN's bei Rinteln und den dolomitischen Grenzschichten GRUPE's bei Hameln. In diesen letzteren fand Verf. bei Hameln auch Bairdien und Estherien, daneben aber auch eigentliche Keuperfossilien, wie *Myophoria Struckmanni* und bei Rinteln *M. transversa*, *Anoplophora lettica* und *A. brevis*. Die tieferen Lagen der dolomitischen Grenzschichten sind bei Hameln kastendolomitartig ausgebildet, ohne daß man sie den Thüringer Kastendolomiten gleichstellen dürfte. Der untere Teil der Thüringer Kohlenletten ist unbedingt in den Unteren Keuper (Lettenkohle) zu stellen, zu dem Verf. auch die Kastendolomite dort rechnet. Eine wirklich befriedigende Gleichstellung und Verbindung der Profile in Thüringen, Hessen und im Wesergebiet wird erst möglich sein, wenn noch mehr gut untersuchte Zwischenprofile bekannt sein werden. Zu beachten ist die tonige Ausbildung dieser oberen Schichten in den zwischen der mehr kalkigen Thüringer Entwicklung und der ebenfalls kalkigen des Wesergebietes

liegenden Profilen von Holzhausen und vom Meißner, die sich mit ihren Bairdienkalken mehr an die Profile der Meininger Gegend anschließen. Der *Ceratites nodosus typus* tritt bei Weimar wenig über der *Cycloides*-Bank auf, der *C. dorsoplanus* wenig unter der Glaukonitbank, über der dort bisher keine Ceratiten gefunden sind. Am Meißner sind die Bairdientone ceratitenfrei, unter ihnen folgen Schichten mit *C. semipartitus*. Bei Hameln und Rinteln sind aus den dolomitischen Grenzschichten keine Ceratiten bekannt, in den *Ostracina*-Schichten fand Grupe bei Ottenstein *Ceratites intermedius, C. dorsoplanus* und *C. nodosus typus*. Die Ceratitenführung findet also im Wesergebiet mit den obersten *Ostacina*-Platten ihren Abschluß, am Meißner reicht sie auch nur bis zum Beginn der Bairdienschichten, in Thüringen endet sie schon über der Glaukonitbank.

Anhangsweise noch ein Wort über die hangenden Keuperschichten am Meißner. Über dem 0,20 m-Lettenkohlenflöz folgen graue Sandsteinschiefer, der Hauptdolomit ist durch mehrere gelb verwitternde, dolomitische Kalkbänke von zusammen rund 5—6 m Mächtigkeit vertreten, der *Anoplophora*-Sandstein ist vorhanden, seine bunte Hauptbank rund 3 m mächtig; ebenso ist der Hauptsandstein gut entwickelt, das Ende der Aufschlüsse nach Westen bilden die bunten (lichten) Mergel zwischen Hauptsandstein und Grenzdolomit.

Literatur

1. Geinitz, H. B., Beitrag zur Kenntnis des Thüringer Muschelkalkgebirges. Jena 1837.
2. Schmid, E. E., Der Muschelkalk des östlichen Thüringen. Jena 1876.
3. Carthaus, Emil, Mitteilungen über die Triasformation im nordöstlichen Westfalen und in einigen angrenzenden Gebieten. Dissertation Würzburg 1886.
4. Moesta, F., Blatt Groß-Allmerode der geologischen Spezialkarte von Preußen usw. Lfg. 23. 1886.
5. Beyschlag, F., Erläuterungen zu Blatt Groß-Allmerode. 1886.
6. Wagner, R., Beitrag zur genaueren Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 27. Berlin 1897.
7. Frantzen, W., Bemerkungen über die Schichten des Oberen Muschelkalkes und des Unteren Keupers in dem Bereich der Meßtischblätter Eisenach, Creuzburg und Berka. Dies. Jahrb. f. 1891, Bd. XII, S. 179 ff.
8. Naumann, Ernst, Drei Muschelkalkprofile und ein Grenzprofil zwischen Muschelkalk und Keuper aus Thüringen. Mitt. d. Jenaer Gesellsch. f. Min. u. Geol. in Mitt. d. Geogr. Gesellsch. (f. Thüringen) zu Jena, Bd. 31, 1913, S. 9.
9. Benecke, E. W., Über die dolomitische Region in Elsaß-Lothringen und die Grenze von Muschelkalk und Lettenkohle. Mitt. d. Geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothr., Bd. 9, Heft 1, 1914. Straßburg 1914.
10. Naumann, Ernst, Bemerkungen über den Muschelkalk und Keuper auf dem Blatte Rinteln. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. 35, Tl. II, S. 565—581.
11. Michael, P., Das Schichtenprofil an der Weimar—Geraer Eisenbahn am Waldschlößchen bei Weimar. Mitt. d. Jenaer Gesellsch. f. Min. u. Geol. in Mitt. d. Geogr. Gesellsch. (f. Thüringen) zu Jena, Bd. 32, S. 177—182, 1914.
12. Naumann, Ernst, Zur Gliederung des Unteren Keupers in Thüringen. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. 35, Tl. I, S. 292 ff.
13. Wagner, G., Beiträge zur Kenntnis des Oberen Hauptmuschelkalkes von Mittel- und Nordwestdeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 71, 1919, Abh. S. 80 ff. Berlin 1919.
14. Grupe, O., Zur Gliederung der Ceratitenschichten im Wesergebiet. Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. 41, Tl. I, S. 226 ff. Berlin 1921.

Verwitterungserscheinungen am Zechsteingips bei Niedersachswerfen am Südharz

Von Herrn **Werner Hoffmann** in Halle a. S.

Mit 3 Figuren

Im Jahre 1922 war in dem Gipsbruch der Badischen Anilin- und Sodafabrik bei Niedersachswerfen[1]) in der Nähe von Nordhausen am Südharz die Oberfläche eines aus Gips bestehenden Berges durch Abräumung des Deckgebirges in größerem Umfang freigelegt. Die Oberfläche zeigte merkwürdige an Schratten erinnernde Formen. Karst-Erscheinungen, wie Erdfälle, Höhlen, unterirdische Wasserläufe, sind ja auch sonst von den Zechsteingipsen des Südharzes seit langem bekannt. Zuletzt wies SPETHMANN[2]) in seiner Arbeit: »Morphologische Studien am Gipszug von Osterode am Harz« auf Erscheinungen der Oberflächenverwitterung des Gipses hin.

Der Gipsbruch der Badischen Anilin- und Sodafabrik, in dem der Gips zur Düngemittelfabrikation in großem Maßstabe gebrochen wird, liegt bei Niedersachswerfen unmittelbar an der Bahnlinie Nordhausen-Herzberg, dort wo der Gipszug aus der nordsüdlichen in die südost-nordwestliche Richtung umbiegt. Die Gipsfelsen erheben sich hier in einer Höhe von 40—60 m über der Talsohle.

Der Gips bildet die unterste Stufe des mittleren Zechsteins (sog. älterer Gips). Über ihm folgt der Zechsteindolomit.

Der Abbau geschieht an der östlichen und nördlichen Seite. Er ist bereits soweit fortgeschritten, daß man auf der Talsohle den im Innern des Berges unverändert anstehenden Anhydrit angetroffen hat. Um den Gips möglichst rein gewinnen zu können, wird das Deckgebirge in großer Fläche abgeräumt. Es wird von einem braungelben, sandigen Lehm gebildet, dessen Mächtigkeit ganz unregelmäßig ist und stellenweise mehrere Meter beträgt. In seinen unteren Teilen ist dieser stark mit Gipsbrocken durchsetzt. Auf sein Alter wird unten eingegangen werden.

Die Beschaffenheit des Gipses ist nicht überall gleichmäßig. Meist zeigt er eine rein weiße Farbe und läßt dann kaum eine Schichtung

[1]) Blatt Nordhausen der Geologischen Spezialkarte von Preußen, 1870, erläutert von BEYRICH.

[2]) Neues Jahrb. f. Min. usw., 1910, II, S. 159 ff.



Fig. 1. Blick auf die freigelegte Oberfläche. (W. H. phot.)



Fig. 2. Gerundete Formen. (W. H. phot.)

erkennen. An manchen Stellen ist er durch tonige Beimengungen leicht grau gefärbt. Stellenweise ist er von millimeterdünnen Tonbändern durchzogen, wie auf Fig. 3. Die Analyse einer Durchschnittsprobe verschiedener Gipslieferungen, für deren Mitteilung ich der Direktion zu Dank verpflichtet bin, ergab:

SiO_2	0,53 %	MgO	0,64 %
Fe_2O_3	0,66 »	$CaSO_4$	86,08 »
Al_2O_3	0,40 »	H_2O	9,91 »
CaO	0,08 »	CO_2	0,81 »

Die freigelegte Oberfläche, deren südlicher Teil auf Fig. 1 dargestellt ist, zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit Karrenfeldern. Sie wird beherrscht von zylinder- oder trichterförmigen Schloten in allen Größen, von Formen, wie sie Fig. 2 zeigt, bis zu Formen von der Größe von



Fig. 3. Zerklüftete Formen. (W. H. phot.)

Einsturztrichtern. Die Wände der Aushöhlungen sind im Großen wohlgerundet. Der Querschnitt ist unregelmäßig, doch herrschen runde Formen vor. Nahezu kreisrunder Querschnitt ist nicht selten. Nach dem Boden zu verengen sich die Aushöhlungen. Wo die Tonbänder zahlreich sind, d. h. wo der Gips dünnbankig geschichtet ist, sind die Formen mehr eckig und scharf, s. Fig. 3. Es stellen sich dann auch senkrechte Klüfte ein. Diese eckigen Formen erinnern am meisten an Karren. Die Zwischenwände sind 10—60 cm stark.

Die im Großen wohlgerundeten Flächen sind im Kleinen von Höhlungen und Buckeln der denkbar verschiedensten Formen besetzt. Wo der Gips von kleinen Klüftchen durchzogen ist, sind diese erweitert, und die Flächen bekommen dann ein rissiges Aussehen ohne runde Formen. Man kann erkennen, wie das Wasser von Klüften und Tonbändern aus den Gips angegriffen hat. Außer diesen Buckeln zeigt

die Oberfläche auch noch Korrosionserscheinungen. Die Flächen fühlen sich rauh an und sind von millimetergroßen Rinnen zerfurcht, deren Verlauf von den größeren Formen der Flächen abhängt. Sie sind abwärts gerichtet und verlaufen bei glatten Flächen mehr parallel, bei im einzelnen unregelmäßigen Flächen den Buckeln entsprechend radial. Wieviel von den Kleinformen auf Rechnung der unmittelbaren Wirkung des Regens nach der künstlichen Freilegung der Oberfläche zu sehen, ist schwer zu sagen, sicherlich sind es die letzterwähnten Korrosionserscheinungen[1]).

Was die Entstehung dieser merkwürdigen Oberfläche angeht, so ist es naheliegend, an ein freigelegtes Stück einer fossilen Landoberfläche zu denken. Funde diluvialer Säugerreste in den lehmerfüllten Gipsschlotten erweisen das diluviale Alter der Oberfläche. Herr Prof. Freudenberg hatte die Liebenswürdigkeit, für die ich ihm meinen besten Dank ausspreche, mir mitzuteilen, daß es sich nach seiner Bestimmung um Reste von Pferd und Nashorn handele. Wir haben also eine Oberfläche vor uns, deren Formen im Diluvium durch lösende Tagewässer gebildet sind und deren Erhaltung wir nur der alsbaldigen Bedeckung durch den diluvialen Lehm verdanken.

Ähnliche Bildungen diluvialen Alters in Gips beschreiben Wilder[2]) und Grewingk[3]). Ein diluviales Alter für Karren im Kalk vertreten auch Heim und Arbenz für einen Aufschluß bei Brunnen[4]).

Das Zustandekommen aller dieser Formen erklärt sich ähnlich wie die Bildung der Karren im Kalk[5]). Die größere Löslichkeit des Gipses gegenüber dem Kalk (nach Adams[6]) 1 Teil Gips in 327 Teilen Wasser bei 26° C) gibt natürlich noch viel eher die Möglichkeit der Karrenbildung. Ob die Entstehung der in diesen Zeilen beschriebenen karrenartigen Bildungen subterran[7]) oder subaërisch vor sich gegangen ist, und ob ihre Formen dann erst unter nachträglicher Bodenbedeckung[8]) gerundet worden sind, ist wohl nicht mehr festzustellen.

---

[1]) Kleinformen an Gips sind gut abgebildet von Adams (s. Anm. 2), Tafel 5.

[2]) Frank A. Wilder, Gypsum deposits in Jowa, in G. J. Adams, Gypsum deposits in the United States. Washington 1904. U. S. Geol. Surv. Bull. Nr. 223, S. 50.

[3]) C. Grewingk, Über zylindrische Strudel- und Sickergruben im devonischen Gipslager bei Dünhof oberhalb Riga. Sitz.-Ber. d. Dorpater Naturf. Ges. vom 18. Sept. 1880, Ref. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1881, I, S. 425.

[4]) Geologische Charakterbilder, Heft 10 (1912), Taf. 5.

[5]) P. Kessler, Über Lochverwitterung und ihre Beziehungen zur Metharmose (Umbildung) der Gesteine. Geol. Rundschau XII (1922), S. 257.

[6]) a. a. O., S. 12.

[7]) Auf die Verschiedenheit der subaërischen (scharfgratige Zerschrattungsformen) und subterranen Verwitterung (gerundete Auflösungsformen) hat Schneiderhöhn zum erstenmal scharf hingewiesen (Schneiderhöhn, Beitr. z. Kenntn. d. Erzlagerstätten u. d. geol. Verh. d. Otaviberglandes. III. Beitr.: die Karsterscheinungen. Abh. Senckenb. Naturf. Ges., Bd. 37, Heft 3, S. 302). Auch Kessler (a. a. O., S. 258) erwähnt diesen Gegensatz. Auf die Beziehungen der Karren zu den Verwitterungstaschen weist außer Schneiderhöhn auch Spethmann (a. a. O.) hin.

[8]) Kessler, a. a. O., S. 258.

Der Abschmelzungs-Mechanismus des jungdiluvialen Eises im Gebiet des ostpreußischen Mauersees

Von Herrn **E. Kraus** in Königsberg i. Pr.

Hierzu Tafel 9 (Übersichtskarte 1 : 250000)

Nachdem eine Reihe von Landesgeologen im Anfang unseres Jahrhunderts die Meßtischblätter auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens im Mauersee-Gebiete geologisch aufgenommen hatte, wurde der Versuch unternommen, an Hand einer von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegebenen Übersichtskarte 1 : 100000 neben der Darstellung des Terrassensystems auch eine Ordnung in die kreuz und quer verlaufenden Endmoränen zu bringen. Dieser Versuch gelang nur bis zu einem gewissen Grade — aus verschiedenen Gründen. Abgesehen von der wirren Anordnung der Linien, die m. E. dann, wenn man es weniger auf die (praktisch und stratigraphisch wichtige) Darstellung der Petrographie der randlichen Aufschüttungen als auf die vor allem auch morphologisch charakterisierten Eisrandgürtel als solche abgesehen hätte[1]), nicht in dem Maße Unklarheit gebracht haben würde, scheinen mir einige weitere Gesichtspunkte bei dem Entwirrungsversuch etwas zu kurz gekommen zu sein, welche ich hier betonen möchte.

Dabei stützte ich mich auf die mit Hilfe der bisherigen Einzelaufnahmen entworfene Strukturkarte (s. Tafel 9), ohne selbst trotz zahlreicher Begehungen des Gebietes die Möglichkeit zu haben, die morphologischen Einheiten durch kursorische Nachkartierung in allen Teilen gleichwertig mehr in den Vordergrund zu stellen. Immerhin glaube ich schon jetzt Gesetzmäßigkeiten des Abschmelzungsmechanismus aufzeigen zu können, wenn auch an einigen Stellen die Einzelheiten noch nicht ganz zu durchschauen sind. Nur für sie gilt offenbar, daß wiederholte Vorstöße das Bild völlig unklar gemacht haben.

[1]) Dabei möchte ich keineswegs den ausgezeichneten, in einem bestimmt umschriebenen Rahmen durchgeführten Einzelaufnahmen etwa zu nahe treten; aber eine genetische Erforschung der Eisrandlagen muß alle Wirkungen derselben, auch die morphologischen, in vollem Umfange erfassen.

I. Allgemeine Gesichtspunkte

Die Wahrscheinlichkeit, daß Störungen im Randlagenverlauf eintraten, ist ja an sich nicht allzugroß, wenn man bedenkt, daß der hier so ausgeprägte Lobenbau der Eisrandgirlanden wesentlich zwei auf der Hand liegende Gründe hat:

1. Das Ausmünden von besonders gut ernährten Einzel-Eisströmen neben weniger gut versorgten Stellen,
2. das Vorhandensein von Hindernissen am Eisgrund und Eisrand.

Bei einem längeren Stillstand schaffen beide Faktoren, in genetischer Beziehung zueinander stehend, subglazial und am Eisrand das ihnen örtlich angemessene Relief nach Höhe und Tiefe im Fels, im festen oder lockeren Schutt. Subglaziale Hindernisse werden allmählich beseitigt, neue am Rande aufgetürmt, so daß das Vorwärtsdringen des Eises, das nur eintreten kann bei genügender Ansammlung und Hochsteigen vor den kräftigen Fronthindernissen, einem Weiterbau und Weiterbeschreiten der schon längst subglazial eingeschlagenen Wege gleichkommt[1]). Dies muß dem Vordringen des Eises eine Stetigkeit der Richtung, eine Konstanz der Loben und der Kerben verleihen, muß bedingen, daß die Parallelität der Girlanden nur aus sehr triftigen Gründen verletzt, die Ähnlichkeit der Fließrichtung nur selten aufgegeben wird. Wenn die Menge der abschmelzenden Eismasse im Durchschnitt jene des heranfließenden Eises übersteigt, so muß der dann zurückweichende Eisrand sich noch regelmäßiger verhalten, denn das Eis wird dabei ja nicht zu Wegen veranlaßt, die es nicht schon gegangen wäre und ausgetreten hätte, und jedes Stück des Randes wird solche normalerweise ohne eintretende Störung neben dem Nachbarstück im gleichen Schritte zurückwandern.

Die Ernährung der Lobenströme wird im allgemeinen keinem beträchtlichen Wechsel unterworfen sein. Meteorologische Wechsel würden auch die Kerben ebenso weitgehend beeinflussen. Wenn wir gleichwohl Verlegungen und Verschiebungen von Loben in hintereinander liegenden Girlanden beobachten, so wird außer dem nachfolgend zu besprechenden Relief wohl nur an subglaziale Umlagerung stauender Schuttmassen zu denken sein, die das Eis da wegschafft, dort aber als Störungsmoment hinbringt[2]). Daß vielfach regionalere Ursachen vorliegen müssen, ersieht man daraus, daß nicht selten über die Zeit von drei oder vier Randlagen hinweg die gleiche Tendenz anhält, welche dann zu einer gleichsinnigen Verschiebung der Scharungszonen, oder auch zu einer besonders beschleunigten Vertiefung und Erweiterung gewisser Randkerben führte. — Wo Loben seitlich durch Abschmelzen oder durch Fließhemmungen stark zurückgeschnitten wurden, oder wo wenig bewegliche Eisstücke auf Hoch-

[1]) Nach v. Drygalski (Grönlandexpedition 1891/93 bei Kühl, Berlin 1897, I) wird normalerweise das Eis nur bestehende Senken bis zu einem gewissen Grade vertiefen, bezw. namentlich in der Eisströmungsrichtung verlängern!

[2]) Vergl. v. Drygalski, l. c., I, S. 527.

plateaus oder in stark hügeligen Scharungsplateaus, den Schmelzsenken entrückt, von dem Haupteis abgetrennt wurden, bildet sich Toteis ohne Ernährung.

Die Hindernisse ändern sich nicht selten beim Vorverlegen des Randes, und das wird eine wichtige Quelle der Störungen sein, vermag offenbar auch große, in allen Randteilen gleichversorgte Loben mehr oder weniger vorübergehend in Einzelloben zu zerlegen. Kräftige Erhebungen bedingen solche »Hemmungskerben«. An ihnen »stranden« die Moränenschuttmassen, welche durch die zu seitlichem Vorbeifließen gezwungenen Eisströme seitlich angelagert werden, und häufen sich leicht (m. m. vergleichbar den Sandbänken) zu einem Walle — in der Hauptsache bedingt durch das örtliche Zufließen von randlichen Massen aus dem Bereich des mächtigeren, stärker strömenden Eises gegen den des dünneren[1]). Die Hauptleistung vollzieht sich dabei submarginal bezw. marginal an den schon dünner und leicht gewordenen Eisrändern.

Hemmungskerben liegen an Vorland-Erhebungen, sind Stellen langsamerer Eisbewegung, Angelpunkte zwischen besser ernährten, beweglicheren Loben.

Die Intensität der Abschmelzung, abhängig von den meteorologischen Verhältnissen, wird im allgemeinen den Loben und Kerben in gleichem Maße zusetzen, also für die Girlandenform, bezw. für deren Störung nicht verantwortlich sein. Wohl kann sie das aber im Verein mit wassersammelnden Bodenvertiefungen am Eisrande. Solche Sammelbecken beliebiger Entstehung sind Reservoire der Wärme und damit Stellen, an denen der Eisrand stärker abschmelzen wird als auf trockenem Boden. Das angrenzende Eis wird gelockert, gelöst, es kalbt und es wird sich eine »Schmelzkerbe« entwickeln. Beim Vorwärtsdringen des Eisrandes werden die Schmelzkerben zwischen den Loben zurückbleiben, in der Stillstandslage wird sich bald eine Schmelzkerbe einfressen, beim Zurückschmelzen des Eisrandes wird eine Schmelzkerbe voraneilen. Doch kommt hier in Betracht, daß jeder größere Lobus beim Vordringen oder Stillstand das Ende einer besonders gut ausgefegten Eisstrombahn, eines flachen Zungenbeckens mit besonderer Endmoränen-Ansammlung bedeutet. Beim Eisrückzug sind nun durch den Frontwall und durch die ausgeräumte Senke die Lobus-Stellen dem beschleunigten Abschmelzen ausgesetzt, weil sich hier entsprechend der kurz vorher geschaffenen Morphologie das Schmelzwasser vor allen Dingen ansammeln wird. So besteht die Wahrscheinlichkeit, daß nicht nur die Lobenstücke des vordringenden oder stationären Randes recht beweglich sind, sondern daß sie das auch beim Zurückweichen bleiben; dabei werden sie dann aber eher in Schmelzkerben verwandelt. Das Verschwinden der Loben an rückschreitenden Girlanden und ihre Verschiebung könnte damit zu einer normalen Erscheinung werden. Das Verschwächen und endliche Aufhören von Endmoränenbögen gegen eisfeindliche Schmelzsenken hin

[1]) Vergl. v. Drygalski, l. c., I, S. 529.

wird verständlich. Die Ausmündung von Schmelzwasserflüssen ist weniger von Bedeutung, da sie nur linear wirken und sogar für Wasserabfuhr sorgen. Sandurvorlagen werden in Senkungsgebieten fehlen, bezw. durch spätere Seeverbreitung umgelagert sein.

Schmelzkerben liegen an Vorlandsenken, sind Stellen beliebiger, oft rascher Eisbewegung, da sie — namentlich beim Rückzug — mitten in gut ernährten Eisstrombahnen liegen können.

Kerben sind allgemein Stellen des Eisrandes mit besonderer Vereinigung der Schmelzwässer, denn an diesen Stellen ist die Eisoberfläche eingesenkt und von den benachbart ansteigenden Loben her laufen die Schmelzwasser heran. Daher wird hier eine kräftige Durchspülung des Moränenschuttes, eine Häufung von Steinen und Blöcken verständlich sein, die primär namentlich an höheren Hemmungskerben erfolgt. Solche können sich zu ausgedehnteren, blockreichen Plateaus entwickeln. Toteis wird beim Abschmelzen ganz allmählich die Moränen mit seinen Schmelzwassern durchwaschen, so daß keine regional auffallenden Ansammlungen von Grobmaterial entstehen. Endmoränen zu entwickeln ist Toteis bei dem Mangel einer Fließbewegung nicht mehr imstande; es wird keine gerichteten, sondern »komplizierte«, wahllos kuppige Landschaften mit isolierten Beckenbildungen schaffen.

Wenn das Relief einen so bedeutenden Einfluß auf die Gestaltung des Eisrandes besitzt, so wird man außer der exogenen auch der endogenen Formung und der Möglichkeit einer Beeinflussung durch junge tektonische Hebungen oder Senkungen sein Augenmerk schenken müssen; wenigstens dann, wenn auf andere Weise unerklärliche Tatsachen bei der Verfolgung des Abschmelzungsvorganges auffallen, und wenn noch weitere Anhaltspunkte dafür in Frage kommen. Hebungen können Stauungen und Umlenkungen bedingen, Senkungen können Strombahnen bezw. Schmelzkerben eröffnen. Gerade diese Möglichkeit wird uns beschäftigen, wenn wir im folgenden darangehen, die aus den Beobachtungen selbst erwachsenen und soeben entwickelten Gesichtspunkte am Beispiel des Mauersee-Gebietes zu prüfen oder weiterzuentwickeln.

II. Der Vorgang des Eisrückzuges im Mauerseegebiet

Bei Besprechung der einzelnen Randgürtel sehe ich von allen Einzelheiten, die bereits in den Aufnahmeberichten, Einzelarbeiten und Erläuterungen zu den Kartenblättern auseinandergesetzt sind, ab. Wo ich von der bisherigen Führung der Randlagen-Linien abweiche, werde ich das kurz zu begründen versuchen. Im übrigen handelt es sich hier um die Entwicklung der geschilderten größeren Gesichtspunkte, nicht um Einzelbeschreibung.

Auf der Strukturkarte (Tafel 9) habe ich die einzelnen Randlagen mit römischen Ziffern I—V, wichtigere Zwischenlagen mit Buchstaben (IIa, b usw.) bezeichnet. I—III halten sich südlich, IV und V nördlich von dem nach O und W verlängerten Zentrum der Mauerseesenke.

Die Randgürtel heben sich klar genug heraus, daß man sie sich geschaffen denken muß beim etappenweisen Zurückverlegen des Eisrandes unter der Wirksamkeit eines höchst auffälligen, zum mindesten sehr lange Frontstücke gemeinsam erfassenden Rhythmus der Abschmelzung[1]). Über die mögliche Ursache dieses Vorganges, der teils aus meteorologischen Wechseln, teils aus tektonischen hergeleitet wird. jedenfalls aber regional ausgreifend wirkte, können wir uns hier bei Betrachtung eines immerhin beschränkten Randbezirks nicht äußern.

a) Die drei südlichen Randlagen

1. Der westliche Abschnitt

Unter obiger Voraussetzung der Entstehung beim letzten Rückzug ist die südlichste Randlage I zugleich die älteste. Sie besitzt ausgesprochen westöstliche Girlandenform, deren Kerben von W nach O liegen bei Eichmedien bezw. Ballau, östlich Jesziorken[2]), vermutlich bei Strzelzen, wo ein nächster Bogen über Rydzewen nach den Paprodtker Bergen abzweigen dürfte, um in südöstlicher Richtung über Wissowatten nach Bilsken fortzuziehen. Der östliche Nachbarlobus, dessen SW-Rand von KAUNHOWEN beim Bau der Bahn Lötzen-Arys an Hand ausgezeichneter Aufschlüsse 1909 geschildert wurde, schließt sich durch das Zurückspringen des Bogens gegen NO über Pommern, so daß die Randlage I im ganzen einen westöstlichen Verlauf einnimmt.

Die Endmoränen am NW-Rand des Löwentinsees möchte ich nicht als Teil der Hauptstillstandslage I ansehen und diese nicht mit II und den Randbildungen östlich Lötzen verknüpfen. Die Verbindung ist zu oft unterbrochen, südöstlich von Lötzen zu schwach und unsicher[3]). Zudem fehlen schärfere Fortsetzungen von da gegen SSO, welche imstande wären, die so einheitliche Grundmoränenlandschaft von W Eichmedien-Ballau-Stürlack, O Löwentinsee bis gegen Widminnen im O und Bilsken im S ebenso gut zu begrenzen, wie im W. Die wenigen Randreste zeigen, wir rasch der Eisrand mit höchstens einem flüchtigen Stillstand nur, über diese Zone hinweg nach N zurückverlegt worden ist.

Nicht als Reste der Lobenfront, sondern als solche der Lobenseiten, als »Seitenmoränen« zwischen den einzelnen Eisströmen, möchte ich die von den Kerben im W des Löwentinsees

[1]) Vergl. K. KEILHACK, »Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands«, dies. Jahrb. f. 1909, I, S. 506 und Taf. 17, mit Eintragung der parallelen ostpreußischen Ketten durch A. KLAUTZSCH, und E. GEINITZ, »Die Endmoränen Deutschlands« (eigentlich »Norddeutschlands«), »Arch. Ver. d. Freunde d. Naturgeschichte in Mecklenburg, 72. Jahrg., 1918, S. 109, 140 ff.

[2]) Den Reichtum der Endmoränenlandschaft mit ihren kuppigen Ödländereien zwischen Orlen — Jesziorken — Kl. Stürlack — Skoppen — Trossen an Blockpackungen hat R. KLEBS (»Über das Vorkommen nutzbarer Gesteins- und Erdarten im Gebiet des masurischen Schiffahrtskanals«, bei Gräfe & Unzer, Königsberg 1895, S. 22—27) geschildert. Er hängt wohl ohne Zweifel z. T. mit der hier stattfindenden Scharung zweier Loben nordöstlich Rhein zusammen.

[3]) A. KLAUTZSCH. dies. Jahrb. f. 1898, S. CCLXXVIII.

(Ballau, Jesziorken, Strzelzen) mehr oder weniger weit nach N ausgehenden Moränenäste ansehen. An ihnen ist vielfach unklar, welche Seite zuletzt die eisfreie Seite war, und das ganze Studium dieser Zwischenstücke wird vielfach zeigen, welcher der beiden an ihnen zusammenstoßenden Loben sich zuerst zurückgezogen hat, falls dabei überhaupt eine beträchtlichere Ungleichartigkeit bestand. Häufig verknüpfen diese »Seitenmoränen«, die man aber im Gegensatz zu den nicht wesentlich subglazial angelegten Seitenmoränen von Einzelgletschern wohl besser mit besonderem Namen etwa als »Kerbspuren« (Spuren der Kerbwege[1]) bezeichnet, eine oder mehrere hintereinander liegende Stillstandslagen — entsprechend der Lobenkonstanz — von Kerbe zu Kerbe. An der Feste Boyen westlich Lötzen mündet wohl eine solche Kerbspur von S, eine andere, blockreiche, am NW-Ende des Verschmint-Sees.

Die Kerbspur zwischen den beiden genannten zieht vom Jesziorker Schloßberg nur wenig nach N, setzt aus, und nach der Doppelscharung, die wir an ihrer Stelle im N des Deyguhnsees in II sehen, hat sich die Kerbe in zwei (wenn nicht vorübergehend in drei) Kerben aufgelöst. Gleichzeitig hat sich das sehr blockreiche Gebiet nordöstlich von Rhein gegen NNW verschoben. Die ausgedehnte Niederung des Deyguhnsees dürfte als ein wichtiger Grund für die Verschiebung der gleichen Bildungsbedingungen nach NW hin anzusehen sein; sie füllte sich offenbar als schon existierende Senke mit Schmelzwasser und bedingte ein rascheres, kräftiges Abschmelzen der Loben gegen W und O hin (Schmelzkerbe). Der Haupt-Schmelzwasserstrom kam dabei aus einem Gletschertor am NW-Ende und entstammte dem hier sehr moränenschuttreichen Gebiet, in dem eine innere Staffel die rasche, völlige Einengung des Wossauer Lobus auch von W her anzeigt. In der nördlichen Lage III ist er bereits völlig verschwunden! Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich dieses starke Abschmelzen auch von W her im Zusammenhang mit der allgemeinen Tieflage dieses Gebietes bringe, die ja auch durch die Verbreitung der späteren Mauerseeterrassen angedeutet ist. Die in I nur flache Kerbe von Ballau hat sich im Randbereich der heutigen Guberniederung kräftig vertieft und etwas nach NW verschoben, so daß das Stück Ballau-Queden teils als subglaziale Kerbspur, teils als marginale Seitenmoräne aufzufassen ist. Sie erscheint ebenso verschiedentlich unterbrochen, wie die SO-Flanke des westlich ansetzenden Nachbarlobus in II zwischen Queden-Reimsdorf-Thurwangen, auch ein Zeichen für rascheres Abschmelzen.

Dieses Argument gilt freilich nicht für das südwestlichste Stück, das hoch liegt, und wir dürfen nicht ohne weiteres annehmen, daß dies früher anders war. Außerdem sehen wir keinen Grund für die auffällige Erscheinung, daß die Rückzugsrichtung aus einer vorher süd-nördlichen sich plötzlich in eine südost-nordwestliche umlagert und drittens ist die mäch-

[1]) Sie sind in der Zeichnung bei E. Geinitz, l. c., stark betont.

tige Schuttentwicklung zwischen Deyguhn- und Verschmint-See noch nicht verständlich. Es sieht so aus, als ob in der Zeit zwischen I und II im N unter dem Eise irgend ein größerer Fließwiderstand eingeschaltet worden sei, der für das Eisrandstück zwischen Deyguhn- und Löwentinsee eine schwächere Ernährung bedingte, während reichlicheres Eis mit reichlicherem Schutt aus NW, an dem Hindernis vorbei, herankommen konnte.

Der Blausteiner Sattelrücken

In der Tat hat F. KAUNHOWEN bereits 1899[1]) auf eine Erscheinung aufmerksam gemacht, welche da in Frage kommt. Es verläuft eine westöstliche Aufpressungszone älterer Bildungen zwischen Oberem Geschiebemergel von Blaustein an bis in die Groß-Steinorter Halbinsel. Sie enthält eine Anzahl ungewöhnlich großer Obersenon-Schollen, die nach dem paläontologischen Befunde offenbar nicht von weither aus dem Untergrunde der Provinz stammen. Südlich schließt sich mit gleichem Streichen eine über Rosengarten zum Lababsee ziehende Mulde an, weiter nach S durch eine schwächere Aufwölbung begrenzt.

Ich möchte bei der Erscheinung weniger — wie F. KAUNHOWEN — Wert auf die mittlere »Grabenbildung« legen, als namentlich auf die nördliche Sattelbildung, an der sich auch nach KAUNHOWEN das vordringende Eis gestoßen hat. Man könnte zwar bei den Gebilden, die ich auf der Karte (Tafel 9) verzeichne, an sehr großzügige Eisaufpressungen denken, zumal sich die tieferen diluvialen Schichten wesentlich nur im westlichen Gebiet der Endmoränen an der Erdoberfläche zeigen. Dann wäre aber nicht die immerhin bestehende, flachere Aufwölbung weiter im O zu verstehen, auch nicht die auffällig großen Kreideschollen, die im N und S davon fehlen und offenbar aus der Nähe empor geschoben sind. Schließlich schafft das Eis keine so regelmäßig streichenden, wenn auch sehr flachen Hebungszonen.

Es handelt sich vielmehr offenbar um tektonische Störungen, seien es nun schwache Faltenbildungen oder Horst- bezw. Grabenstreifen im Untergrund, die nicht ohne deutlichen Einfluß auf die Küstenentwicklung am Westrande des großen Seekomplexes geblieben sind.

Eine derartige Erscheinung paßt außerordentlich gut zu dem Bilde unserer Eisrandlagen. Wie schon angedeutet wurde, ist sie in der Lage die hier vorliegenden Tatsachen in ihrer Gesamtheit zu erklären: Die rasche Reduktion der unterernährten Loben im südlichen Vorlande, die Ansammlung besonderer Schuttmassen in demjenigen Lobus, dessen Eisstrom eben noch westlich an dem Hindernis vorbeikam, und die ganz ungewöhnliche Geradstreckung des Eisrandes, der sich in IVa dem Hindernis vollkommen anlegt. Der dort verweilende Eisrand dürfte die tektonischen Aufwölbungen oberflächlich glazial verstärkt haben.

Dabei ist am wahrscheinlichsten, daß die Aufwölbungen in der

[1]) Vergl. dies. Jahrb. f. 1898, S. CCLXXXVI.

Zeit zwischen Lage I und II geschaffen wurden, denn erst II zeigt sich, jedoch in entscheidender Weise, durch einen solchen Vorgang beeinflußt. Das Eintreten einer ähnlichen, aber noch viel deutlicheren Tiefenwirkung im O der großen Seen ist geeignet weiteres Licht auf einen solchen, zunächst etwas ungewöhnlichen Mechanismus zu werfen.

2. Der mittlere und östliche Abschnitt

Man sollte meinen, daß im Hauptstromstrich des Eises, der durch den Mauersee-Kissainsee gegeben ist, und wo das Eis am kräftigsten strömte, die vollständigsten Endmoränen-Aufschüttungen entstanden wären. In unserem mittleren Abschnitt scheint das nicht der Fall gewesen zu sein. Die Haupt-Schuttmassen finden sich nicht hier, sondern sie lagern, besonders blockreich zu beiden Seiten, am Deyguhnsee im W — hier zusammengehäuft mit den von NW herangebrachten Mengen — und auf dem Plateau von Spiergsten im O. Wir haben wohl eine Art Sandbankwirkung, eine Ablagerung besonders im ruhigeren, weniger dicken Eisbereich, vor uns, bezw. wird das auf der gebogenen, daher längeren zentralen Front in etwas größerer Verteilung aufgeschüttete Material später durch fließendes Wasser in der Senke besonders kräftig zerstört worden sein.

In der Mittellinie fällt beim Übergang von I zu II eine seitliche Verschiebung der Senkungsachse insofern auf, als der weite Lobus im W des Löwentinsees es ist, der dann gegen N die beiden Kissainseen umgürtet, nicht etwa eine den Löwentinsee selbst abdämmende Randlage, dessen Senke vielmehr bei Lötzen um ein beträchtliches aus der Mittellinie herausgerückt erscheint.

Zwischen den Randlagen I und II reißt am Löwentinsee plötzlich eine tiefe Kerbe auf, nicht so sehr veranlaßt durch ein Weichen des westlichen Lobus, der sich, wenn auch in einem großen Schritt nach N ziemlich normal zurückgezogen hat, als durch ein ganz ungewöhnlich rasches Zurücknehmen des vom Südrande des Löwentinsees sich gegen O ausdehnenden Lobus in I. Dabei wird dieser in beschleunigtem Tempo wesentlich von SW her abgebaut, denn die flache Grundmoränenlandschaft zeigt in SO-NW nur die ziemlich flüchtigen, undeutlichen Spuren der eiligen Schritte (IIa, b, c) gegen NO hin.

Als neue Schmelzkerbe können wir diesen so einseitig wachsenden Einschnitt nicht auffassen, denn mag sich auch in dem schon am Eisrand oder bereits subglazial gebildeten Löwentinsee-Becken alsbald Wasser als ein eisfeindlicher Wärmespeicher gesammelt haben, so ist damit doch nicht das abnorme Zurückweichen nach NO zu erklären. Wir besitzen ja keinen Hinweis darauf, daß sich ein solches Becken auch weiter nach O auf die Höhe fortschreitend ausgebildet hätte. Welcher Umstand bedingte aber dann die Zerschneidung des Eisrandes, die Raum bot für die gewaltige Erweiterung schließlich zum Mauerseebecken? Wurde das Eis unter ähnlichen Wirkungen gegen NO zurückgezogen, wie gegen NW? Wir haben auf eine weitere, überraschende Erscheinung hinzuweisen.

Die Horststreifen von Kutten-Widminnen

Schon C. GAGEL hat auf die ihm unerklärliche, jedem Geologen auffallende Linie von fast schnurgerader Richtung aufmerksam gemacht, mit der das typische Endmoränengebiet von Spiergsten-Pietzonken-Willudden nach O hin absetzt, um den ganz andern gearteten Mittleren Sanden, also einem im normalen Diluvialprofil der Gegend tieferen Gliede, die Oberfläche zu überlassen. Verfolgt man diese in der Tat für das Diluvium ganz ungewöhnliche Grenzlinie nach S, so läßt sich noch weiterhin ihre Eigenart erkennen. Nachdem sie zuerst den Westrand jenes zum einstigen, höhergelegenen Kruglinner See-Stand (375′) entwässernden, jetzt trockenen Hochtales und einen Teil dieses alten Seeuferrandes selbst gebildet, knickt sie aus N-S gegen SSO ab. In Richtung auf den Ostausgang von Kruglinnen läßt sie auf durchweg fast schnurgerader Erstreckung den Oberen Geschiebemergel oder dessen Erosionsreste im W und — abgesehen von den Seealluvionen — die teilweise durch die Seewirkung umgelagerten Sande im O. Noch deutlicher wird der Charakter vom Ostausgang von Kruglinnen südöstlich bis Sucholasken; nur ganz unbedeutende Übergriffe erlaubt sich auf dieser Strecke der Sand im NO gegen den Oberen Geschiebemergel im SW.

Suchen wir die Ostbegrenzung dieses im W so eigenartig abgeschnittenen Mittleren Sandes (»liegender Sand bezw. Grand des Oberen Diluviums, ∂s₂« nach C. GAGEL), so läßt sich auch da eine, wenn auch nicht so scharfe Grenze auffinden. Sie läuft von der nordöstlichen Nachbarschaft des Widminner Sees in NW-Richtung bis zum Gebäude der Wieseninspektion am Kruglinner See, von da in nördlicher Richtung bis etwa zur Eisenbahnbrücke südlich Kruglanken und erreicht, durch das sehr gestörte Endmoränengebiet undeutlich geworden, etwa am Ausfluß des Büfkesees das SO-Ende des Goldapgarsees. Auf Blatt Kutten zieht die Begrenzung über Jesziorowsken nach der südlichen, flachen Bucht des Zabinker Sees und über Jakunowken in allgemein nördlicher Richtung sogar noch ein gutes Stück in das so sehr gestörte Endmoränengebiet der Pillacker Berge, wo sich anfangs noch deutlich ein östlicher Komplex vorwiegender Geschiebemergel-Verbreitung von einem westlichen Sandgebiet unterscheiden läßt. Nur ist auf diesem Blatt der Sand nicht als »mittlerer«, sondern als »oberer«, ∂s₁ bezw. unentschieden als »∂s« kartiert, was jedoch, wie die Erläuterungen zu dem Blatte schon andeuten, auf Grund nur sehr spärlicher und nicht entscheidender Beobachtungen erfolgte. Falls damals ein weiterer Analogieschluß dazu gekommen wäre, hätte der Sand ohne Zweifel auch als »∂s₂« dargestellt werden können. Viel wichtiger erscheint, daß aus der gesamten, eben skizzierten Ostbegrenzung mit einer kleinen Ausnahme östlich Kruglanken im W der gleiche Sand, im O der gleiche Obere Geschiebemergel fortsetzt, wie auf Blatt Kruglanken.

Und auch die nördliche Fortsetzung der erstgenannten, überaus scharfen Linie westlich Kruglanken wird in diesem Zusammenhang bemerkenswert. Denn sie läßt sich auf Blatt Kutten in NNO-

Richtung bis zum Burtelnik-See feststellen, wird dann anscheinend unterbrochen, erscheint aber am ganzen, geraden Ostrand des Wilkus-Sees neuerdings und ebenso namentlich im N des östlichen Dorfteils von Kutten, wo sie scharf den westlichen Geschiebemergel-Bereich von dem östlichen Sand bis in die Pillacker Berge hinein abtrennt.

So haben wir einen auffallend scharf umgrenzten Streifen Mittleren Sandes, in den sich nur einerseits als feste NW-Abdämmung des Goldapgarsees und andererseits an einer kleinen Störungsstelle östlich bei Kruglanken vorübergehend Geschiebemergel einbaut. Die Breite dieses Streifens schwankt zwischen 2 und 4 km, die Länge beträgt 24,1 km, wovon südliche 9,5 km in NW-SO-Richtung streichen.

Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß dieser Sandstreifen, der in seinem nördlichen Teile alle Eisrandlagen überquert, durch Aufpressung am Randbereich des Inlandeises nicht entstanden sein kann, eine Möglichkeit, die C. GAGEL verständlicherweise im südlichen, den Endmoränen parallel laufenden Teile aussprach, die aber auch hier zurücktreten muß, denn die Begrenzung des so einheitlichen Komplexes wäre in diesem Falle ganz unverständlich scharf.

Außerdem ist zu berücksichtigen, daß in der Tat der gesamte hangendere Komplex des Diluviums im Bereich des ausstreichenden Mittleren Sandes höher liegt. Das ergibt sich nicht nur aus der oberflächlichen Verbreitung des älteren Sandes in mitten des jüngeren Oberen Geschiebemergels, sondern ebenso auch aus der bei einigen Bohrungen festgestellten Höhenlage der Unterkante des Mittleren Sandes (Oberfläche des nächst tieferen Geschiebemergels, dessen in der Sucholasker Bohrung angetroffene, verwitterte Oberfläche nach GAGEL auf interglaziale Verwitterung hinweist). Wenn ich auch auf diese wenigen Bohrergebnisse angesichts der nicht vollständig wagrechten Lage der Sandunterfläche keinen zu großen Wert legen möchte, so ist doch sehr bemerkenswert, daß von den beiden in dem relativ hoch gelegenen Sandstreifen niedergebrachten Bohrungen jene der Schule Sucholasken die Oberkante des Unteren Geschiebemergels in 132 m NN., jene vom Bahnhof Kruglanken in 123,6 m NN. angetroffen haben[1]), während die gleiche Fläche hart außerhalb unseres Sandstreifens im W (Bohrung an der Schule Kruglinnen) sicher tiefer liegt als 92 m NN., im O bei Bahnhof Gansenstein sicher unter 98 m NN.

Die Bohrung zu Kl. Gablick fand den Unteren Geschiebemergel in 106 m NN. noch nicht, was vermutlich auf ein Auslaufen des erhabenen Streifens in dieser südöstlichen Richtung hinweist.

Diese Feststellungen und die wiederholt in der Umgebung durch Bohrung erkannte Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels von annähernd 30 m ergibt somit eine derzeitige Gesamt-Heraus-

[1]) Eine tiefere Lage im nördlichen Kruglanken dürfte mit der schon erwähnten Störung hier am Ostrande zusammenhängen.

hebung des Sandstreifens von etwa 30 m[1]), und wenn wir diesen bei seinem Namen nennen wollen, so bleibt wohl nichts übrig, als von einem »Horststreifen« zu sprechen, der inmitten einer verhältnismäßig tieferen Umgebung vermutlich emporgestiegen ist.

Das Alter der tektonischen Bewegungen

Verweilen wir noch einen Augenblick bei dem in diesem Gebiet in doppelter Erscheinung entgegentretenden tektonischen Phänomen, so interessiert vor allen Dingen die Frage, wann es sich im einzelnen geäußert hat. Für die beiden Gewölbe zwischen Blaustein und Gr. Steinort konnten wir bereits das Alter in die Zeit zwischen Stillstandsphase I und II verlegen. Für den Horststreifen von Kruglanken kommen wir zu dem gleichen Ergebnis; denn soweit das bis jetzt zu erkennen ist, zeigt die Randlage I im S noch keine Wirkungen, erst von II ab ist eine solche deutlich. Dabei muß zwar die Möglichkeit zugegeben werden, daß die Schwelle schon älter ist, und daß die durch sie bedingten örtlichen Störungen der Eisströmung nicht bis I mehr wirksam sein konnten, weil die südlicheren Teile schon von hangenderen Eismassen, die sich in südlicher Richtung schräg über die Störungsstelle schoben, ernährt wurden. Doch erscheint nicht denkbar, daß der Sandhorst längere Zeit Hindernis sein konnte ohne abgetragen zu werden.

Subglazial muß aber die Schwelle noch entstanden sein, denn abgesehen von ihrer Wirkung auf die nordwest-südöstliche Anordnung der Randgürtel, hat sich die umprägende Kraft des Eisrandes auf die uns heute z. T. noch erhaltene Oberfläche des Sandstreifens ebenso noch wirksam erwiesen, wie auf den angrenzenden Oberen Geschiebemergel.

Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß sich die tektonischen Bewegungen subglazial in der Zeit zwischen I und II entwickelten, somit als das Eis in der Gegend schon recht dünn geworden war und eine — vielleicht mit der Schollenhebung ursächlich verknüpfte — Druckentlastung hier schon nahezu ihr Maximum erreichte.

Dabei scheint mir sehr bemerkenswert, daß hiermit vollkommen die Ansicht von E. GEINITZ übereinstimmt, der l. c. 1918, S. 145 sagt, die großen diluvialen Dislokationen seien in der Zeit zwischen seiner 6. (Großen baltischen) und 7. (Penkuner) Phase eingetreten; das wäre aber gerade jener Zeitabschnitt, in welchem nach seiner Darstellung der Eisrand im Mauersee-Bereich abzuschmelzen begann.

Es soll damit übrigens nichts über mögliche erste Anfänge der Bewegung etwa in der letzten Interglazialzeit, auch nicht über posthume Nachwirkungen gesagt sein. Die Wirksamkeit der letzteren erscheint mir aus zwei Gründen wahrscheinlich:

[1]) Dieser Betrag vermindert sich offenbar östlich Kruglanken und am NW-Rande des Goldapgarsees. Er ist im übrigen wohl nicht wesentlich höher, denn sonst müßte mehr Sand vom Eise verschleppt worden sein und der südwestlich anschließende Obere Geschiebemergel wohl mehr sandigen Charakter haben.

In den Erläuterungen zu Blatt Kruglanken sagt C. Gagel, S. 40, daß er die aus der Rinne südlich Katzorowen (NW-Ende des Widminner Sees) durch einen — wie er ihn auffaßt — vorübergehenden Abfluß des ehemaligen Kruglinner 375′-Niveaus nach S herausgeschafften Sande in dem anschließenden ∂m-Gebiet der Rinne nirgends auffinden konnte. Ich halte diese Rinne für eine alte Zufluß-Rinne des Beckens, deren Gefälle aber durch Bodenbewegungen nachträglich ins Gegenteil verkehrt worden ist. Diese Ansicht wird dadurch bekräftigt, daß noch eine Reihe anderer Rinnen ganz klar dem Widminner See zustreben, diesen aber eben nicht mehr erreichen. Eine gewisse posthume Hebung unseres Sandstreifens, vielleicht verbunden mit Bruchbildung, ist wohl so ziemlich die einzige gangbare Deutung.

Zweitens hat C. Gagel außerdem beobachtet (Erläuterungen S. 41), daß sich die alte Terrasse am Südrande des Goldapgar-Sees nach S zu von 340′ auf 350′ Höhe hebt. Die Terrassen des Kruglinner Seebeckens liegen noch weitere 25′ höher. Es ist m. E. durchaus zu erwägen und soll an anderer Stelle noch näher ausgeführt werden, daß die Kruglinner Terrasse die tektonisch gehobene Fortsetzung jener des großen Mauersee-Gebietes ist. In diesem Falle kommt die posthume Hebung im Bereich des Horststreifens südlich von der Störungsstelle bei Kruglanken nach der Zeit des Bestehens der Mauersee-Hauptentwicklung und nach dem Einschneiden der diesem Niveau zufließenden Rinne durchaus in Frage.

Der Einfluß der Tektonik auf die Anordnung der Randgürtel

Nach dieser tektonischen Betrachtung setzen wir die Besprechung des Eisrückganges mit mehr Verständnis fort; denn die Folgen für diesen liegen auf der Hand. Jetzt wird das plötzliche, rasche Zurückweichen des weiten Lobus östlich vom Löwentinsee verständlich, wenn sich rückwärts von ihm ein subglazialer Wall einschaltet, der die weitere Eiszufuhr in südwestlicher Richtung stark unterbindet. Durchaus parallel zu diesem auftauchenden Hindernis ziehen die nur kurze Etappen darstellenden, sehr unvollkommenen Randmarken IIa—c durch das rasch verlassene Geschiebemergelgebiet, und es ist ebenso verständlich, daß sich an der östlichen Stoßseite des Horststreifens zwischen Kruglanken und dem Ostrand des Widminner Sees jene jedem Beschauer so imponierende Endmoräne entwickelt hat, die an Höhe und Geschlossenheit in der weiten Umgebung ihres gleichen sucht. Sie hat bereits sehr viele Sande aufgenommen und ihre Entwicklung begründet uns zugleich, weshalb die östliche Begrenzung des Horststreifens nicht mehr jene Schärfe zeigt, wie die westliche. Von der nun glazial erreichten östlichen Randhöhe aus vermochten die Schmelzwasser leicht das lockere, sandige Vorland in besonderem Maße zu erniedrigen, mehr als den widerstandsfähigeren Oberen Geschiebemergel daneben. So entstanden die Senken des Widminner, Kruglinner, wohl auch des Goldapgar-Sees und der Kutten, soweit sie nicht bereits subglazial vorgearbeitet waren. Dadurch liegen

heute in dem tektonischen Hochgebiet die orographischen Senken!

Die Staffeln IIb—IIIb entwickeln sich aus dem Plateau von Spiergsten, das während dieser immerhin beträchtlich langen Zeit Schauplatz der Scharung zweier großer Loben war und als solcher wiederholtes vor und zurück des Eises erlebte, dazu außergewöhnliche Anhäufung von namentlich abnorm blockreichen Moränenmassen. Der große Gegensatz zwischen dem gehemmten, hochgelegenen Lobus im O und dem durch Abschmelzen stark beeinträchtigten Lobus in der Senke westlich davon — hierüber siehe später — spricht sich auch darin aus, daß die Randlagen II und III im O unvergleichlich reicher entwickelt sind als im W. Das Spiergstener Plateau liegt zwischen diesen abweichenden Typen; es hat sich durch die lange Anwesenheit des Eises aus einer Hemmungskerbe in einen typischen Plateau-Knoten entwickelt.

Den Einsatz seiner Kerbspur in unserem Gebiete haben wir bereits von I (Strzelzen) nach II (Feste Boyen) verfolgt. Sie zieht von da zu der nachträglichen Lücke von Lötzen und deutlich nordöstlich weiter gegen Spiergsten auf einem Stück, das wiederum einer mindestens doppelten Deutung fähig ist. Es ergibt sich das schon aus den Auffassungen von GAGEL als Endmoräne[1]), bezw. als Drumlingebiet[2]) und von P. G. KRAUSE als Ansammlung von Os-Zügen[3]). Für mich ist das Stück eine charakteristische Kerbspur zwischen zwei Loben, in deren Bereich schon durch die Berührung dieser beiden Lappen in NO-SW eine ausgeprägte Furchung bedingt wurde, die durch starkes Abströmen der Schmelzwasser zwischen den Eisströmen gegen die südwestlich gelegene Senke hin entweder sogleich submarginal zu Os-Zügen umgewandelt wurde, oder nach einer weiteren extraglazialen, fluviatilen Furchung bei Gelegenheit eines letzten Eisvorstoßes aus NO. Dem entspricht am besten die Lage, die Rinnenbildung in NO-SW im Geschiebemergel und die Aufsetzung schmaler Ossand-Dämme. Eine vorübergehende Verlagerung der Kerbspur gab vielleicht der Gegend von Willudden einen ähnlichen Doppelcharakter mit osartigen Anlagen.

Es ist das um so eher zu vermuten, als infolge der tektonisch bedingten Verlagerung des großen östlichen Lobus nach NO auch die Kerbspur von Lötzen-Spiergsten etwa über Willudden nach NO verlegt werden mußte. Sie taucht in der Tat mit ihrem zwiespältigen Charakter und sogar mit ihrer Neigung zur Osbildung vom Ostrand des Goldapgar-Sees an nördlich bis in die Pillacker Berge hinein wieder auf. Bis dorthin mußte sie ja verlegt worden sein; hier verläuft der Ostrand unseres Horststreifens, der den großen östlichen Lobus einengte.

Hier, am nördlichen Abschnitt des tektonischen Streifens, war nicht mehr Anlaß zu einer Stauung vor dem Hindernis, denn das Eis

[1]) Erläuterungen zu Blatt Lötzen, S. 51.
[2]) Dies. Jahrb. f. 1898, S. CCLXII.
[3]) Dies. Jahrb. f. 1911, I, S. 88.

verlief ja allgemein nordsüdlich, also hier parallel mit dem neuen Wall, an ihm vorbei. Erst von der Umbiegung des Horststreifens nach SO an wirkte der Sandwulst hemmend und anstauend. So ist wegen des Zurücktretens der Stauung die normale Kerbspur am Ostrande des Goldapgar-Sees deutlich zu sehen. Westlich davon hatte der Nachbarlobus Gelegenheit die Goldapgar-Senken als ein Zungenbecken umzugestalten. Er muß sich aber einige Zeit vor dem östlichen Lobus zurückgezogen haben, denn unserer Kerbspur ist nach W eine schwache, aber deutliche Sandur-Vorschüttung angelagert. In der kurzen Zeit dieser Sandurbildung war die Kerbspur vorübergehend hier Endmoräne. Dieser Charakter steigert sich an ihr in nördlicher Richtung, verständlicherweise, denn diese nördlichen Teile waren — als Rand des sich langsam nach N zurückziehenden Eislappens — auch am längsten Endmoräne.

Sehr interessant ist, daß aber auch im nördlichsten Abschnitt der Kerbspur, an den Pillacker Bergen, noch deren besondere Neigung[1]) zur Entwicklung von Osern durchbricht. Hier liegt das Gebiet, aus dem P. G. Krause (dies. Jahrb. f. 1911, I, S. 85) die sehr schönen Oszüge beschrieb. Es scheint mir, daß auch hier als Vorbedingung für deren Entwicklung einmal ein beträchtliches Gefälle nach dem Eisvorland und zum andern eine hinreichende Konzentration der Schmelzwässer gegeben sein mußte. Durch die Lage zwischen den beiden Loben einerseits, zwischen den vor dem nördlichen Beginn unseres Horststreifens besonders hoch aufgestauten Pillacker Bergen und dem bereits ganz frei gewordenen Zungenbecken im S andererseits waren jene Voraussetzungen weitgehend erfüllt.

Es muß auffallen, daß der Weg unserer so sehr charakteristischen Kerbspur der einzige ist, auf dem weit und breit Oser überhaupt beschrieben wurden[2]).

Der Lobus der Borker Heide

Was östlich des Horststreifens von Kruglanken lag, führte gegenüber dem vorher beschriebenen Vereisungsgebiet im W sein Eigenleben. Es war durch den Hebungsstreifen von Kruglanken weitgehend isoliert und stellte einen sehr ausgedehnten Eislobus dar, dessen Hauptteil heute von der Borker Heide eingenommen wird. Ein enormer Waldkomplex hat es auch bei der geologischen Einzelaufnahme der hier gelegenen Meßtischblätter verwehrt, über den Verlauf der Eisrandlagen die gleiche Klarheit zu gewinnen als das im W möglich war. Aber auch die geologische Eigenart dieses hochgelegenen Gebietes hat in weitgehendem Maße dazu beigetragen. Unsere Strukturkarte zeigt uns im Zentrum eine Anzahl isolierter, schlecht zusammenpassender Endmoränenstücke, und wenn man noch die morphologische Entwicklung des im großen ganzen sehr kuppigen Geländes

[1]) Siehe die ähnliche Verknüpfung bei E. v. Drygalski, l. c., S. 530. Auch J. Elbert scheint mir mit seinen 6 so sehr ausgedehnten, nordost-südwestlichen Osarzonen in Vorpommern und Rügen eine Art Kerbspuren beschrieben zu haben (s. Jahrb. d. Geogr. Ges. Greifswald 1900/03, S. 237).

[2]) Der Os am Szarnysee im Osten dürfte gleichfalls einer Kerbspur angehören.

berücksichtigt, so hat man mit Hess v. Wichdorff und Kaunhowen den größten Teil des hier gelegenen Blattes Kerschken als eine »Endmoräne im weiteren Sinne« aufzufassen. Wiederholte, nicht gleichsinnige Eisbewegungen mögen das Durcheinander zum Teil geschaffen haben. Mit einer Kerbspur zwischen zwei bei einer Oszillation vorübergehend nordwestlich gerichteten Loben mag der Oszug im NW des kleinen Szarnysees in Zusammenhang stehen.

Ein einheitliches Bild zeigt nur die Umrahmung. Gegen W haben wir sie schon kennen gelernt und erkannt, daß die starke Zurücknahme der südwestlichen Flanke und die Parallellage der einzelnen Staffeln wesentlich tektonisch bedingt ist. Die beiden Parallellagen IIIa und IIIb scheinen sich in großen Zügen nach der Intensität ihrer Entwicklung zu vertreten. IIIa ist, wie schon gesagt, an dem stauenden SO-Stück des Horststreifens in seinem nördlichen Abschnitt gut entwickelt, IIIb, das von Kaunhowen als »Masuchowker Endmoräne« beschrieben wurde, mehr in seinem südlichen Abschnitt. Gleichzeitig legt sich dieses stark verbreiterte Endmoränengebiet unmittelbar dem stauenden Horststreifen an. Es bricht mit dem Doppelhügel südlich Masuchowken an der Niederung des Gablickflusses ab. Über dieses Gebiet ist mir nicht genug bekannt, um weitere Anhaltspunkte dafür beizubringen, daß der Grund für die Abschwächung in dem Aufhören des westlichen Horststreifens liegt. Eine Art abzweigender Vorstaffel nur, gleichfalls unterbrochen von dem heutigen Abfluß des Gablicksees, verknüpft mit der Rinne des Szontagsees und jenseits mit dem breiten Endmoränenstreifen, der nun in südnördlicher Richtung unseren mächtigen Lobus nach O gegen die Haasznen-Niederung mit ihren heutigen Restseen abschließt.

Im N des Pillwung-Gr. Schwalgsees dürfte eine Schmelzkerbe liegen, die unserem Lobus von einem weiteren, in N-S ausgedehnten trennt. Dieser grenzt sich mit den Goldapgar-Seesker Bergen nach O ab und wurde gegen N hin in einer ähnlichen O-W-Staffel (O Gr.-Duneyken) aufgenommen, wie der westliche Lobus in der Breite Pillacker Berge-Kerschken. Die von den Haasznen-Seen nach N über Naujehnen fortziehende Endmoräne wird wesentlich als Kerbspur zu gelten haben. Hier im N machen sich auch wieder die Anzeichen für eine vorübergehende Eisrandlage bemerkbar.

Der Lobus der Borker Heide zeichnet sich in seiner südlichen Umrandung durch ungewöhnliche Breitenentwicklung seiner Endmoränenbildungen, im Innern durch die diffus-lückenhafte, ordnungslose Verteilung ebensolcher aus. Es spricht das für eine recht matte Eisströmung, für gleichmäßig geringen Eiszufluß, für das Zurücktreten charaktervoll ausgeprägter Einzelströme eines lange hier liegenden Eises. Der Grund scheint einmal in der Plateaulage des durch ausgeprägte Reliefformen wenig gegliederten Bereiches zu liegen. Verhältnismäßig frühzeitig, als der die Formen im wesentlichen schaffende Eisrand noch weit im S lag, wurde namentlich den nördlichen Teilen das Eiseinzugsgebiet sehr stark durch das Auftauchen des westlichen Horststreifens beschnitten. Dann hat sich im NW vor dem

auftauchenden Sandhindernis die Schuttanhäufung in den Pillacker Bergen sehr bedeutend erhöht und das nördlich anschließende Skallischer Zungenbecken mußte sich im Anschluß daran frühzeitig entwickeln. Dadurch wurde auch östlich und westlich der Pillacker Berge ein Rand von Aufschüttungen geschaffen, der zu dem hier vom Eise zu überwältigenden Nordrand des Baltischen Höhenrückens hinzukam und als weiterer Stau wirkte. Über die Böschung und Schwelle erhielt die Plateauhöhe nicht viel Eis. Als dieses dann mehr und mehr abschmolz, mußte bald der Zeitpunkt kommen, an dem der Zustrom den durch Schutt verbauten Nordrand des Baltischen Höhenrückens nicht mehr ersteigen konnte und an seinem Anstieg halt machte. Von diesem Moment an lag Toteis im Lobus der Borker Heide, denn von dem östlichen Lobus, dem es ähnlich erging, konnte kein Ersatz kommen, vom W auch nicht wegen der Horstschranke und der tieferen Lage.

Toteis ist weiterhin nicht befähigt, charakteristische Endmoränen und Skulpturzüge zu schaffen, denn es fließt fast nicht mehr. Es bilden sich Eislöcher in großer Zahl, unregelmäßig, da nach keiner Richtung hin ein besonderes Gefälle vorliegt. Die im Innern des Lobus erhalten gebliebenen Endmoränenreste möchte ich eher als Reststücke aus einer der allerletzten Eisbedeckung vorangegangenen Vereisung, bezw. deren Randgebilde auffassen, die in dem strömungsarmen letzten Eise übrig gelassen wurden. Die stark flächenhafte Entwicklung der sehr kuppigen Landschaft wird auf das ganz allmähliche Abschmelzen des immer unregelmäßiger werden Eises zurückzuführen sein.

b) Die nördlichen Randlagen

1. Der südliche Randgürtel des Skallischer Zungenbeckens

Zum Verständnis der Toteisbildung im O war bereits die Feststellung nötig, daß wir uns nunmehr am Nordrande des geschlossenen Baltischen Höhenrückens[1]) befinden, den das Eis zu ersteigen hatte. Dabei unterlag es wesentlich anderen Bedingungen als auf dem Wege über ebenes Plateaugelände oder durch wannenförmige Senken. In dem ansteigenden Hemmungsbereich verweilte der Eisrand lange Zeit: bedeutende Moränenmassen wurden zu enggedrängten, kräftigen Endmoränen aufgehäuft und vielfach durch neue Eisbewegung gestört. Nachträglich wurden diese so gut wie nicht zerschnitten, weil die Schmelzwasser, wenn sie nicht über den schmalen Rücken im W der Pillacker Berge gelangen konnten, sich rückwärts in nördlicher Richtung unter dem Eise bezw. in nordwestlicher Richtung gegen die Niederung hin konzentrieren mußten. Die Stauung des Wassers dürfte dabei den Moränen eine kräftigere Wasser- bezw. Eisdurchtränkung, damit eine größere Beweglichkeit verliehen haben.

Im ersten Abschnitt »a« der mit »IV« bezeichneten Gesamtrand-

[1]) Die Höhenlage seiner Plateaukante hat man heute auf etwa 145 m NN. anzusetzen.

lage erscheint eine schwache Staffel östlich Jakunowken, die vielleicht über das nördliche Endgebiet unseres Sandhorststreifens wegschneidend in geradem, westlichen Verlauf Kl. Strengeln erreicht. Es ist das der letzte Erfolg, den das Inlandeis gegen das südlich vorgelagerte Plateau selbst errang, und bei dem es offenbar die Os-Umformung der Kerbspur bei Jakunowken vornahm. Das Toteis dürfte damals nordöstlich des genannten Ortes bereits verschwunden gewesen sein, denn der Lobus im O der Pillacker Berge konnte sich hier noch einmal frei vorwölben.

Alle späteren Versuche des Eises bei Oszillationen den Plateaurand selbst zu überschreiten, erstarben in dem sich immer stärker ansammelnden Randschutt [1]). Dessen Verteilung im großen erscheint gleichfalls gesetzmäßig. Von dem mächtigen, landschaftlich so anziehenden Gebäude der Pillacker Berge hörten wir bereits, daß es seine Errichtung gerade hier offenbar dem hemmenden Einfluß des Nordendes von unserem Horststreifen zu verdanken hat. Der Verlauf der anschließenden Bögen bestätigt das, denn sowohl im W bei Gembalken als im O nahe nordöstlich Gassöwen entwickelten sich aus dem großen Skallischer Lobus zwei weiter vordringende Teillappen, getrennt durch das hemmende Plateau, das also wesentlich aus tektonischen Gründen eine Hemmungskerbe schuf.

Gegen O und N setzt sich dann im Winkel der Goldap der Endmoränenbereich mit ganz ungewöhnlicher Breite fort. Das wäre nicht verständlich, würden wir uns nicht darüber klar, daß hier der Nordrand des Baltischen Höhenrückens kräftiger nach N vorspringt, daß somit hier ganz ähnliche Verhältnisse eingetreten sein werden, wie bei dem Lobus der Borker Heide. Das unregelmäßige Abschmelzen von Toteisstücken auf diesem Plateau dürfte auch die z. T. diffuse Verteilung der Endmoränencharaktere verursacht haben, wenn auch an der auf der Karte durch Linien etwas betonten Anordnung im großen noch sehr wohl einige Randlagen im O des Skallischer Beckens unterschieden werden können. Mindestens vier verschiedene Vorstöße gegen das Plateau sind aus den Aufschüttungen abzulesen. Den Ostrand bildet die Niederung, in der die Goldap einige Zeit fließt. Sie ist die genaue Fortsetzung jener eigenartig langen, meridionalen Senke, welche die Haasznen-Seen enthält, und durch Beckenterrassen anzeigt, daß sie schon sehr geraume Zeit als wasserfangende Furche bestanden hat. Sie trennt durch die Phasen von III und IV große Loben voneinander und dürfte schon damals als eine wichtige Schmelzkerbe bestanden haben. Mit ihr schneidet unsere Strukturkarte ab.

Auch im W der Pillacker Berge haben wir noch einmal eine beträchtliche Verbreiterung der Endmoränencharaktere auf dem Plateau, welches das Skallischer Zungenbecken von der Mauerseesenke abtrennt. Der Stau an dem Plateaurand spricht sich noch in der weiteren Umgebung des Brosowkenberges aus, dessen noch heute mit 178 m kulminierende, nordsüdlich gestreckte Rückenmasse deutlich als

[1]) Vergl. E. v. Drygalski, l c, S. 528/529.

Hemmungskerbe auch während der Randlage IVb fungierte. Östlich schwang sich ein Lobenrand über Gembalken nach Pillacken, westlich ein solcher über den NW-Rand des Gr. Strengler Sees bis an den Mauersee. Es muß das eine Zeit gewesen sein, in der sich erst die Trennung der beiden ausgedehnten Becken des Mauersees im SW und der Skallischer Niederung im NO anbahnte. Jenes war bereits eisfrei und offenbar von Schmelzwasser erfüllt, welches das Eis weiter nach N zurückzudrängen suchte; dieses enthielt noch seine Eiszunge, die aber in breiter Verbindung auch nach W über die Angerapp-Niederung herüberreichte (Lage IVb). Eine vermutlich ältere Häufung von Schutt am Brosowkenberg war der Grund für die Entwicklung einer Hemmungskerbe in dieser breiten Eiszunge. Die so gebildeten Teilströme lagerten vor dem Hindernis als eine Art Seitenmoräne weiteren Schutt ab, von NW aus der Angerapp-Niederung, von NO aus der Skallischer Senke, bezw. ließen sie aufgepreßtes Material liegen. Dadurch verminderte sich aber in der Kerbregion der Eiszufluß und die Kerbe schnitt sich immer tiefer ein, verlagerte sich, wie der Verlauf der Randlagen andeutet über Dowiaten in NNW-Richtung nach Wenzken. So entstand erst allmählich als Spur einer Hemmungskerbe der Trennungsrücken zwischen Skallischer und Mauerseebecken und er wurde allmählich Glied des eigentlichen Baltischen Höhenrückens. Dabei wurde er gleichzeitig befähigt wenigstens teilweise jene diffuse Plateaurand-Verteilung der Eisrandaufschüttungen zu entwickeln, welche namentlich noch im SO und NO von Angerburg vorliegen.

Bei dieser Entwicklung sind die Höhenverhältnisse nicht zu übersehen. Erst als durch weitere Relieferhöhung (nach IVb) diejenige Höhenlage erreicht und überstiegen war, welche innerhalb gewisser Grenzen anscheinend auch sonst Voraussetzung war für die Entwicklung von typischen Plateaurand-Aufschüttungen, vermochte sich in dem werdenden Plateau der Plateaucharakter in der Anordnung der Randgebilde zu entwickeln. Vorher der ruhige Schwung der Lobenränder, nachher diese Beengung an der Böschung und diese diffuse, teilweise wohl durch Toteis bedingte Verteilung. Es muß sehr auffallen, daß sich das Inlandeis in seiner je nach den Umständen sehr verschiedenartigen Wirksamkeit so feinfühlig gegen die Niveauverhältnisse verhielt. Die Fläche, die wir in dieser Hinsicht als kritische Fläche anzusehen haben, liegt heute um 145 m NN. herum. Es hängt dies wohl damit zusammen, daß es die Oberfläche des aus dem weiten Tiefland herandringenden Eises, also eine sehr ebene Oberfläche war, deren Erniedrigung unter die Randhöhe des im großen ganzen ebenen Plateaus auf so weite Strecken hin gleichartig einen Umschwung in den Ablagerungsbedingungen der Moränen schuf.

Bei dieser Gelegenheit ist noch anzufügen, daß ja auch der Klotz der Pillacker Berge, trotz seiner 219 m erreichenden Höhe ursprünglich nicht Teil des eigentlichen Körpers des Baltischen Höhenrückens war, dieses vielmehr erst wurde infolge der Horstaufwölbung im S von ihm. Damit enthüllt sich aber ein alter, heute orographisch

völlig verwischter Rand des Baltischen Höhenrückens auf der SW-NO-Linie Lötzen-Spiergsten-Gassöwen-Goldap, der senkrecht verläuft zu der Längserstreckung der so ausgeprägt NW-SO gerichteten Seenrinnen an der südöstlichen Abdachung des Rückens, und der annähernd parallel zieht der noch so ausgeprägten Vorstaffel Rastenburg-Nordenburg-Kallnerberge im NW.

2. Der südöstliche Randgürtel des Schippenbeiler Zungenbeckens

Wenn man voraussetzen dürfte, daß die Höhenlagen, wie sie uns heute die Höhenschichtenkarte zeigt, zurzeit der Randlage IV im Mauerseebereich ebenso bestanden haben, so müßte man nach dem soeben Gehörten für die Eisrandgebilde auf dem Rücken zwischen dem Mauerseebecken und dem mächtigen nordwestlichen Zungenbecken von Schippenbeil noch keinen ausgeprägten Plateaurand-Charakter für wahrscheinlich halten; denn nur an wenigen Stellen überschreitet diese Schwelle die 150 m-Höhenlinie. Es stimmt das nur zum Teil, denn an einigen Stellen erkennt man zwischen IVa und IVb im NW gleichfalls diese Plateauverteilung. Immerhin liegt auch da eine gewisse Randstau-Aufschüttung, welche das Eis bei der Hemmung im Aufsteigen aus der großen Schippenbeiler Bucht der Nord- bezw. Mittelostpreußischen Senke auf eine wohl anzunehmende flache Schwelle wiederholt liegen ließ.

Eine Verbindung in der Lage IVa und IVb über das Mauerseebecken hinweg vermissen wir. Wahrscheinlich verlief sie im N des Mauersees über Tiergarten, wie das ja durch des Konvergieren der östlichen Äste IVa und IVb angedeutet wird, und wurde im Ausflußgebiet der großen Senke zerstört. Die Randlagen in der Niederung sind ja alle nicht sehr solid.

Die nordwestliche Umgrenzung unseres Beckens ist wenig übersichtlich, sehr gedrängt. Bei Rastenburg nicht so, wo in der tiefen Lage der Übergang von III nach IV in freierem Schwunge erfolgt. Dann aber verbreitern sich die Aufschüttungen an der Schwelle, wobei sie sich genau an die bereits S. 227 besprochenen tektonischen Wölbungen anschließen und in beträchtlichem Maße vor ihnen stauen. Das Teilstück nördlich hiervon ist sehr interessant, weil es in den Bogenresten einerseits die nordsüdliche Eisfließrichtung anzeigt — letztere entsprach ja der hier ebenso verlaufenden flachen Schwelle — und andererseits erkennen läßt, wie sich auf dieser Schwellenböschung zugleich die Seitenmoräne der großen westlichen Eiszunge und die Kerbspur einer Hemmungskerbe ausprägt. Die Moränenaufschüttung zieht vom Kalkenberg über den Fürstenauer Berg weiter und schneidet aus dem großen Eislobus jeweils noch ein kleines Lobusanhängsel ab, welches seinerseits in einem ziemlich geraden Abschmelzrand gegen das östliche Wasserbecken endet. Die besonders mächtige Aufschüttung des Fürstenauer Berges wurde zugleich für einige Zeit zu einem Angelpunkt, wie wir das ja von Hemmungskerben schon öfter kennen lernten: Das nach IVb in langen, eiligen Schritten über das westliche

Niederungsgebiet zurückweichende Eis hinterließ flüchtige Spuren von zwei Randlagen, die westlich von dem genannten Berge über Drengfurth fortziehen, um sich in einer Kerbspur zu scharen, die annähernd meridional zwischen den Orten Freudenberg und Arklitten (SSO Gerdauen) die Zerteilung auch dieses mächtigen Lobus im W anzeigt.

Weiterhin verlegt sich mit dem Zurückgehen auch von IVc die durch die ansteigende Böschung bedingte Kerbspur vom Fürstenauer Berg in nordöstlicher Richtung um den Rehsauer See herum und erreicht, wiederum zwei östliche Loben abtrennend, über Kl. Guja das Gebiet des Nordenburger Sees. Immer sind die östlich gelegenen Loben sehr klein, im W wegen der nahen Schwellenböschung, im O durch die Abschmelzwirkung des weiten Wasserbeckens eingeengt[1]).

So sehen wir wie durch die Wanderung der Hemmungskerbspur im W eine ganz ähnliche Abdämmung für das Mauerseebecken errichtet wird, wie im O von Gassöwen gegen Wenzken zu. Und noch mehr rundet sich das Bild bei der Überlegung, daß es jeweils tektonische Wurzeln waren, aus denen die Arme um den Mauerseebereich erwuchsen und sich mehr und mehr näherten. Erreicht scheinen sich diese aber nur unvollkommen und vorübergehend zu haben. In scharfer Begrenzung, die außerordentlich an jene der Haasznenfluß-Goldapfluß-Rinne gemahnt, begleitet — noch dem östlichen Schmelzrand von Brosowen vorgelagert — eine weitere Randlage die Angerapp-Senke. Das westliche Eis blieb im W. Das östliche Eis aber dürfte bald nach O hin zurückgeschmolzen sein, unter der kräftigen Wirkung der nördlichen Fortsetzung des ausgedehnten Wasserkomplexes des Mauersees in die Angerapp-Niederung. Bei dem Wettlauf der beiden aus SW (Rastenburg) und SO (Gassöwen) einander sich nähernden Kerbspuren, die das große Becken zu schließen trachteten, einerseits und dem Abschmelzungsvorgang durch den Wärmespeicher des Beckenwassers, der das Becken nach dem Eise hin offen hält, andererseits blieb schließlich die letztere Wirkung siegreich.

Eine ausgezeichnete Endmoräne beweist endlich im NW (V) einen letzten großen Stillstand des Eisrandes auf einer Vorstaffel des Baltischen Höhenrückens. Unter der Wirkung vielleicht schon vorhandener Reliefwellen stellte sich das Eis nach dem raschen Rückzug durch das Becken der Marschallsheide im W mit stark gebuchteter Girlandenform ein. Keine tektonische Schwelle, kein Plateaurand, keine Plateaulage verkümmerte seine äußerst charakteristische Formung. Die Girlande ist Teil jener ausgedehnteren Vorstaffel zwischen hier und den Kucklins-Kallener Bergen, die in ähnlicher Weise ein Becken (von Skallischen-Darkehmen) von dem nordostpreußischen Tieflande abschließt, wie die Schwelle zwischen Rastenburg und dem Nordenburger See.

[1]) Sehr vergleichbar scheint mir das Alkgebirge im Samland mit seinen westlichen Loben, die gegen das abschmelzende Tonstaubecken im Osten fehlen. Auch das Alkgebirge ist eine Kerbspur und trägt nicht umsonst seinen Os-Charakter! (Vergl. E. Kraus, Geol. Führer von Ostpreußen, bei Gebr. Bornträger, Berlin 1924.)

Zusammenfassende Übersicht

Bei der Betrachtung der Bedingungen einer normalen, regelmäßigen Eisbewegung wurden wir auf die möglichen Störungsursachen bei einem stillstehenden und zurückschmelzenden Eisrande aufmerksam. Sie bestehen:

1. im Relief: es bilden sich an quer vorgelagerten Hindernissen (Wällen, Plateauböschungen) neue, gedrängte Schutthäufungen; vor längs gestellten oder kurzen Hindernissen Hemmungskerben, die sich bei längerem Stillstand zu besonders blockreichen (wegen der Schmelzwasser-Konzentration) Plateaus entwickeln können. Subglaziale »Seitenmoränen« der Eisströme sammeln sich zu Kerbspuren, die von Kerbe zu Kerbe durch die Girlanden reichen,
2. in örtlich beschleunigtem Abschmelzen, namentlich am Rande von Wasserbecken. Je nach deren Gestalt entstehen an den abflußlosen Senken verschieden geformte Schmelzkerben.
3. Durch Kombination vorstehender Faktoren kann Toteis abgeschnitten liegen bleiben und zur Bildung von unentwirrbaren Abschmelzungsresten Anlaß geben,
4. in tektonischer Neuschaffung von Aufwölbungen oder Vertiefungen.

An dem Beispiel des überaus mannigfaltigen Mauerseegebietes wurden diese Gesichtspunkte geprüft und erweitert. Vergl. die Strukturkarte (Tafel 9).

Folgende Sachlage war unter dem noch mächtigen Inlandeise vorauszusetzen: Das Relief ähnelte bereits einigermaßen dem heutigen. Wenigstens bestand wohl schon der SW-NO gestreckte, jetzt sehr zerstörte Plateaurand des Baltischen Höhenrückens mit einer vermutlich flachen, vorgelagerten Schwelle, welche die Mauersee-Senke gegen das Schippenbeiler Becken schied, dazu vielleicht ein flacher Rücken am Brosowkenberg, der eine sehr lückenhafte Trennung zwischen Mauersee und Skallischer Becken nur andeutete. Die Becken brauchen noch keineswegs so tief gewesen zu sein, die Rücken waren sicher noch nicht so hoch. Das Relief begann sich erst zu verschärfen als mit der geringer werdenden Eislast die örtlichen Eisströme eine größere Energie gewannen.

In der Zeit zwischen Randlage I und II wölbten sich tektonisch bedingte Hebungsstreifen: der Blausteiner Rücken mit südlichen Parallelerscheinungen im W und der Horststreifen Widminnen-Kruglanken-Kutten im O. Für beide waren genügende Anhaltspunkte zu gewinnen (Schärfe der Umgrenzung; einheitliche Heraushebung der großen Zonen aus der Umgebung, auch quer zu Eisrandlagen) und ihr Alter entspricht der Zeit der großen diluvialen Dislokationen. Posthume Hebungen sind südlich von Kruglanken wahrscheinlich.

Zuerst als Schmelzkerbe am Becken des Löwentinsees eröffnete sich in dem mächtigen ostwestlichen Eisrande der Lage I eine Lücke,

die durch den auftauchenden Horststreifen im O und den Blausteiner Rücken im W infolge Verminderung der Eiszufuhr gegen O und W hin sehr rasch erweitert wurde. Die Veränderung der Eisstromrichtung bestätigt sich im O durch die Verschiebung der Kerbspur von Strzelzen über Lötzen, Willudden, Ostrand des Goldapgar-Sees, Jakunowken. Diese zeigt fortgesetzt die Neigung zur Os-Bildung. Im W ist die Stromänderung aus der Schwenkung der Lobenachsen ersichtlich, aus der Häufung von Schutt bei Wossau. In der westlichen Tieflage werden die Loben stark abgeschmolzen, der Rand wird auch hier dem tektonischen Rücken parallel gelegt.

Der ausgedehnte Lobus auf dem Plateau der Borker Heide verliert bei der Schrumpfung der Eisdecke den Zusammenhang mit dem Skallischer Strom, der nicht mehr imstande ist, die Böschung des Baltischen Höhenrückens zu ersteigen und an dem Horsthindernis in den Pillacker Bergen ein neues Hindernis gefunden hatte. Der Lobus bleibt als Toteis liegen und schmilzt zu einem Gewirr unübersichtlicher Restgebilde ab; ähnlich das Plateaueis im O des Skallischer Beckens.

Die Schwelle zwischen diesem und dem Mauersee wächst durch die fortschreitende Verlegung der Kerbspur nach NW hin von der tektonisch bedingten Wurzel (Pillacker Berge) aus. In gleicher Weise wächst von dem Blausteiner Rücken aus die Schwelle gegen das Schippenbeiler Becken durch Fortführung der Kerbspur in nördlicher Richtung. Beide Schwellen treffen sich in den letzten Stadien nicht mehr, sie lassen dem Schmelzwasser den Weg nach N frei, welches das Eis im Skallischer Becken von W her abschmilzt. Das Inlandeis wird auf die große SW-NO-Vorstaffel Nordenburg-Kallener Berge zurückgedrängt, deren Teil in der ausgeprägten Girlande V noch hereinragt.

Für die Entwicklungsgeschichte des großen Mauerseebeckens ist daran festzuhalten, daß nach Bildung der ersten Schmelzkerbe das Auftauchen der beiden seitlichen Wölbungen tektonischer Natur das weite Tor (zusammen mit fortdauernder Abschmelzung am Beckenrand) eröffnet hat, und daß es dann die gleichen tektonischen Erscheinungen waren, die zum Ausgangspunkt für die Entwicklung der Schwellen wurden, welche das Becken in der heutigen Gestalt im N begrenzen.

Der nach beiden Seiten zurückgeraffte Eisvorhang schließt sich wieder unter Nachwirkung der gleichen tektonischen Aktion.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit sehe ich nicht, vielmehr wird die hier entwickelte, wie ich glaube, der Sachlage vollkommen gerecht. — Es ist ohne Frage mißlich mit den Bodenbewegungen zur Erklärung im ostdeutschen Diluvium eine neue Unbekannte einzuführen. Aber von jeher war das einfache Schema dem Fortschritt gefährlich, denn es kommt zu sehr der Struktur unserer Vorstellungen, aber zu wenig der vielgestaltigen Wirklichkeit entgegen.

Der geologische Bau des Velberter Sattels in der Gegend von Wülfrath (Rheinl.)

Von Herrn **Werner Paeckelmann** in Berlin

Hierzu Tafel 10 u. 11 und 4 Textfiguren

Inhaltsübersicht

	Seite
I. Einleitung	243
II. Geologische Übersicht der Umgegend von Wülfrath	244
III. Spezieller Teil	252
1. Der Wülfrather Sattel	252
2. Die Adelscheid Mulde	260
3. Die Massenkalkscholle von Prangenhaus	261
4. Der Rodenhaus Sattel	262
5. Die Schmachtenberg Mulde	264
6. Der Rützkausener Sattel	264
7. Das nördliche Randgebiet	268
8. Der Nordflügel der Herzkamper Mulde	270
9. Das Flinzschiefergebiet zwischen Anger- und Mettmannbach	271
10. Der Sattel von Hofermühle	276
Bemerkungen zur Karte und zu den Profilen	279

I. Einleitung

Südlich der Ruhr ist zwischen der Bochumer und der Herzkamper Mulde der Velberter oder Stockumer Sattel eingeschaltet, eine breite Aufsattelung mitteldevonischer, oberdevonischer und carbonischer Schichten. Über den Bau des devonischen Sattelkerns, der etwa durch die Orte Ratingen-Heiligenhaus-Neviges-Wülfrath-Mettmann begrenzt wird, ist bisher nur sehr wenig bekannt geworden. Lange Zeit war unsere Kenntnis dieses Gebietes auf die spärlichen Angaben v. DECHEN's in seiner »Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen« und in den zugehörigen Erläuterungen beschränkt geblieben. 1913 konnte ich (Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 70) auf Grund von Übersichtsbegehungen einige weitere Angaben über dieses Gebiet machen, doch blieb sowohl die Stratigraphie als vor allem auch die Tektonik größtenteils ungeklärt. Der Grund hierfür liegt einesteils in der Eintönigkeit der schiefrigen Sedimente des Oberdevons und in der starken Lehmbedeckung des Gebietes, vor allem aber in der Tatsache, daß die mächtigen Massenkalkvorkommen in der Gegend von Wülfrath bisher für mitteldevo-

nisch und für älter als die in ihrer Nachbarschaft auftretenden »Flinzschiefer« des Unteren Oberdevons (»Flinz« v. Dechen's) gehalten wurden.

Erst auf Grund der eingehenden Studien im jüngeren Devon der Herzkamper Mulde gelang es der im Jahre 1921 durchgeführten Spezialkartierung, den Aufbau des Wülfrather Sattelgebietes weiter zu klären. Für das Gebiet des Angertales zwischen Ratingen und Flandersbach (Bl. Kettwig) haben die Aufnahmearbeiten W. Wunstorf's wesentliche Fortschritte gebracht. Die im Gange befindliche Kartierung des Blattes Mettmann wird Herrn Wunstorf weitere Gelegenheit bieten, auch die ältesten Schichten des Velberter Sattels, die Lenneschiefer des Schwarzbachtales, näher zu untersuchen. Dann erst kann ein zusammenfassendes Bild über den Gesamtbau des Velberter Sattels gegeben werden.

Die Gegend von Wülfrath stellt eine Einheit im Kerngebiet des Velberter Sattels dar, für die eine abgeschlossene Sonderdarstellung möglich ist.

II. Geologische Übersicht der Umgegend von Wülfrath

Westlich der Bahnlinie Aprath-Velbert kommt unter den Velberter Schichten des höheren Oberdevons zwischen Flandersbach-Rützkausen im Norden und Wülfrath im Süden in drei Spezialsätteln das Untere Oberdevon zutage. Diese drei Sättel seien als

Wülfrather Sattel,
Rodenhauser Sattel und
Rützkausener Sattel

bezeichnet. Sie werden durch zwei deutlich ausgeprägte Mulden von Velberter Schichten voneinander getrennt:

die Adelscheid Mulde (nach dem Adelscheid-Berg, zwischen dem Wülfrather und Rodenhauser Sattel) und

die Schmachtenberg Mulde (nach dem Gehöft Schmachtenberg, zwischen Rodenhauser und Rützkausener Sattel).

Die Sättel werden größtenteils von streichenden Brüchen (Sprüngen) begrenzt und sind demnach als Sattelhorste zu bezeichnen. Sie werden ferner von einer großen Zahl von Querverwerfungen durchsetzt, die in der Mehrzahl wohl mit dem staffelförmigen Abbruch des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht in Verbindung stehen. Wie auch sonst in der weiteren Umgebung werden die streichenden Brüche von den Querverwerfungen versetzt. Die jüngsten Bewegungen haben also auf diesen letzten stattgefunden; ihre erste Anlage werden sie aber in Verbindung mit der Faltung erhalten haben. Es liegt nahe, die streichenden Sprünge mit dem System der Ennepe-Störungen in genetische Beziehung zu bringen. Denn es ist wahrscheinlich, daß die zahlreichen Längsverwerfungen, die im ganzen Kerngebiet des Velberter Sattels eine hervorragende Rolle als Horstbildner spielen, und die ganz in der gleichen Weise auftreten wie in der Herzkamper Mulde, auf die gleichen Ursachen zurück-

zuführen sind. Als gemeinsame Ursache all dieser großen streichenden Abbrüche, an denen bekanntlich im Ennepetal Verwurfshöhen von mehreren Kilometern festgestellt sind, können nur Zerrungsvorgänge allergrößten Maßstabes angenommen werden. Vielleicht ist die Anlage der großen Störungen in Verbindung mit der Zerstückelung und der Horstbildung des Varistischen Bogens zur Rotliegenden Zeit erfolgt. Mesozoische und tertiäre Zerrungsvorgänge werden an der weiteren Ausbildung beteiligt gewesen sein; jedenfalls haben noch nach Ablagerung des Vohwinkler vermutlich mittelmiocänen Tertiärs Bewegungen auf den Ennepeverwerfungen stattgefunden[1]). Auffällig ist, daß überall die Gebiete der Massenkalksättel in hervorragender Weise von den großen streichenden Zerrungsstörungen betroffen wurden. Offenbar waren diese mächtigen starren Klötze besonders geeignet, um Spannungsgegensätze bei der Zerrung des Varistischen Bogens zur Auslösung zu bringen.

Das Problem der streichenden Verwerfungen, insbesondere der Ennepe-Störungen am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges gehört zu den wichtigsten und großartigsten Problemen der Tektonik unseres Gebirges überhaupt. Es wäre sehr zu begrüßen, wenn dieses Problem einmal von theoretischer Seite eine nähere Untersuchung erfahren würde.

Am größten, am besten aufgeschlossen und in seinem inneren Bau am leichtesten zu erforschen ist der südlichste der Sättel, der Wülfrather. Seine Achse verläuft von der Stadt Wülfrath in ostnordöstlicher Richtung nach Schlupkothen südlich Tönisheide. Die Länge des Sattels beträgt $3^1/_4$, seine größte Breite am Westabbruch 1 km. Der Wülfrather Sattel wird ringsum von Brüchen begrenzt, an denen im N, S und O Velberter Schichten abgesunken sind (vergl. Fig. 1). Infolge ihrer Widerstandsfähigkeit bilden diese Velberter Schichten ringsum die Höhen, während der aus Massenkalk und milden Schiefern aufgebaute Sattel eine Längsdepression einnimmt. Im W wird der Sattel von dem bedeutendsten Quersprung des ganzen Gebietes abgeschnitten und gegen Flinzschiefer des Unteren Oberdevons verworfen. Diese Störung sei als Angertal-Verwerfung bezeichnet, da sie von Kliff bei Rodenhaus bis Stiel bei Wülfrath in südsüdöstlicher Richtung dem Angerbache folgt.

Im Kern des Wülfrather Sattels treten dunkle, kalkige Schiefer (tot_1) auf, die petrographisch nur schwer von den Flinzschiefern des Unteren Oberdevons zu unterscheiden sind. Das Alter dieser ältesten Schichten des Wülfrather Sattels ist noch zweifelhaft, da bisher keine leitenden Fossilien in ihnen gefunden wurden. Sie können ein Äquivalent der *Pharciceras*-Schichten sein, vielleicht aber auch das Oberste Mitteldevon, also den Eskesberger

---

[1]) Vergl. hierzu Paeckelmann, Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 91, 1922, S. 96—97; ferner dies. Jahrb. f. 1920, Teil II, S. 103—108.

Kalk[1]) der Herzkamper Mulde bezw. die Tentaculitenschiefer von Iserlohn vertreten.

Nach oben gehen die Schiefer des Sattelkerns in geringmächtige Flaserkalke ($toflk_1$) über, diese in vorwiegend helle, dickbankige Massenkalke vom Typus des Dorper Kalkes. Die reiche Fauna dieses Kalkes läßt am oberdevonischen Alter keinen Zweifel; v. Dechen's und meine früheren Angaben, daß es sich um Stringocephalenkalk handle, sind irrig gewesen. Der Dorper Kalk geht im Hangenden wieder in geringmächtige, z. T. bunte Flaserkalke ($toflk_2$) über, die entweder von Iberger Kalk überlagert werden oder mit den Flinzschiefern verzahnt sind. Die Flinzschiefer bilden also das normale Hangende des Wülfrather Massenkalkes; in ihm treten sie nur in geringen Resten an der östlichen Sattelwendung auf.

Das Schichtenprofil ist danach folgendes:

tok_2	Iberger Kalk	}
$toflk_2$	Hangende Flaserkalke	} verzahnt mit Flinzschiefern,
tok_1	Dorper Kalk,	
$toflk_1$	Liegende Flaserkalke,	
tot_1	Schiefer des Sattelkerns.	

Im S folgt auf den Wülfrather Sattel in starker Spezialfaltung die eintönige Schichtenfolge des Oberen Oberdevons; sie bilden den Südflügel des Velberter Sattels, also den Nordflügel der Herzkamper Mulde. Meist sind höhere Velberter Schichten unmittelbar gegen das ältere Oberdevon des Wülfrather Sattels verworfen, nur am westlichen und östlichen Ende sind Reste tieferer Horizonte des Oberen Oberdevons erhalten geblieben. In der Regel bildet ein ungefähr 50 m mächtiger »Horizont Grauer Kalkknollenschiefer« die Basis der Velberter Schichten; er entspricht etwa den Nehdener Schichten. Am Ostende des Sattels wurden ferner in stark gestörter Lagerung neben geringmächtigen Plattensandsteinen Reste typischer roter Kalkknotenschiefer festgestellt, die nur als Äquivalent des Horizontes der »Roten und Grünen Kalkknotenschiefer« der Herzkamper Mulde, speziell des Profiles von Hahnenfurth[2]) gedeutet werden können. Ob die Sandsteine ein Äquivalent des Plattensandstein-Horizontes der Herzkamper Mulde darstellen, ist nicht mit Sicherheit festzustellen.

Im N folgt auf den Wülfrather Sattel die Adelscheid Mulde, die im O (zwischen Kocherscheidt und Altenweg) eine Breite von $1^1/_2$ km besitzt. Nach W wird die Mulde zunächst allmählich, dann in der Gegend von Hötzepaar infolge von Querverwerfungen schnell schmaler; beim Wirtshaus Grünenthal wird sie von der Angertal-Störung in 400 m Breite abgeschnitten. Die Adelscheid Mulde wird im wesentlichen aus Velberter Schichten aufgebaut, nur nahe dem Westende sind auf beiden Flügeln die »Grauen Kalk-

[1]) Vergl. Paeckelmann, Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes, Berlin 1922.

[2]) Vergl. Paeckelmann, dies. Jahrb. f. 1921, Heft 1, S. 274—278.

knollenschiefer« erhalten. Zwischen Erbach und dem Angertal treten auf dem Nordflügel des Wülfrather Sattels unter diesen ferner noch Matagne-Schichten, vorwiegend in der Facies der Büdesheimer Schiefer, und geringe Reste des Flinzschiefer-Horizontes auf. Auch am Sattelende des Rodenhauser Sattels sind Matagne-Schichten und Graue Kalkknollenschiefer unter Velberter Schichten festgestellt worden.

Bei Prangenhaus, zwischen Burg und Erf, tritt eine 400 m breite Massenkalkscholle im W der Angertal-Störung auf. Diese Scholle von Dorper Kalk ist stark gestört; ihre einzelnen Teilschollen lassen sich schwer tektonisch analysieren, doch scheint nach dem Kartenbild wenigstens ein Teil der Scholle den Muldenschluß der Adelscheid-Mulde darzustellen. Die Verbindung des Dorper Kalkes der Prangerhaus-Scholle und des Nordflügels des Wülfrather Sattels ist durch die Wirkung der Angertal-Störung unterbrochen. Mit dem Südflügel des Rodenhauser Sattels ist der Zusammenhang dagegen gewahrt. Die Scholle selbst stellt gegenüber der eingebrochenen Adelscheid Mulde einen Horst dar.

Weit weniger klar als der Wülfrather Sattel sind zurzeit die beiden nördlichen Sättel in ihrem inneren Bau zu erkennen. Daß es sich um zwei Sättel handelt, geht aus dem Vorspringen der Velberter Schichten in die weite Massenkalkfläche von Rodenhaus-Rützkausen bei Schmachtenberg hervor. Östlich von Fudikars bricht der Rützkausener, bei Plahrskothen der Rodenhauser Sattel an Querstörungen ab. Zwischen Plahrskothen und Lauseiche sind am Nordflügel des Rodenhauser Sattels Velberter Schichten abgesunken; sie erreichen in der Schmachtenberg Mulde nur eine geringe, nach W zu schnell abnehmende Breite und sind im N, bei Lauseiche, Höhe, Straße und Schmachtenberg gegen Reste des Flinzschiefer-Horizontes verworfen, die ihrerseits in normalem Zusammenhang mit dem Dorper Kalk des Südflügels des Rützkausener Sattels zu stehen scheinen. Die Schmachtenberg Mulde ist durch Querstörungen stark zerstückelt und in Querstaffeln aufgelöst. Bei einer Länge von nur 1 km beträgt ihre Breite am Ostende 1 km; an ihrem Westende bei Heidekamp, wo nur noch Flinzschiefer auftreten, ist die Mulde nur 150 m breit.

Der Rodenhauser und Rützkausener Sattel bestehen fast ganz aus Dorper Kalk, der in den großen Steinbrüchen von Rodenhaus hervorragend aufgeschlossen ist. Morphologisch bilden die Massenkalksättel weite Depressionen, die meist mit Lößlehm bedeckt sind, der den inneren Bau verdeckt.

Klar ist der Südflügel des Rodenhauser Sattels zwischen Prangenhaus und Altenweg am nördlichen Randbruch der Adelscheid Mulde zu erkennen. Ebenso deutlich tritt der Nordflügel des Rodenhauser und der Südflügel des Rützkausener Sattels im Bereich der Adelscheid Mulde hervor. Der Nordflügel des Rützkausener Sattels ist in der Nähe seines Ostendes, bei Kruploch, gegen Velberter Schichten verworfen; weiterhin, zwischen Graben und Schwalfenberg, grenzen Flinzschiefer an den Massenkalk.

Ob die Flinzschiefer, die ja normalerweise das Hangende des Dorper Kalkes bilden, ohne Störung den Dorper Kalk überlagern, ist wegen Mangel an Aufschlüssen nicht festzustellen gewesen. Es ist aber wahrscheinlich, daß die streichende Verwerfung, an der bei Kruploch Velberter Schichten am Dorper Kalk abschneiden, auch weiterhin nach SW den Sattel begrenzt.

Am wenigsten geklärt ist das Gebiet von Rodenhaus, in dem der Muldenschluß zwischen dem Rodenhausener und Rützkausener Sattel zu suchen wäre. Hier könnte man das Liegende des Dorper Kalkes, also die tot_1-Schiefer des Wülfrather Sattels erwarten. Die zwischen Schwalfenberg-Rodenhaus-Sarmenhaus auftretenden Schiefer, die zweifellos gegen den Massenkalk verworfen sind, dürften jedoch dem Flinzschiefer-Horizont angehören und mit den Flinzschiefern von Flandersbach in Zusammenhang stehen. Es scheinen also bei Rodenhaus Flinzschiefer in Form einer Scholle von dreieckigem Umriß in den Dorper Kalk eingebrochen zu sein. Zwischen dem Südende des östlichen Steinbruches von Rodenhaus und der alten Schachtpinge südlich Silberberg ist ein schmaler Streifen von fossilreichen Flaserkalken und dunklen Schiefern zu beobachten, die ich geneigt bin, als Äquivalent der tot_1-Schiefer des Wülfrather Sattels aufzufassen. Dieser Streifen würde dann der Sattelachse des Rodenhauser Sattels entsprechen. Leider geben die Fossilien keine Möglichkeit zur genauen Altersbestimmung. Die genannten Flaserkalke setzen bei Rodenhaus an einer Ruschelzone gegen Dorper Kalk ab. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, daß die Flaserkalke das Hangende des Dorper Kalkes bilden; das Ausmaß der streichenden Störung zwischen beiden ist schwer zu bestimmen, es kann sich um eine unwesentliche Verquetschung, aber auch um einen bedeutenden Abbruch handeln. Falls die Flaserkalke das normale Hangende des Dorper Kalkes darstellen sollten, würden sie als Reste der Mulde zwischen dem Rodenhauser und Rützkausener Sattel aufzufassen sein, also die Fortsetzung der Schmachtenberg Mulde bilden. Da das Kartenbild jedoch schwer mit dieser Auffassung in Einklang zu bringen ist, nehme ich vorläufig an, daß es sich um ältere Schichten und zwar um den stark gestörten Kern des Rodenhauser Sattels handelt. Die großartigen Steinbrüche von Rodenhaus tragen wenig zur Klärung dieser Lagerungsverhältnisse bei; die zahlreichen Einzelschollen des Massenkalkes lassen sich schwer analysieren. Es scheint, als ob die Steinbrüche von Rodenhaus und das Dolinen-Wäldchen von Schwalfenberg den Sattelschluß des Rützkausener Sattels darstellen, und daß der Nordflügel des Rodenhauser Sattels größtenteils unterdrückt ist.

Westlich der Massenkalksättel herrschen Flinzschiefer; sie nehmen die stark verlehmten Hochflächen zwischen Flandersbach und Obmettmann in einer Breite von 4—5 km ein. In der Honschaft Flandersbach überlagern sie den Rützkausener Sattel, anscheinend aber in gestörter Lagerung. Bei Steinbeck, Thekhäuschen und Hülsen gehen die Flinzschiefer in den Horizont der Grauen Kalk-

knollenschiefer, dieser in die Velberter Schichten über. Bei Hülsen sind unter den Grauen Kalkknollenschiefern noch Matagne-Schichten auszuscheiden; weiter westlich ist das wegen mangelhafter Aufschlüsse zunächst nicht möglich gewesen. Erst auf Blatt Kettwig konnte WUNSTORF südöstlich Heiligenhaus, bei Otterbeck, wieder Büdesheimer Schiefer unter Grauen Kalkknollenschiefern feststellen. Westlich Otterbeck wird das normale Profil Flinzschiefer-Matagne-Schichten-Graue Kalkknollenschiefer-Velberter Schichten von einer von Laubeck nach dem Angertal beim Bahnhof Flandersbach verlaufenden Querstörung endgültig abgeschnitten. Westlich dieser Verwerfung setzt der Spezialsattel von Hofermühle auf, ein kompliziert gebauter Horst, den WUNSTORF über Hofermühle, Homberg nach Ratingen verfolgen konnte, wo er nach etwa 9 km Länge unter dem Deckgebirge verschwindet. Im N dieses schmalen, durchschnittlich nur etwa 1 km breiten Sattelzuges treten unmittelbar Velberter Schichten auf. Sie werden verworfen gegen mitteldevonischen Massenkalk, der nach seiner petrographischen und faunistischen Zusammensetzung zum Schwelmer Horizont gestellt werden muß. Von besonderer Bedeutung ist die Beobachtung WUNSTORF's, daß der Kalk gelegentlich Quarzgerölle enthält und sich im Nordbruch von Hofermühle mit klastischen Gesteinen, Konglomeraten und Sandsteinen verzahnt. Offenbar lag die Küste des mitteldevonischen Nordkontinentes in großer Nähe. Im S wird der Schwelmer Kalk gegen Oberdevon verworfen, und zwar gegen fossilreiche Flinzschiefer, die nach dem Liegenden zu in den Dorper Kalk des Angertales übergehen. Der Dorper Kalk-Zug wird seinerseits von dem südlichen Hauptsprung des Horstes von Hofermühle abgeschnitten und gegen jüngere Flinzschiefer verworfen, die dann im S (auf Blatt Mettmann) weite Flächen zusammensetzen; östlich reichen sie bis an die Wülfrather Sattelhorste heran, wo sie an der Angertal-Störung abbrechen; die westlichen Fortsetzungen des Wülfrather, Rodenhauser und Rützkausener Sattels sind also in die Tiefe versunken. Nur in dem erwähnten Horst von Prangenhaus greift der Massenkalk zwischen Burg und Erf in einer schmalen Scholle über die Angertal-Störung nach W vor.

Der südliche Abbruch des Wülfrather Sattels erreicht an der Angertal-Störung bei Schmitzbaum sein Ende. Die Velberter Schichten sind westlich dieser Störung um etwa 1 km nach S bis Büschges im Mettmannbachtal verworfen. Während östlich dieser Störung die Velberter Schichten auf dem Nordflügel der Herzkamper Mulde eine über 2 km breite Hochfläche zusammensetzen, nehmen sie westlich der Störung nur einen etwa 1 km breiten Streifen ein. Außerdem werden die Velberter Schichten westlich der Angertal-Verwerfung normal von Grauen Kalkknollenschiefern, Matagne-Schichten und Flinzschiefern unterlagert. Die ungestörten Grenzprofile zwischen Unterem und Oberem Oberdevon sind von Büschges über Gau, Schwarzenpferd, Hellenbruch bis Hochdahl in südwestlicher

Richtung zu verfolgen, wo der Muldenschluß des Oberen Oberdevons der Herzkamper Mulde unter dem Deckgebirge verschwindet.

Infolge starker Lehmbedeckung sind zusammenhängende Profile in den Flinzschiefern zwischen Anger- und Mettmannbachtal nicht zu beobachten. Starke Druckschieferung macht zudem in vielen Fällen die Bestimmung des (meist steilen) Einfallens der Schichten unmöglich. Starke Spezialfaltung ist zweifellos vorhanden, doch sind die einzelnen Sättel und Mulden nicht zu verfolgen.

Im südlichen Gebiet sind die Flinzschiefer durchaus typisch entwickelt, etwa wie im Osterholzgraben bei Vohwinkel. Nach N zu sind die Schiefer dagegen vielfach etwas sandig und von dunkelgraugrünlicher Farbe, so daß sie oft sehr schwer von den Velberter Schichten zu unterscheiden und früher vielfach mit ihnen verwechselt worden sind. Die facielle Annäherung zwischen den Schichten des Unteren und Oberen Oberdevons auf dem Velberter Sattel ist sehr beachtenswert und steht in scharfem Gegensatz zu der wechselvollen Entwicklung des Oberdevons der Herzkamper Mulde.

Die Flinzschiefer sind wie bei Elberfeld im wesentlichen jünger als der Dorper Kalk. Die hangenden Teile des Kalkes verzahnen sich mit den Flinzschiefern. Eingelagert sind ihnen verschiedentlich Kalke und Flaserkalke, seltener auch Sandsteine. Im Wülfrather Gebiet kommen als Einlagerungen vor:

1. Iberger Kalk, in isolierten Riffen bei Knürenhaus (Grube Fortuna), bei Metzenberg, bei Stiel westlich Wülfrath und im N bei Kostenberg. In enger Verbindung mit dem Dorper Kalk findet sich ferner Iberger Kalk ähnlich wie bei Dornap und Elberfeld am Südflügel des Wülfrather Sattels bei Schlupkothen und Hammerstein.

2. Dunkle, bankige Plattenkalke mit meist wulstigen Schichtflächen, die offenbar dasselbe Gestein darstellen, wie die mächtigen »Wulstigen Plattenkalke« im oberen Teil des Flinzschiefer Horizontes im Mettmannbachtal bei Freistein-Vollmühle und Neanderthal (Blatt Mettmann). Diese Kalke hielt ich früher (1913, a. a. O., S. 90—94) für einen durchgehenden Horizont. Die Kartierung hat jedoch ergeben, daß diese Kalke im Wülfrather Gebiet nur Einlagerungen von geringer Mächtigkeit darstellen. Ob sie horizontbeständig sind, ist wegen des Fehlens einer Fauna nicht zu sagen. Abgesehen von einer kleinen Linse bei Fliethe westlich Wülfrath sind die Plattenkalke an den südlichsten Teil des Flinzschiefer-Gebiets gebunden, wo sie zwischen Schnuck und Drenk einen über 1 km langen, bis 200 m breiten Zug bilden, der anscheinend eine Aufsattelung darstellt. Ob zwei weitere Vorkommen bei Korreshäuschen (z. T. früher für mitteldevonischen Massenkalk gehalten) ursprünglich mit dem Kalkzug von Drenk in Verbindung gestanden haben, ist nicht mit Sicherheit zu erkennen, aber wahrscheinlich.

Im Angertal und Schwarzbach-Gebiet fehlen die wulstigen Plattenkalke.

3. Unreine Flaserkalke und Knollenkalke treten besonders im Gebiet des Angertales häufiger auf, auf Blatt Elberfeld

noch sehr spärlich, häufiger auf Blatt Velbert und in größerer Ausdehnung auf Blatt Kettwig. Sie bilden geringmächtige Einlagerungen, die selten auf größere Erstreckung zu verfolgen sind. Faciell erinnern diese Kalke sehr an manche Flaser- und Knollenkalke der Frasne-Stufe von Stolberg und Aachen, auch in ihrer Fossilführung. Wie weit diese Einlagerungen an eine bestimmte Zone des Flinzschiefer Horizontes gebunden sind, ist noch ungeklärt.

4. Unreine, mürbe Sandsteine von graubrauner Farbe, die in Linsenform vereinzelt im Angertal-Gebiet bei Flandersbach auftreten und auch aus der Gegend von Mettmann bekannt sind.

Die Flinzschiefer sind — zum mindesten in ihrer Hauptmasse — ein Äquivalent der Zone Iγ WEDEKIND's, wie sich aus dem Vergleich mit dem Elberfelder Gebiet, aus den Lagerungsbeziehungen zum Dorper Kalk und aus einem vereinzelten Fund von *Manticoceras* der *intumescens*-Gruppe bei Korreshäuschen unweit Wülfrath ergibt. An der oberen Grenze der Flinzschiefer sind in der Regel dunkelgraue Nierenkalke, Kalkknoten- und Kalkknollenschiefer, sowie milde Schiefer vom Büdesheimer Typ entwickelt, die offenbar den Matagne-Schichten der Herzkamper Mulde entsprechen. Es scheint aber, daß die Matagne-Schichten von Elberfeld usw. auf dem Velberter Sattel teilweise noch durch Flinzschiefer vertreten werden.

Die Schichtenfolge des Wülfrather Gebietes kann z. Zt. etwa folgendermaßen mit dem Oberdevon der Herzkamper Mulde verglichen werden:

Velberter Sattel	Herzkamper Mulde		
Velberter Schichten (örtlich mit roten Kalkknotenschiefern und Plattensandsteinen)	Obere Cypridinenschiefer	Dasberg-Schichten	Oberes Oberdevon
	Rote und Grüne Kalkknotenschiefer Rote und Grüne Cypridinenschiefer	Hemberg-Schichten	
Graue Kalkknollenschiefer	Plattensandstein Untere Cypridinenschiefer	Nehdener Schichten	Mittleres Oberdevon
Matagne-Schichten	Obere Matagne-Schichten Untere Matagne-Schichten		
Flinzschiefer mit Einlagerungen von Iberger Kalk, Plattenkalken, Flaserkalken und Sandsteinen	Flinzschiefer und Iberger Kalk	Adorfer Schichten	Unteres Oberdevon
Dorper Kalk (im Hangenden und Liegenden örtlich mit Flaserkalken)	Dorper Kalk und *Pharciceras*-Schiefer		
Schiefer im Kern des Wülfrather Sattels			

III. Spezieller Teil

1. Der Wülfrather Sattel

Den besten Einblick in den inneren Bau des Sattels geben die großen Steinbruchsaufschlüsse bei Hammerstein und Schlupkothen. Ein Spezialprofil quer durch den Sattel bei Hammerstein zeigt Fig. 1.

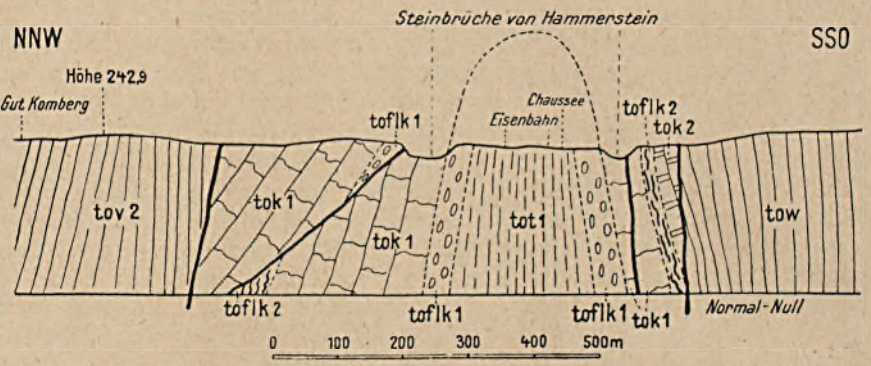


Fig. 1. Schematisches Querprofil durch den Wülfrather Sattel.

tov_2	= Velberter Schichten	tok_1	= Dorper Kalk
tok_2	= Iberger Kalk	$toflk_1$	= Liegende Flaserkalke
$toflk_2$	= Obere Flaserkalke	tot_1	= Schiefer des Sattelkerns

Die Schichten des Sattelkerns (tot_1) waren z. Zt. der Aufnahme nur auf dem nördlichen Sattelflügel gut und in Verbindung mit dem Dorper Kalk aufgeschlossen. Im Einschnitt, der zum nördlichen der beiden Steinbrüche der Rheinisch-Westfälischen Kalkwerke führt, beobachtet man an der Eisenbahn Wülfrath-Velbert entkalkte, hellgraubraune Schiefer mit großen Crinoidenstielgliedern und ganz vereinzelt *Strophalosia productoides*. Diese mürben Schiefer stehen auch nördlich der Bahn noch an und enthalten hier eine Linse unreinen Flinzkalkes mit den gleichen Crinoiden und mit *Cyathophyllum* sp. Nach dem Steinbruch zu folgen fast saiger stehende, kalkige Tonschiefer, die petrographisch von den Flinzschiefern des Angertales kaum zu unterscheiden sind. Etwa 80 m nördlich der Bahn gehen die Schiefer in Flaserkalke ($toflk_1$) von etwa 50 m Mächtigkeit über, diese dann in den bankigen Dorper Kalk (tok_1).

Die Flaserkalke enthalten bereits einige reine Kalkbänke, vorherrschend sind aber schieferreiche, dünnschichtige, oft etwas kramenzelige, dunkelgraue Flaserkalke mit reineren Schieferzwischenlagen. Korallen sind massenhaft vorhanden. Es wurde folgende Fauna bestimmt:

Productella subaculeata (Murch.)
Crinoidenstielglieder
Cyathophyllum sp. ind.
» *? heterophylloides* Frech
Hexagoniophyllum Marmini (E.-H.) (häufig)
Thamnophyllum n. sp. aff. *trigeminum* (Qu.)
» *supradevonicum* Pen.
Phacellophyllum caespitosum (Gf.) (häufiger)
Phacellophyllum minus (Roe.)
»*Endophyllum*« *priscum* (Mstr.)
Striatopora cristata (Blb.) (häufig)
» *? variabilis* (Roe.)
» *subaequalis* (E.-H.)
Alveolites suborbicularis (Lam.) (häufig)
Stromatoporella cf. *solitaria* Nich. (häufig).

Das oberdevonische Alter der Flaserkalke wird durch die *Thamnophyllum*- und *Hexagoniophyllum*-Arten wahrscheinlich gemacht. Fauna und Gestein erinnern an die Gruitener Schichten, die auf Blatt Mettmann als Übergangsglied zwischen mitteldevonischem Massenkalk und oberdevonischen Flinzschiefern auftreten (vgl. PAECKELMANN, a. a. O., 1913, S. 75).

Die Flaserkalke nehmen den W- und SW-Rand des großen Steinbruchs ein, der im übrigen von hellgrauen, dickbankig-massigem und stark klüftigem Dorper Kalk eingenommen wird. Vom NW-Rand des Steinbruchs aus ist eine östlich streichende, 55° nördlich einfallende, verruschelte Verwerfungskluft mit grobem Kalkspat zu verfolgen, an der noch einmal Reste der Liegenden Flaserkalke mit unreinen, mergeligen, dunklen Korallenbänken auftreten. Ein Harnisch auf der Kluft zeigt 20° westlich einfallende Rutschstreifen; der letzte Abbruch der hangenden Massenkalkscholle ist demnach ein schräges Abgleiten gewesen. Eine Reihe von kleinen Querverwerfungen sind teils an der Verschiebung der Flaserkalkgrenze, teils am Auftreten gangförmig erscheinender, querschlägiger Dolomitpartieen festzustellen. Am Oststoß des Steinbruches enthält eine anscheinend im Streichen steil aufsetzende Dolomitmasse große Nester von hellem Quarz, grobspätigem Kalkspat und Bleiglanz, die offenbar gleichzeitig im Dolomit abgesetzt wurden. Die Dolomite sind stark drusig und führen vielfach jüngeren Kalkspat und Braunspat. Letzter tritt auch gangförmig selbständig auf, ebenso Quarz in Form feiner Schnüre, Verkieselungszonen und idiomorpher, schwarzer Quarzkrystalle, wie dies früher bereits von FR. M. BEHR und mir aus der weiteren Umgebung beschrieben wurde[1]).

In dem westlich anschließenden neuen Steinbruchsbetrieb des Bochumer Vereins ist die Grenze des Dorper Kalkes gegen die Liegenden Flaserkalke weiterhin zu verfolgen. Es sind hier gut eine Reihe von saigeren Querverwerfungsklüften zu beobachten, und zwar wenigstens 6 auf nur etwa 100 m streichender Entfernung vom Tunnel der Bochumer Kalkwerke bis zum Westrande des Hammersteiner Steinbruchs. An diesen Klüften springt die Flaserkalk-Grenze teils vor, teils zurück, im ganzen aber staffelförmig nach O zu zurück. Im Massenkalk selbst sind diese Verwerfungen nur in guten Aufschlüssen an Dolomit-, Quarz- und Braunspatgängen zu verfolgen, die hier oxydische Kupfererze und Brauneisen enthalten. Die Aufschlüsse des Bochumer Vereins zeigen deutlich, daß der Wülfrather Sattel durch NW-Verwerfungen völlig zerhackt und in kleinste Querschollen aufgelöst ist, die auf der Karte nur zum kleinsten Teil dargestellt werden können.

Im Zugangsweg zum alten Steinbruch südöstlich Frickenhaus ist die liegende und hangende Grenze des

[1]) BEHR, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1915, S. 1 ff. — PAECKELMANN, Oberdevon des Bergischen Landes, 1913, S. 45; Mitteldevonischer Massenkalk, 1922, S. 104.

Flaserkalkes gut aufgeschlossen, ebenso wie im Profil von Hammerstein. In den Einschnitten der Bahnaufschlüsse und im Tunnelvoreinschnitt des Bochumer Vereins (hier mit vereinzelten *Atrypa*-Schalen) sind die Schiefer des Sattelkerns mit annähernd saigerem Einfallen gut entblößt. Im frischen Zustande sind die Schiefer dunkel und kalkhaltig; häufiger enthalten sie reinere Kalkflasern. Verwittert sind die Gesteine graubraun, oft etwas sandig, leichter spaltend, häufig streifig, stark klüftig; sie enthalten etwas feinen Glimmer. Petrographisch stehen diese tot_1-Schiefer den *Pharciceras*-Schiefern der Herzkamper Mulde am nächsten, führen jedoch anscheinend keine Styliolinen.

Die Liegenden Flaserkalke sind am Nordflügel des Wülfrather Sattels bis an das Westende des Bahnhofs Wülfrath zu verfolgen, wo auch der Übergang in die tot_1-Schiefer und in den Dorper Kalk noch einmal aufgeschlossen ist. Die Übergangsschichten in den Dorper Kalk sind hier fossilreich; bestimmt wurde folgende oberdevonische Fauna:

Glassia Beyrichi Kays.
Camarophoria brachyptycta (Schnur)
Atrypa reticularis (L.)
Spirifer ?Verneuili Murch.
» sp. (*deflexus*-Gruppe)
Phacellophyllum caespitosum (Gf.)
»*Endophyllum*« *priscum* (Mstr.)
Striatopora cristata (Blb)
» cf. *filiformis* (Roe.)
Alveolites suborbicularis Lam.
Stromatoporella sp.
Receptaculites Neptunis Defr.

Einige weitere Arten wurden bereits 1913 (a. a. O., S. 53) von hier angeführt.

Auf dem Südflügel des Wülfrather Sattels bieten die Aufschlüsse im westlichen Teil keine guten Beobachtungsmöglichkeiten. Ein Profil ist erst bei Hammerstein wieder aufgeschlossen (vgl. Fig. 1).

In dem kleinen, verlassenen Westbruch südlich Hammerstein stehen an der Nordwand die Liegenden Flaserkalke mit saigerem Einfallen an; an der Ostwand gehen sie in bankige Dorper-*Actinostroma*-Kalke über, die etwa 50 m mächtig sind. An der Südwand wird der Dorper Kalk von bankigen, ziemlich reinen »Hangenden Flaserkalken« ($toflk_2$) überlagert, deren Mächtigkeit etwas schwankt, im Mittel etwa 5 m beträgt; sie fallen mit 80° nach Süden ein. Über der Südwand sind an der Steinbruchsbahn dann noch Reste von Iberger Kalk, in der typischen krystallinen Ausbildung, als Hangendes der Flaserkalke zu beobachten. Der Iberger Kalk wird unmittelbar gegen Velberter Schichten verworfen, die hier jedoch nicht mehr aufgeschlossen sind.

Die verwitterte, zackige Riffoberfläche des Dorper Kalkes zwischen dem alten Bruch und dem z. Zt. in Betrieb befindlichen Südbruch der Rheinisch-Westfälischen Kalkwerke bei Hammerstein läßt gut die reiche Fauna des Dorper Kalkes erkennen. Die reinen, hellgrauen Kalkbänke werden aus *Phillipsastraea*-, *Alveolites*- und *Actinostroma*-Arten in erster Linie zusammengesetzt. Einzelne Bänke enthalten wie bei Dorp unweit Elberfeld dünne, lose verzweigte Stämmchen von *Amphipora*. Zwischen Korallen und Stromatoporiden

liegen große Macrochilinen, zahlreiche kleine Pleurotomarien, Murchisonien und Turbonitellen. Die bisher gesammelte Fauna ist folgende[1]):

Macrochilina arculata var. *subcostata* (Schloth.)
Murchisonia Archiaci var. *bilineata* A.-V.
Pleurotomaria Orbignyi A.-V.
» n. sp. aff. *sulcomarginata* Hall
Loxonema cf. *Roemeri* Kays.
Turbonitella Ussheri Whidb.
Cyathophyllum tinocystis Frech
Hexagoniophyllum Sedgwicki (E.-H.)
Phillipsastraea pentagona (Gf.)
» *ananas* (Gf.)
»*Endophyllum*« *priscum* (Mstr.)
Alveolites suborbicularis Lam.
Amphipora ramosa (Phill.)
Actinostroma clathratum Nich.

Durch das häufige Auftreten von *Phillipsastraea* ist der Dorper Kalk von Wülfrath verschieden von den Vorkommen bei Elberfeld und Dornap. Es ist möglich, daß dadurch ein kleiner Altersunterschied angezeigt wird (vgl. S. 268).

Im großen Südbruch von Hammerstein ist der Dorper Kalk etwas mächtiger als im alten Westbruch. Etwa in der Mitte der Westwand durchsetzt ein streichender Kalkspatgang mit Dolomit die saiger stehenden Kalkbänke. Der Gang fällt mit 80° nach Süden ein. Es handelt sich offenbar um die Ausfüllung einer Verwerfungskluft, an der nicht unbeträchtliche Teile des Dorper Kalkes unterdrückt sind. An der Nordwand des großen Bruches ist verschiedentlich die Grenze gegen die Liegenden Flaserkalke aufgeschlossen, die durch mehrere kleine Querverwerfungen (mit Dolomit und Braunspat) etwas verschoben wird. Der Dorper Kalk selbst enthält stellenweise dünne, schiefrige Flaserkalkzwischenlagen. Ganz im O des Bruches ist sogar eine 10 m mächtige Partie des Dorper Kalkes von Flaserkalkbänken und Schieferlagen durchsetzt, in deren Nähe der Kalk dunkelgefärbt ist; es handelt sich hier aber vielleicht nicht um eine Einlagerung, sondern um wiederholtes Auftreten der Liegenden Flaserkalke an einer streichenden Störung. An der Südwand des Bruches stehen teils Flaserkalke an, ähnlich wie im westlichen Nachbarbruch, teils schwarze Flinzschiefer mit schwarzen Kalklinsen; sie vertreten die hangenden Flaserkalke und gehen am oberen Steinbruchsrand in Iberger Kalk über.

Im großen Thyssenschen Steinbruch bei Schlupkothen ist das untertauchende Ostende des Wülfrather Sattels hervorragend aufgeschlossen. Der Hauptteil des Bruches besteht aus massigen bis dickbankigen, hell-mittelgrau gefärbten, dichten Kalken, in denen man nur selten Fossilien erkennen kann. Die Kalke sind sehr rein, die sonst verbreitete Kalkspatdurchtrümmerung tritt zurück. In der SW-Ecke des Steinbruchs stehen die Liegenden Flaserkalke an, zu unterst sehr schieferreich (Übergang in tot_1), dann reiner, meist dunkel, oft schwarz. Mit verhältnismäßig scharfer Grenze gehen die Flaserkalke in den Dorper Kalk über.

[1]) Ein weiterer ähnlicher Fundpunkt liegt am Westende des Sattels in der Ziegeleigrube bei Müllerbaum, wo auch die üblichen Brachiopoden des Dorper Kalkes auftreten.

Durch einige kleine Querverwerfungen wird die Grenze etwas gestört, doch ist ihr sattelförmig umlaufendes Streichen von NO über N nach NW deutlich zu verfolgen. Auch der Massenkalk des Steinbruchs wird von mehreren Verwerfungsklüften durchsetzt; eine dieser Klüfte ist als Kalkspat-Quarz-Bleiglanz-Gang entwickelt. Zur Dolomitbildung kam es hier nur in ganz untergeordnetem Maße.

Im nördlichen Teile des Schlupkothener Betriebes geht der Dorper Kalk in die Hangenden Flaserkalke über, die meist hell und schieferarm sind, sich fettig anfühlen und die gleiche Verwendung finden wie der Dorper Kalk selbst. Einzelne Bänke sind nierenkalkartig entwickelt; zwei auf kurze Entfernung auskeilende Lagen von 20 und 30 cm Stärke sind rot gefärbt und grün gefleckt. Beim Mundloch des Wasserstollens am NO-Ende des Steinbruchs durchsetzt eine NNW streichende Querkluft die Sattelwendung und verwirft auch die Hangenden Flaserkalke. Die Kluft fällt mit 70° westlich ein und ist mit großen Massen grobspätigen Kalkspats ausgefüllt; eine Wand ist mit riesigen Kalkspatskalenoedern bedeckt. In der Nähe der Kluft ist der Kalk teilweise verkieselt. In einem verkieselten Kalk fand Herr Imig-Wülfrath Haufwerke von Orthoceraten.

Am Ostrand des Steinbruchs gehen die Hangenden Flaserkalke in typischen, bankigen Iberger Kalk über. Einzelne Bänke dieses Kalkes keilen nach N zu aus und verzahnen sich an der NO-Wand des Steinbruchs mit fossilreichen Flinzschiefern und Flinzkalken. Man beobachtet hier durchaus dasselbe Bild der Verzahnung des Riffes, wie es von Vossbeek bei Dornap beschrieben wurde (dies. Jahrb. f. 1921, Heft 1, S. 269). An einer Stelle greifen die Flinzschiefer bis auf die Hangenden Flaserkalke hinab; es ist sogar zu erwarten, daß Iberger und Dorper Kalk örtlich unmittelbar ineinander übergehen, daß dann die Dorper Kalk-Facies in den Flinzschiefer-Iberger Kalk-Horizont hinaufreicht. Darauf weisen manche Kalkvorkommen bei Wülfrath hin, bei denen es schwer ist, zu entscheiden, ob es sich um Dorper oder Iberger Kalk handelt.

Der Iberger Kalk von Schlupkothen zeigt die gleiche Ausbildung wie bei Elberfeld, einzelne Bänke sind vorwiegend aus Crinoidenstielgliedern zusammengesetzt, andere enthalten eine Fülle von Brachiopoden, vor allem *Pugnax*-Arten, *Hypothyris cuboides*, *Liorhynchus*- und *Camarotoechia*-Arten, *Spirifer Verneuili* usw. Einige Bänke sind auch dem Dorper Kalk ähnlich und enthalten *Phillipsastraea ananas*, *Striatopora cristata* und *Alveolites suborbicularis*. Besonders reich an wohlerhaltenen Fossilien sind mergelige Flinzkalke des Verzahnungsgebietes; einzelne Linsen bestehen überhaupt nur aus Brachiopoden, andere aus Crinoidenstielgliedern. Bestimmt wurden:

Orthoceras sp.
Buchiola ?retrostriata (v. B.)
Cardiola cf. *subarticulata* Beush.
? Posidonia sp.
Turbonitella cf. *inflatum* (Roe.)
? Kayseria lens (Phill.)

Athyris concentrica (v. B.)
» cf. *globularis* (Phill.)
Spirifer Verneuili Murch.
Liorhynchus bijugatus (Schnur)
» *subreniformis* (Schnur) sehr häufig
Liorhynchus microrhynchus (Schnur) sehr häufig
Pugnax pugnus (Mart.) » »
» *anisodonta* (Mart.)
» » var. *platiloba* (Sow.)
Cladochonus tubaeformis (Ldw.)

Diese Fauna ist vom Iberger Kalk im wesentlichen nur durch das Auftreten der Zweischaler und der Tabulate verschieden.

Mit dem Iberger Kalk bricht die Schichtenfolge des Wülfrather Sattels ab. Das Umbiegen der erst südöstlich, dann östlich, zuletzt nordöstlich einfallenden Kalke ist bei Schlupkothen gut zu erkennen. Deutlich taucht die Schichtenfolge am Ostende des Steinbruchs sattelförmig unter.

Während am Nordrand des Sattels und am Südrand westlich Ellenbeck Dorper Kalk meist unmittelbar gegen Velberter Schichten verworfen wird, sind in der Nähe der Angertal-Störung, sowie zwischen Hammerstein und der Sattelwendung noch einige weitere Schichtenglieder erhalten; hier brechen Graue Kalkknollenschiefer, Plattensandsteine und Rote Kalkknotenschiefer des höheren Oberdevons an Iberger Kalk ab.

Der untertauchende Sattel wird am Ostende des Schlupkothener Steinbruchs von einer anscheinend NS gerichteten Querverwerfung abgeschnitten. Unter der Brücke über der Zufahrt zum Ostteil des Steinbruchs ist an dieser Störung Iberger Kalk gegen Rote Kalkknotenschiefer verworfen, die stark zersetzt sind. Ihr Lagerungsverband zu den Velberter Schichten ist nicht zu beobachten. Ein gutes Profil der Abbruchszone ist aber in der Nähe, auf dem Südflügel des Sattels bei Schlupkothen, an der Eisenbahn Wülfrath-Aprath aufgeschlossen. Über dem Dorper Kalk des Thyssenschen Bruches folgen hier anscheinend unmittelbar etwa 10 m zersetzte, ausgelaugte, rote Kalkknotenschiefer, darüber etwa 50 m druckgeschieferte, graue, streifige Schiefer mit Kalkknoten- und Kalkknollenlagen und einzelnen Bänken unreinen, flasrig-knolligen, hellgraublauen Kalkes, 65° südöstlich fallend. Nach einer 80° westlich einfallenden Querverwerfung stehen ähnliche Schiefer, aber sandiger und kalkärmer an; sie sind gefältelt und an der Störung geschleppt. Nach etwa 20 m ist wieder normale Lagerung (nordöstliches Streichen, 80° südöstliches Einfallen) zu beobachten. Die Schiefer gehen dann allmählich in 12 m mächtige graue Schiefer mit plattig-wulstigen Sandsteinbänken über. Es folgen darauf wieder graue, streifige Schiefer in 18 m Mächtigkeit, die nochmals allmählich in Plattensandsteine von 20 m Mächtigkeit übergehen; diese werden — anscheinend durch eine Störung getrennt — von normalen Velberter Schichten überlagert (vergl. Profil Fig. 2).

Die roten Kalkknotenschiefer können auf Grund ihrer charakteristischen petrographischen Natur nur mit dem Horizont der Roten und Grünen Kalkknotenschiefer (ton) des Süd-

flügels der Herzkamper Mulde verglichen werden, da es ähnliche Gesteine im Bergischen Oberdevon sonst nicht gibt. Die 20 m mächtigen Sandsteine des Profils gleichen petrographisch durchaus den Gesteinen des Plattensandstein-Horizontes (tog) von Elberfeld-Lethmathe; ob es sich um gleichzeitige Bildungen handelt, ist aber nicht zu entscheiden; es besteht aber die Möglichkeit. Dann würden die zwischen den Plattensandsteinen und den Roten Kalkknotenschiefern gelegenen grauen Schiefer mit Kalkknoten, Kalkknollen und Kalkbänken dem Horizont der Roten und Grünen Cypridinenschiefer (toc) entsprechen, der ja auch auf dem Südflügel der Herzkamper Mulde westlich Elberfeld in der Tat ganz ähnlich zusammengesetzt

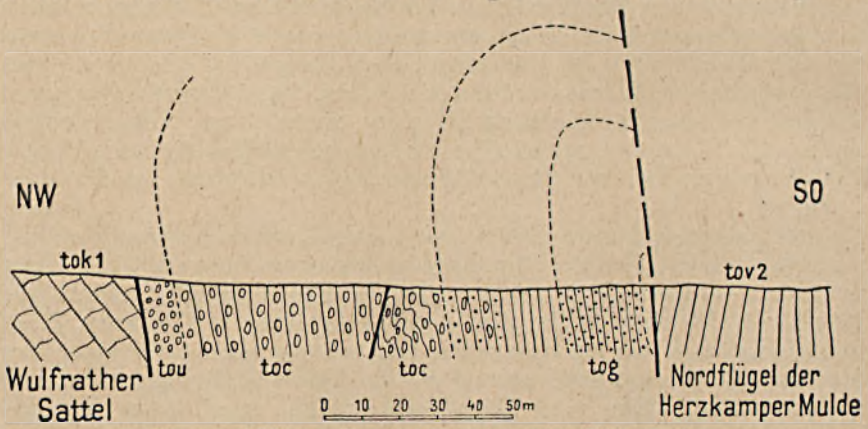


Fig. 2. Profil im Eisenbahneinschnitt bei Schlupkothen.

tov_2 = Velberter Schichten
ton = Rote Kalkknotenschiefer
toc = Graue Kalkknollenschiefer usw.
tog = Plattensandstein
tok_1 = Dorper Kalk

ist (vergl. dies. Jahrb. f. 1921, Heft 1, S. 276—277). Es wäre danach dann der zwischen dem Massenkalk des Wülfrather Sattels und den Velberter Schichten gelegene Schichtenkomplex als überkippte Schichtenfolge, als Nordflügel eines durch streichende Verwerfungen verquetschten Spezialsattels aufzufassen. Wenn auch dieses Profil zurzeit noch schwer eindeutig zu erklären ist, so ist es doch von großer Wichtigkeit, weil es zeigt, daß örtlich auch in dem eintönigen Faciesgebiet des Velberter Sattels im höheren Oberdevon noch Sedimente auftreten, die auf bestimmte, petrographisch charakterisierte Horizonte der Sauerländischen Facies schließen lassen.

Die Velberter Schichten südlich des Wülfrather Sattels sind petrographisch ungemein eintönig: feste, dunkle, graublaue, meist feinglimmrige, streifige, oft flasrige Tonschiefer mit wechselndem Sand- und Kalkgehalt. Bei der Verwitterung werden sie heller, graugrünlich bis graubraun, und dünnschiefrig; sie sehen dann den Cypridinenschiefern des Elberfelder Gebietes ähnlich. Durch Zunahme

des Sandgehaltes entwickeln sich gelegentlich geringmächtige glimmrige Sandsteine, die sich jedoch nicht verfolgen und meist auch nicht auf der Karte ausscheiden lassen. Bisweilen reichert sich auch der Kalkgehalt stärker an, besonders im unteren Teil, so daß unreine, schnell auskeilende, dunkle Kalkbänke entstehen. Ab und zu findet man ferner bis handtellergroße, flache Knollen dunkelgraublauen, flinzartigen Kalkes mit Pyritwürfeln, z. B. an der Bahngabel der Aprath-Wülfrather und Nevigeser Bahn. Wellenfurchen und diskordante Parallelstruktur sind häufig und lassen auf Ablagerung in flachem Wasser schließen.

Während im allgemeinen die Velberter Schichten eine facielle Vertretung der Hemberg und Dasberg Schichten darstellen, dürften sie im Gebiet von Schlupkothen im wesentlichen nur die letzten vertreten, da die Hemberg Schichten als Rote Kalkknotenschiefer usw. entwickelt sind.

Im allgemeinen sind die Velberter Schichten äußerst arm an tierischen Resten, doch gelang es östlich Wülfrath an zwei Stellen größere Faunen festzustellen. An der Steinbruchsbahn bei Schlupkothen, westlich Höhenpunkt 189, enthalten dunkelgraue, kalkige Schiefer mit Kalkknoten:

Fischrest
Aviculopecten sp. ind.
Rhynchonella Omaliusi Goss. (häufig)
Pugnax sp. ind.
Athyris Davidsoni Rig. (häufig)
Spirifer Verneuili Murch. (häufig)
» *Urii* Flem.
Orthis interlineata Phill. (häufig)
» *?striatula* (Schl.)
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Chonetes perlata M'Coy (häufig)
Strophalosia productoides (Murch.)
Petraia ?decussata (Mstr.)

Diese Fauna schließt sich einerseits eng an die der Oberen Cypridinenschiefer von Elberfeld an, enthält aber in *Rhynchonella Omaliusi* und *Athyris Davidsoni* ausgesprochene Formen des Belgischen Famenniens, zu dem die Velberter Schichten ja auch faciell überleiten, und zwar speziell wohl zur »Facies du Nord« Gosselet's, bezw. des Aachener Sattels Holzapfel's.

Im kleinen Steinbruch des Wäldchens südlich Ellenbeck (östlich Wülfrath) enthalten dunkle Schiefer der Velberter Schichten eine fossilreiche, sandige, mürbe Lage mit:

Fischresten
Cymaclymenia sp.
Clymenia? sp. ind.
Platyschisma ?glabrata (Phill.)
Murchisonia sp. ind.
Prothyris cf. *recta* Whidb.
Spirifer Urii Flem. (häufig)
Orthis interlineata Phill. (häufig)
Streptorhynchus plicatus (Sow.)
Scenidium sp. aff. *arrolae* Qu.
Chonetes perlata M'Coy (häufig)
» sp.
Petraia sp. ind.

Vielleicht ermöglichen spätere bessere Clymenienfunde eine zonenmäßige Festlegung dieses Vorkommens. Soweit bisher zu erkennen ist, sprechen die Clymenien nicht gegen Dasberg-Schichten. Auch die übrige Fauna weist auf die Nähe der Carbongrenze, vor allem *Platyschisma, Streptorhynchus plicatus* und die *Prothyris*-Art.

2. Die Adelscheid-Mulde

Die ältesten Schichten der Mulde sind Reste von Flinzschiefern, die am Westende des Wülfrather Sattels zwischen der Angertal-Störung bei Ziemenhaus und der Eisenbahn über dem Dorper Kalk erhalten sind. Brauchbare Aufschlüsse fehlen. Im Hohlweg südlich Hötzepaar liegen an der oberen Grenze der Flinzschiefer dunkelgraue, etwas glimmrige Kalkknotenschiefer. Darüber sind flasrige, graublaue Kalke mit saigerem Einfallen aufgeschlossen, die in sehr feste, kalkige, feinglimmrige, dunkelgraublaue Schiefer mit Flaserkalk- und Kalkknotenschieferlagen übergehen. Es ist möglich, daß diese Schichten bereits den Matagne-Schichten angehören. Zweifellose Matagne-Schichten stehen im Hangenden der genannten Schiefer an der Straßengabel nordöstlich »zur Mühlen« an, graubraune, milde Schiefer vom Büdesheimer Typus, mit einzelnen Knollen dunklen Flinzkalkes. Die Büdesheimer Schiefer enthalten zahlreiche verkieste Reste von *Bactrites gracilis* Sdb., häufiger ferner Crinoidenstielglieder. Außerdem fanden sich vereinzelt *Tornoceras simplex* (v. B.) und *Lingula subparallela* Sdb.

Das Hangende der Matagne-Schichten bildet der Horizont der Grauen Kalkknollenschiefer des Mittleren Oberdevons, der von der Angertal-Störung bis Erbach zu verfolgen ist. Im Bahneinschnitt bei Hötzepaar sind sie unter Velberter Schichten als graue, graugrünliche, seltener grauschwarze, z. T. Cypridinenschiefer-artige Schiefer mit zahlreichen Kalkknotenlagen und Kalkflasern aufgeschlossen, ebenso im Hohlweg westlich Erbach. Der Übergang in die Velberter Schichten geht ganz allmählich unter Abnahme des Kalkgehaltes vor sich. Welche Teile des höheren Oberdevons der Horizont der Grauen Kalkknollenschiefer vertritt, ist nicht genau zu bestimmen; auf Grund unserer Erfahrungen kann als feststehend nur gelten, daß ein Teil den Nehdener Schichten entspricht; wie weit er auch noch die Hemberg Schichten umfaßt (wie am Nordflügel der Herzkamper Mulde und bei Hahnenfurth), bleibt dahingestellt.

Am Nordflügel der Adelscheid Mulde sind Graue Kalkknollenschiefer unter Velberter Schichten im Hohlweg bei Püttbach nachzuweisen, gegen Dorper Kalk des Rodenhauser Sattels verworfen. Weiter östlich treten unmittelbar Velberter Schichten und Massenkalk in Kontakt. Erst am Sattelende des Rodenhauser Sattels sind wieder etwas vollständigere Profile erhalten. Im Hohlweg östlich Dahl liegen über dem Massenkalk, ohne sichtbaren Lagerungsverband, einige Meter steil südlich einfallende Flaserkalke (toflk_2?), darüber, am Waldrande und im Walde südlich Plahrskothen, zunächst Graue Kalkknotenschiefer, die an die fraglichen Matagne-Schichten vom Hohlweg südlich Hötzepaar erinnern, ebenfalls steil südlich fallend. Dann folgen bis zum Tälchen von Neuenteich in gleicher Lagerung unreine, knolligflasrige, dunklere Kalkknotenschiefer, die offenbar dem Horizont der Grauen Kalkknollenschiefer angehören und von Velberter Schichten überlagert werden.

Der Hauptteil der Adelscheid Mulde wird von Velberter Schichten eingenommen, die in der üblichen Form entwickelt sind. Bei Brucksiepen wurden in ihnen *Chonetes perlata* und *Spirifer Urii* gefunden. Die Lagerung ist meist saiger. Spezialfaltung ist zweifellos vorhanden, ihr Ausmaß aber nicht zu bestimmen.

3. Die Massenkalkscholle von Prangenhaus

Diese horstförmige Scholle westlich der Angertal-Störung, die anscheinend z. T. den Muldenschluß der Adelscheid Mulde enthält und den Wülfrather mit dem Rodenhauser Sattel verbindet, ist durch große Steinbrüche des Thyssen-Konzerns bei Prangenhaus hervorragend aufgeschlossen.

Der größere, südliche der beiden Brüche hat den Massenkalk zwischen der Eisenbahn Wülfrath-Flandersbach und dem Feldweg von »zur Mühlen« nach Hockeln in einer Länge von 650 m von der mächtigen Lößlehmdecke befreit. Etwa 400 m südlich der Eisenbahn durchsetzt ein O—W streichender, steil nördlich einfallender Kalkspat-Braunspatgang den Steinbruch. Südlich des Ganges stehen hellgraue, dickbankige Dorper Kalke mit Streichen N60—70°O und südöstlichem Fallen (25—55°) an. Der Kalk ist stark zerrüttet und zerklüftet, von zahlreichen weißen Kalkspatadern durchsetzt. Ganz im S ist die verkarstete Oberfläche freigelegt; die angewitterten Riffe lassen erkennen, daß der Kalk hauptsächlich aus *Actinostroma*-Arten zusammengesetzt ist. Außerdem erkennt man *Striatopora*-Arten, kleine Gastropoden usw.

Den Nordteil des großen Bruches nehmen teils helle, teils aber auch dunkelgraue bis fast schwarze, dichte, dickbankig-massige Kalke ein, die sehr zerrüttet und verspatet sind. Im scharfen Gegensatz zur Südscholle streichen die Kalkbänke N10—25°W und fallen steil südwestlich (70—80°) ein. Petrographisch weichen diese Kalke von den übrigen der Wülfrather Gegend durch die dunklere Farbe ab, so daß ich nicht sicher bin, ob es sich ebenfalls um Dorper Kalk handelt. Gerade dieser Teil der Prangenhaus-Scholle scheint aber der Adelscheid Mulde zu entsprechen, so daß die Annahme eines älteren, mitteldevonischen Massenkalk-Horizontes wenig für sich hat. Eine bezeichnende Fauna fehlt leider. Man beobachtet zwar hin und wieder Querschnitte größerer Brachiopoden, die ich früher auf *Stringocephalus* zurückführte (1913, a. a. O., S. 33); ich bin aber zweifelhaft, ob das richtig war; damals wurden ja noch die ganzen Wülfrather Massenkalke für Stringocephalenkalk gehalten. Ein Fund von *Cyathophyllum Sedgwicki* spricht ferner für Oberdevon, allenfalls für höchstes Oberes Mitteldevon. Die übrigen erkennbaren Fossilien (*Actinostroma, Striatopora, Alveolites*, Crinoidenstielglieder) sind indifferent. Die Abwesenheit von *Amphipora*-Kalken spricht jedenfalls mit Sicherheit gegen Schwelmer Kalk, es käme höchstens der Eskesberger Horizont in Betracht.

Die NO-Seite des Prangenhauser Südbruches zeigt eine wirre Durchsetzung des Kalkes mit Dolomit, der offenbar an die Angertal-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Störung gebunden ist. Nahe dem Nordende des Bruches sind zwei O-W streichende, saigere Kalkspat-Braunspatgänge von 1—4 m Mächtigkeit aufgeschlossen, in deren Nähe der Kalk besonders stark zerrüttet, vielfach auch reich an Morion ist.

Interessant sind eine Reihe großer Auswaschungstrichter, die teilweise bis auf die Steinbruchssohle hinabreichen; an der Mitte des Weststoßes ist ferner eine 40 m lange Doline angeschnitten; sie ist ausgefüllt mit reinen, weißen, gelblichen und rötlichen Sanden, die von unreinem Lehm mit Streifen und Nestern von verspültem Brauneisen überlagert werden. Am Rande der Doline reicht der Lehm tiefer hinab als der Sand, ein Zeichen, daß die Dolinenbildung nach Ablagerung der tertiären Sande anhielt. Eine ähnliche Doline befindet sich am SO-Ende des Steinbruchs; sie ist mit bunten, tonigen Sanden angefüllt. In den Auswachungstrichtern kommt ferner geschichteter Brauneisenmulm mit Schwarten und Konkretionen von manganhaltigem Brauneisenstein vor. Die Erze sind teilweise rein und zur Verhüttung geeignet. Über dem Erz liegen tertiäre Sande mit untergeordneten schwarzen und bunten Letten, darüber Lehm und Kalkschutt. Es ist möglich, daß die Eisenerze Verwitterungsrückstände des Kalkes sind und auf der präoligocänen Landoberfläche gebildet wurden. Das Alter des Tertiärs ist unbekannt; es ist möglich, daß es mit dem Mittelmiocän von Vohwinkel zusammengehört; nach den Ausführungen Fliegel's (Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 92, S. 42) könnte es sich aber auch um ein Äquivalent des Eocäns von Bergisch-Gladbach handeln.

In dem nördlich der Eisenbahn bei Burg gelegenen alten Steinbruch der Prangenhaus-Scholle ist die Lagerung nicht mit Sicherheit zu erkennen. Im Südteil stehen vorwiegend dichte, hell-mittelgraue, seltener auch dunkle, massige *Actinostroma*-Kalke an. Einzelne Blöcke enthalten *Amphipora ramosa*, doch nicht in gesteinsbildender Menge. Im nördlichen Teil herrschen dunkle, äußerst verspatete und zerrüttete Kalke vor, die steil südwestlich einzufallen scheinen. Auch in diesem Steinbruch ist die Zugehörigkeit des Kalkes zum Dorper Horizont nicht sicher.

Am Kalkofen von Burg ist das Nordende der Prangenhaus-Scholle erreicht; sie wird hier gegen (anscheinend steil südlich einfallende) Flinzschiefer verworfen.

4. Der Rodenhauser Sattel

Bis auf den S. 7 erwähnten Flaserkalk-Streifen von Rodenhaus-Silberberg besteht der Sattel völlig aus Dorper Kalk, der in eine Reihe von Schollen zerlegt ist. Aufschlüsse sind sehr spärlich und reichen zu einer Klärung des tektonischen Aufbaus nicht aus.

Der Südrand des Kalkes ist an der Anger westlich Hötzepaar und auf Blatt Velbert bei Beck und Altenweg aufgeschlossen,

ohne daß sich die Lagerung erkennen ließe. Im Angertal bei »zum Busch« steht typischer Dorper Kalk mit südöstlichem Streichen und 30° nordöstlichem Einfallen an; anscheinend handelt es sich um eine schmale, verkippte Teilscholle. Dem Nordflügel des Sattels gehören die Dolinen von Silberberg und Dahl an, wo sich die Lagerungsverhältnisse ebenso wenig erkennen lassen, wie am Sattelende bei Plahrskothen, wo der Sattel an einer Querstörung plötzlich bis auf weniger als 100 m Breite reduziert wird. Es scheint, daß der Sattel sehr unvollständig ist, daß insbesondere große Teile seines Nordflügels unterdrückt sind. Nur so sind die Verhältnisse am Südende des Ostbruches von Rodenhaus zu verstehen, vorausgesetzt, daß die hier auftretenden Flaserkalke und Schiefer tatsächlich älter sind als der Dorper Kalk und den Kern des Rodenhauser Sattels darstellen.

Das Profil am SO-Ende des östlichen der beiden großen THYSSEN'schen Kalksteinbrüche von Rodenhaus ist folgendes. Der Dorper Kalk, der fast den ganzen Steinbruch einnimmt und der am SO-Ende mit 45—60° nach SO einfällt, wird von einer Ruschelzone, die im wesentlichen von schwarzem, weißgeaderten Kalk mit *Hexagoniophyllum* cf. *bolsoniense* (E.-H.) eingenommen wird, abgeschnitten, anscheinend durch eine steil nördlich einfallende Verwerfung. Südlich der Störung folgen nahe am Eingang des Steinbruchs teils helle, teils dunkle, flaserige, oft knollige Kalke mit Crinoidenbänken, reich an Fossilien, besonders in mergeligen Partien; nach etwa 4 m gehen diese steil nördlich einfallenden Flaserkalke nach dem Liegenden zu in zersetzte Kalkknotenschiefer, diese bald in Schiefer über, die verwitterten Flinzschiefern bezw. den tot_1-Schiefern des Wülfrather Sattels gleichen. Die Flaserkalke enthalten nach Aufsammlungen von Herrn Rektor IMIG und mir:

Leperditia n. sp. (häufig)
Bronteus granulatus GF.
Gomphoceras sp.
Orthoceras simplicissimum SDB.
Janeia sp. aff. *laevigata* GF.
Paracyclas rugosa var. *minor* BEUSH.
» *proavia* GF.
Cypricardinia scalaris (PHILL.)
Conocardium n. sp. aff. *Beushauseni* DREV.
Aviculopecten bergicus n. sp.
Naticopsis sp.
Euomphalus laevis A.-V.
Tentaculites mucronatus MAUR.
Productella subaculeata (MURCH.)
Stropheodonta interstrialis (PHILL.) (häufig)
» » var. *nodulosa* (PHILL.) (häufig)
Schizophoria striatula (SCHLOTH.)
Dalmanella eifliensis (DE VERN.)
Atrypa reticularis (L.)
» *aspera* (SCHLOTH.)
» *tubaecostata* PCK.
Martinia inflata (SCHNUR)
Spirifer Verneuili var. *tenticulum* M. V. K.
Gürichella bifida var. *aspera* (SCUP.)
» *zigzac* (ROE.)
Athyris concentrica (v. B.)
Pugnax acuminata (MART.)
Hypothyris cuboides (SOW.)
Polypora sp. ind.
Cyathophyllum heterophylloides FRECH
Phacellophyllum caespitosum (GF.)
» *minus* (ROE.)
Thamnophyllum n. sp. 2
Hexagoniophyllum cf. *bolsoniense* (E.-H.)
»*Endophyllum*« *priscum* (MSTR.)
Alveolites suborbicularis LAM. (häufig)
Receptaculites Neptuni DEFR.

Diese Fauna läßt am oberdevonischen Alter der Flaserkalke keinen Zweifel. Sie steht der Fauna des Dorper

Kalkes sehr nahe. Durch den Tentaculiten und die kleinen Ostracoden erhält sie ein besonderes facielles Gepräge. Eine genaue Altersbestimmung ermöglicht die Fauna aber noch nicht, jedenfalls ist sie nicht älter als die *Phariceras*-führenden Teile des Dorper Kalkes von Elberfeld. Die Fauna ließe auch die Möglichkeit zu, die Flaserkalke als das Hangende des Dorper Kalkes (als Mulde zwischen dem Rodenhauser und Rützkausener Sattel, vgl. S. 248) anzusehen.

Im Walde südlich Silberberg kommt Dorper Kalk in Dolinen zutage; hier lagen die Baue der Grube Josephine. Auf den Halden findet man neben Quarzbrocken schwarze Schiefer und Flaserkalke; anscheinend handelt es sich um die von Rodenhaus beschriebenen Gesteine. Bei Silberberg liegen sie nach dem Kartenbild etwa in der Mitte des Rodenhauser Sattels; es scheint sich also auch hier um Schichten des Sattelkerns zu handeln, die vermutlich von streichenden Verwerfungen begrenzt sind, deren nördliche nach Rodenhaus zu den Nordflügel des Sattels mehr und mehr, zuletzt ganz unterdrückt. Die auf den Spalten emporgestiegenen Bleilösungen haben sich offenbar an den Schiefern gestaut und sich im Kalk von Silberberg örtlich angereichert.

5. Die Schmachtenberg Mulde

Diese kleine Mulde zwischen dem Rodenhauser- und Rützkausener Sattel besteht aus Flinzschiefern und Velberter Schichten, die gegeneinander verworfen sind (vgl. S. 247). Die Aufschlüsse bieten nichts besonderes. Die Flinzschiefer sind gut im Hohlweg östlich Fudikars mit wechselndem Einfallen nach SO bis S aufgeschlossen.

6. Der Rützkausener Sattel

Im Bereiche dieses Sattels liegen zwar die großen Steinbrüche von Rodenhaus, doch reichen die vorhandenen Aufschlüsse auch bei ihm nicht zu einer Erkennung der Spezialtektonik aus. Das Streichen und Fallen der Schichten ist nur an wenigen Stellen mit Sicherheit festzustellen und ist außerdem durch Verkantung der Einzelschollen, vielfach wohl auch durch Spezialfaltung, beeinflußt worden. Der ganze Sattel wird anscheinend aus Dorper Kalk aufgebaut.

In Fig. 3 ist versucht worden, den ungefähren Verlauf der ursprünglichen Sattelbegrenzung an seinem Westende darzustellen.

Danach scheint der östliche Steinbruch von Rodenhaus dem Südflügel des Sattels anzugehören, und nahe der Achse der Schmachtenberg Mulde zu liegen, die hier selbst zusammen mit dem Nordflügel des Rodenhauser Sattels unterdrückt zu sein scheint. Der Hauptteil des Westbruches (Einfallen sw.) und das Dolinenwäldchen bei Schwalfenberg (Einfallen nw.) scheinen zum Sattelschluß zu gehören. Im Nordzipfel des Westbruches besteht nördliches Einfallen, so daß dort die Sattelachse bereits überschritten zu sein

scheint. Eine ähnliche Lage am Nordflügel des Sattels, nahe der Achse, scheinen die Kalkbänke im Steinbruch an der Straße südlich Drinhaus zu besitzen. Im Wäldchen östlich Drinhaus sind südlich einfallende Bänke von Dorper Kalk aufgeschlossen, die anscheinend normal von Flinzschiefern der Schmachtenberg Mulde überlagert werden. Der kleine Steinbruch nördlich Fudikars liegt unmittelbar am östlichen Abbruch des Rützkausener

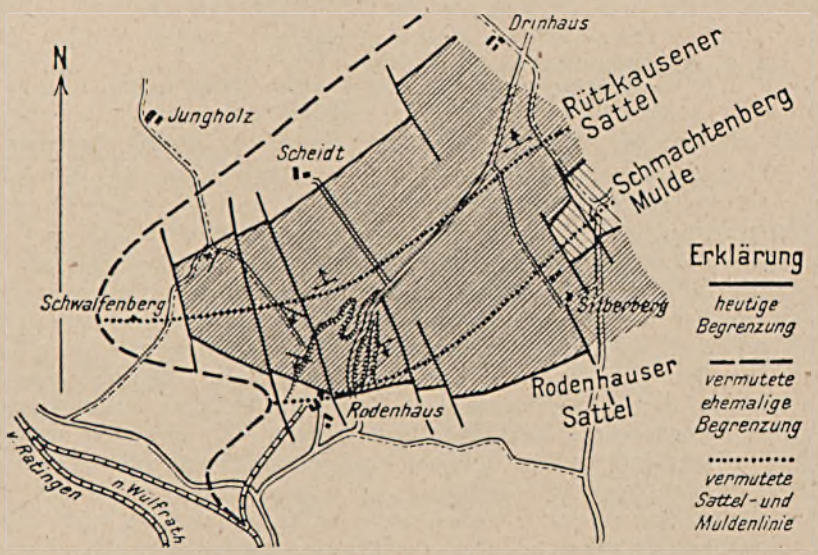


Fig. 3. Westende des Rützkausener Sattels. 1 : 25000.
(Die allgemeine Lage ist aus Taf. 10 zu ersehen.)

Sattels. Das Streichen der Kalkbänke ist hier bereits NNO, das Einfallen 35° ostsüdöstlich, scheint also dem Umlaufen des Sattels zu entsprechen. Im Steinbruch bei Kruploch ist die Lagerung des massigen Kalkes nicht sicher zu bestimmen, zumal ein Bleiglanz-Quarz-Kalkspat-Gang an einer Querverwerfung von störendem Einfluß ist; es dürfte sich aber bereits um den Nordflügel des Sattels handeln, der hier gegen Velberter Schichten verworfen wird.

Im Wäldchen von Schwalfenberg ist die Lehmdecke, die den Rützkausener Sattel meist tiefgründig bedeckt, fortgespült worden; es zeigt sich hier eine Dolinenlandschaft von seltener Unberührtheit, wie sie in ähnlicher Schönheit erst wieder bei Schwelm bekannt ist. Die Randbrüche des Sattels, die den Schwalfenberger Wald durchsetzen, sind am Auftreten zahlreicher Quarzblöcke leicht zu verfolgen.

Den petrographisch-faunistischen Charakter des Dorper Kalkes im Rützkausener Sattel beobachtet man am besten in den großen Steinbrüchen von Rodenhaus.

Der östliche Steinbruch besteht aus bankig-massigem Dorper Kalk von mittelgraublauer Farbe, im SW etwas heller, im nördlichen Teil etwas dunkler. An der SO-Ecke des Bruches wird der Dorper Kalk gegen Flaserkalke verworfen, vgl. S. 263. Der Kalk ist meist sehr rein und dicht, stark klüftig; bisweilen erkennt man seine Zusammensetzung aus Stromatoporiden, Korallen, Brachiopoden, Gastropoden und Crinoiden. Bestimmt konnten jedoch bisher nur einige Korallen werden, die aus der SW-Ecke stammen:

Hexagoniophyllum Marmini (E.-H.)
Endophyllum sp. aff. *acanthicum* Frech
Phillipsastraea (*Smithia*) *Hennahi* Lonsd. (häufig)
Alveolites suborbicularis Lam. (häufig),

woraus das oberdevonische Alter des Kalkes immerhin hervorgeht.

Die Kalkbänke fallen mit 45—65° südöstlich ein; das Streichen wechselt von N 30° O bis N 70° O. Etwa in der Mitte der Ostwand durchsetzt eine mit faserigem, lagenweise angeordnetem Kalkspat und Braunspat ausgefüllte Kluft den Kalk, 75° nordöstlich einfallend. Im Nordzipfel läßt sich eine parallele Störung durch den Steinbruch verfolgen, an der der Kalk teilweise dolomitisiert und verquarzt ist; die Kluft selbst ist mit 1 m mächtigem Kalkspat und Braunspat von faserigem Gefüge, lagenweise wechselnd, ausgefüllt. Ähnlich wie bei Prangenhaus (vgl. S. 262) sind tiefe Dolinen und Auswaschungstrichter vorhanden, die mit einem bunten Wechsel von unregelmäßig gelagerten, weißen, gelben, orange, rot, rosa und violett gefärbten Sanden ausgefüllt sind. Es herrschen unreine Klebsande vor, die einzelne verwitterte Feuersteine, Brocken von Kalk und Nester von Brauneisen enthalten. An der Grenze dieses Tertiärs gegen den Kalk trifft man meist Mangan-haltigen Brauneisenmulm. Über dem Kalk und dem Tertiär liegt Lehm in einer Mächtigkeit von 1—5 m.

Der Westbruch von Rodenhaus liegt ganz im Dorper Kalk, der die gleiche Beschaffenheit aufweist wie im Ostbruch; nur ist er stärker zerklüftet und zerrüttet, so daß die Messung von Streichen und Fallen unsicher ist. An der NO-Wand ist hellem *Actinostroma*-Kalk eine 1 m mächtige Schicht von grauem Flaserkalk eingelagert, die N 65° O streicht und mit 55° nordöstlich einfällt. Im übrigen Teil des Bruches scheint dagegen ostnordöstliches Streichen und südsüdwestliches Einfallen zu herrschen. In der NW-Ecke ist eine etwa 30 m tiefe Doline mit bunten Tertiärsanden angeschnitten. An der Westwand ist die Lehmbedeckung gut zu beobachten; sie besitzt im Mittel etwa 3 m Mächtigkeit; an der Basis liegen Reste von Quarzschottern, wahrscheinlich zur altdiluvialen Hauptterrasse des Rheines gehörig, mit Bröckchen von Brauneisenstein und von Flinzschiefern, die aus der Nähe stammen. In der Nachbarschaft der genannten Doline wird die Westwand von einem Kalkspat-Braunspatgang von 1 m Mächtigkeit durchsetzt, der nördlich streicht und 80° westlich einfällt. Parallel zum Gang herrscht weithin starke Klüftung. In der Mitte der Westwand sind 15 cm verquetschte

Schiefer eingelagert, etwas weiter südlich folgt dann eine 10 m breite Kluftmasse stark zerrütteten und Kalkspat-durchsetzten Kalkes. Über dem südwestlichen Teil des Bruches ist die verkarstete Oberfläche des Kalkes weitgehend freigelegt. Die angewitterten Riffe bieten hier günstigste Gelegenheit zum Sammeln einer reichen Fauna, vor allem zahlreicher Crinoidenkelche. Herr Rektor IMIG in Wülfrath hat hier auf meine Veranlassung eifrig gesammelt und sein Material freigebigst zur Verfügung gestellt, wofür auch hier bestens gedankt sei. Bisher wurden bestimmt:

? Fischrest
Bronteus granulatus (GF.)
Manticoceras cf. *complanatum* (SDB.)
Aviculopecten ? bergicus n. sp.
Avicula quadrata TRENKN.
» *placida* WHIDB.
» *hirundella* WHIDB.
» cf. *aemiliana* FRECH
» n. sp.
» *oblonga* TRENKN.
Myalina pinnoides (WHIDB.)
» *intumescens* (ROE.)
» cf. *mytiloides* (ROE.)
Cypricardinia lamellosa (GF.)
Conocardium hainense MAUR.
Paracyclas sp.
Porcellia bifida (SDB.)
Pleurotomaria delphinuloides SCHLOTH.
» *catenulata* A.-V.
» n. sp. aff. *catenulata* A.-V.
» *Orbignyi* A.-V.
» *Wurmi* (ROE.)
Euomphalus laevis A.-V.
Loxonema n. sp. aff. *ornata* (MSTR.)
Holopella sp. aff. *ranellaeformis* (ROE.)
Turbo (*Eunema*) *bicostatus* ROE.
Turbonitella inflata (ROE.)
Macrochilina ? imbricata (SOW.)
Platyceras compressum var. *deflexum* TRENKN.
» ? » » *invictum* WHIDB.
Scoliostoma Dannenbergi BRAUN
Atrypa reticularis (L.) (häufig)
» *tubaecostata* PCK.
Pugnax pugnus (MART.)
» *acuminata* (MART.) (häufig)
» » var. *platiloba* (SOW.)
Hypothyris cuboides (SOW.)
Liorhynchus microrhynchus (ROE.)
Camarophoria brachyptycta (SCHN.)
Dielasma juvenis (SOW.)
» *Whidbornei* DAV.
Merista lacryma (SOW.)
Dicamara plebeja (SOW.)
Athyris concentrica (v. B.)
Cyrtina heteroclyta DEFR.
Spirifer undifer (ROE.) (nicht selten)
» ? *Verneuili* MURCH.
Martinia inflata (SCHN.)
Gürichella bifida var. *aspera* (SCUP.)
» sp.
Gypidula biplicata (SCHN.)
» cf. *galeata* (DALM.) (häufig)
» *globa* (SCHN.)
Dalmanella eifliensis (DE VERN.)
Schizophoria striatula (SCHL.) (häufig)
Stropheodonta interstrialis var. *nodulosa*
Productella subaculeata (MURCH.) [(PHILL.)
Melocrinus cf. *gibbosus* GF.
» sp. aff. *inornatus* FRAIPONT
» cf. *mespiliformis* FRAIPONT
» n. sp. 1
» n. sp. 2
» n. sp. 3
Hexagoniophyllum Sedgwicki (E.-H.)
» cf. *boloniense* (E.-H.)
Cyathophyllum ? heterophylloides FRECH
Phacellophyllum minus (ROE.)
Smithia Hennahi (LONSD.)
»*Endophyllum*« ? *priscum* (MSTR.)
Amplexus sp.
Striatopora cristata (BLB.)
Alveolites suborbicularis LAM. (häufig)
Actinostroma clathratum NICH. (»)
» *verrucosum* (GF.) (»)
Receptaculites Neptuni DEFR.

Das häufige Vorkommen wohlerhaltener Crinoidenkelche ist von besonderer Wichtigkeit; die bisher bekannten Formen bestätigen das oberdevonische Alter des Rodenhauser Kalkes. Das Gesamtbild der Fauna entspricht dem des typischen Dorper Kalkes, doch sind durch die zahlreichen Aviculiden Beziehungen zum Iberger Kalk gegeben. Von großer Bedeutung ist der Fund von *Manticoceras*, der beweist, daß dieses Kalkvorkommen etwas jünger ist als der Dorper Kalk von Dorp bei Elber-

feld mit *Pharciceras* cf. *lunulicosta*. Der Elberfelder Goniatitenfund liegt an der Basis des dortigen Dorper Kalkes, während es sich bei Rodenhaus um hohe Schichten handelt. In diesem Zusammenhang sei auch auf das Vorkommen von *Phillipsastraea* hingewiesen, das bei Dorp unbekannt, dagegen in der Wülfrather Gegend häufig ist. Man könnte demnach versucht sein, anzunehmen, daß die Gattung *Phillipsastraea* in der *Pharciceras*-Zone noch fehlt, vielmehr erst in jüngeren Horizonten des Unteren Oberdevons beginnt. Der Vergleich des Wülfrather und Elberfelder Dorper Kalkes ist demnach so zu verstehen, daß sie nur teilweise altersgleich sind, daß im Wülfrather Gebiet die Riffacies des Dorper Kalkes höher hinaufreicht als bei Dorp, vielleicht auch später eingesetzt hat.

Ganz im SW des Westbruches von Rodenhaus, am Eingang, wird der Dorper Kalk des Rützkausener Sattels gegen Flinzschiefer verworfen. Die Störung ist als N 100° O streichende und 80° südlich einfallende Kluft prachtvoll aufgeschlossen. Die Verwerfung ist etwas verruschelt. Die angrenzenden Flinzschiefer sind zunächst etwas zerrüttet, dann folgen schwarze Schiefer mit starker, saiger einfallender Schieferung. An der Streifung erkennt man ein Einfallen der Schichtung mit 70° nach N. Einige Flaserkalkbänke und große Knollen von schwarzem, krystallinem Flinzkalk, die sphäroidisch verwittern, sind eingelagert. Der genaue Horizont ist unbekannt, vielleicht handelt es sich um Matagne-Schichten. Nach dem Liegenden zu (am Lokomotivschuppen der Steinbruchsbahn) gehen diese schwarzen Schiefer in normale Flinzschiefer über, die bis zum Angertal hin keine kalkigen Einlagerungen mehr enthalten, und ebenfalls steil nördlich einfallen.

7. Das nördliche Randgebiet

Auf den Rützkausener Sattel folgen nach N zu jüngere Schichten, östlich von Graben und bei Kruploch unmittelbar Velberter Schichten, westlich Graben dagegen Flinzschiefer, Matagne-Schichten, Graue Kalkknollenschiefer, Velberter Schichten.

Die Flinzschiefer bilden zwischen dem Massenkalk und dem höheren Oberdevon in der Honschaft Flandersbach einen bis über 1 km breiten Streifen. Gute Aufschlüsse sind wegen starker Verlehmung spärlich, frische Gesteine treten nicht zutage. Auf den Höhen findet man an einigen Stellen Brocken von verwitterten Sandsteinen, die geringmächtige Einlagerungen bilden. Bei Sandkuhl und Kostenberg tritt Iberger Kalk auf. Im Gehöft Sandkuhl selbst steht ein isoliertes Vorkommen an, das in einer Doline mit tertiären Sanden bedeckt ist. Nördlich davon ist in den Flinzschiefern ein mehrfach verworfenes Band von Iberger Kalk vom Wäldchen nordwestlich Sandkuhl auf 450 m bis zum Steinbruch südöstlich Kostenberg zu verfolgen. Ob beide Vorkommen tektonisch (durch Sattelbildung?) zusammengehören, ist nicht festzustellen. Der Iberger Kalk zeigt die übliche Ausbildung; Schieferzwischenlagen deuten auf Verzahnung mit den Flinzschiefern.

Die Flinzschiefer sind stark druckgeschiefert, so daß an kleinen Aufschlüssen meist die Schichtung nicht zu erkennen ist; sie scheint in der Regel steil einzufallen und nicht selten nach S überkippt zu sein. Steile Spezialfaltung ist offenbar vorhanden.

Die Übergangsschichten vom Unteren zum höheren Oberdevon sind bei Kostenberg und Thekhäuschen aufgeschlossen. Am Berghang nordöstlich Kostenberg treten über verwitterten Flinzschiefern in überkippter Lagerung graue, wulstig-flaserige Nierenkalke und dunkle Kalkknoten- und Kalkknollenschiefer in Klippen zutage, etwa 25 m mächtig; die Schiefermittel haben noch durchaus Flinzschiefer-Charakter. Darüber folgen hellere, graue Kalkknotenschiefer des höheren Oberdevons in etwa 40 m Mächtigkeit, dann Velberter Schichten. Die oberen, hellgrauen Kalkknotenschiefer gehören zweifellos zum Horizont der »Grauen Kalkknollenschiefer« an der Basis des höheren Oberdevons. Die untere, dunkle Nierenkalk-Kalkknotenschiefer-Serie dagegen dürfte wohl den Matagne-Schichten angehören; sie erinnern lebhaft an die Oberen Matagne-Schichten des Neandertals, z. T. auch an die gleichaltrigen Nierenkalke von Elberfeld-Barmen. Die Unteren Matagne-Schichten scheinen durch die obersten Flinzschiefer vertreten zu werden.

Im Hohlweg südlich Höhe 222,6 bei Thekhäuschen stehen südöstlich fallende, überkippte, blaugraue, knollig-flasrige Kalke und Kalkknollenschiefer an. Die Kalke sind dicht bis feinkrystallin und enthalten vereinzelte schlechte Bactriten; darüber folgen dunkelstreifige, graubraun verwitterte Schiefer mit einzelnen Kalkknoten; es scheint sich um Matagne-Schichten, nicht um den Horizont der Grauen Kalkknollenschiefer zu handeln.

Auf der Halde der ehemaligen Bleizeche bei Höferquall liegen schwarze Schiefer und schwarze Kalke, die an die mutmaßlich zu den Matagne-Schichten gestellten Gesteine an der südlichen Randverwerfung des Westbruches von Rodenhaus (vgl. S. 268) erinnern. Petrographisch kann man diese schwarzen Schiefer und Kalke am ehesten mit den Unteren Matagne-Schichten der Herzkamper Mulde vergleichen.

Weiter nach W zu sind die Grenzschichten schlecht zu verfolgen. Erst auf Blatt Kettwig liegen wieder Aufschlüsse. Graue Kalkknollenschiefer stehen in einem kleinen Steinbruch bei Königsheide an. Im Hohlweg südlich davon treten schwarze, milde Schiefer mit *Liorhynchus formosus* zutage, wenig westlich, im Hohlweg bei Otterbeck, sind Büdesheimer Schiefer mit *Petraia* sp. angeschnitten. Über den *Liorhynchus*-Schiefern (Matagne-Schichten) stellte W. Wunstorf einen konglomeratischen Sandstein fest, der anscheinend vom Horizont der Grauen Kalkknollenschiefer überlagert wird. Dieser Sandstein ist von besonderem Interesse, da grobklastische Bildungen an der oberen Grenze des Unteren Oberdevons weit und breit fehlen. Es wäre wünschenswert,

durch einen Schurf das Profil und die Lagerungsverhältnisse bei Otterbeck und Königsheide zu klären. Auffällig ist ferner, daß die dunklen Knollenkalke usw., die wir bei Kostenberg unter den Grauen Kalkknollenschiefern finden, nicht vorhanden sind; ähnlich wie bei Wülfrath-Hötzepaar (vgl. S. 260) treten dafür Büdesheimer Schiefer auf.

Im Hangenden der beschriebenen Grenzschichten setzt die eintönige Folge der Velberter Schichten ein, welche die weite Hochfläche von Heiligenhaus-Velbert einnehmen. Starke Spezialfaltung ist der Grund für die weite Oberflächenverbreitung, doch sind einzelne Sättel und Mulden nicht zu verfolgen. Zahlreiche Querverwerfungen durchsetzen das Gebiet; sie sind z. T. als erzführend bekannt. Teilweise, z. B. in der Nähe der alten Zeche südlich Stinder, kann man die Gänge an mächtigen Blöcken quarziger Gangart leicht verfolgen. Das Nebengestein ist frisch dunkelgrau, streifig, mit sandigen und kalkigen Flasern durchsetzt. Als Erze kommen vor allem Bleiglanz, Kupferkies und Blende vor, die Gangart ist in der Teufe ein Gemisch von Quarz und Kalkspat. Als Neubildungen findet man Bitterspat und Quarz.

8. Der Nordflügel der Herzkamper Mulde

Östlich der Angertal-Störung brechen Schiefer des Oberen Oberdevons am Massenkalk des Wülfrather Sattels ab (vgl. S. 246 u. 257). Westlich der großen Querverwerfung ist dagegen das Profil vom Unteren zum Oberen Oberdevon vollständig. Die Velberter Schichten nehmen hier am Nordflügel der Herzkamper Mulde die verlehmte Hochfläche von Eistringhaus, Auerbaum, Lafert in einer Breite von etwa 1 km ein, die annähernd der wahren Mächtigkeit der Velberter Schichten entsprechen könnte. An der Basis der Velberter Schichten ist der Horizont der Grauen Kalkknollenschiefer in etwa 50 m Mächtigkeit auszuscheiden, hier vorwiegend aus ziemlich hellen, grauen bis graugrünlichen Kramenzelschiefern zusammengesetzt. Darunter liegt das Untere Oberdevon, zunächst Büdesheimer Schiefer, dann Knollen- und Flaserkalke der Matagne-Schichten, zusammen etwa 100—120 m mächtig. Das Liegende bilden allenthalben die Flinzschiefer.

In der Ziegelei bei Schwarzenpferd, am Ostrande der Stadt Mettmann, sind unter Lehm und Resten von Tertiär Velberter Schichten zusammen mit den Grauen Kalkknollenschiefern aufgeschlossen. Die Schichten sind stark zersetzt und fallen mit etwa 45° normal nach S zur Herzkamper Mulde ein. Die Velberter Schichten sind dünnschichtig, mit dünnen Sandsteinbänkchen untermischt. Nach unten gehen sie unter Abnahme des Sandsteins allmählich in kalkarme Knotenschiefer, dann in echte Kramenzel des Horizontes der Grauen Kalkknollenschiefer über, der an der Basis wieder kalkärmer wird. Darunter liegen, an der Unterführung der Mettmanner Straße, schwarze, z. T. kohlige, blättrige Schiefer mit einzelnen Flinzkalkknollen, die bereits den Matagne-Schichten angehören dürften.

Bessere Aufschlüsse in den Matagne-Schichten findet man im Mettmannbachtal bei Gau. An der Schule, auf der linken Seite des Tales, stehen dunkelgraublaue, feinkrystalline Flinzkalke an; sie sind stark flasrig und wulstig, z. T. auch als Nierenkalk entwickelt. Diese Kalke werden anscheinend unmittelbar von milden, graubraunen, streifigen Schiefern vom Büdesheimer Typus überlagert, die etwas weiter östlich, hinter einer Fabrik, unter Grauen Kalkknollenschiefern anstehen. Auf der rechten Talseite sind im Gehöft Gau Matagne-Schichten durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen, der im Streichen der Kalke von der Schule liegt. An der Ostwand stehen stark zersetzte Kalkknollenschiefer an, mit einer 1 m mächtigen Lage von grauem, vollkrystallinem Kalk mit undeutlichen Crinoiden- und Brachiopodenresten; die frischen Schiefer haben dunkelgraue Farbe und sind wulstig-flasrig; sie enthalten Knollen, untergeordnet auch Knotenlagen von dunklem Flinzkalk. Die Ostwand des Steinbruchs wird von dem Hauptteil durch eine Querstörung abgeschnitten und gegen eine eigenartige Schieferbreccie von 8 m Mächtigkeit verworfen. Nach dem Liegenden zu geht die Schieferbreccie, die als Baustein gebrochen wird, in Flinzkalke (ähnlich wie an der Schule), dann in die Kalkknollenschiefer der Ostwand über. Die Schieferbreccie ist kalkreich und erinnert an die Riffkalkbreccie der Oberen Matagne-Schichten von Barmen (vgl. dies. Jahrb. f. 1920, II, S. 67); wie dort wird es sich um ein Brandungsprodukt handeln. Reste zerbrochener Fossilien sind hier und da zu beobachten. Man erkennt Crinoidenstielglieder, außerdem konnte *Striatopora filiformis* (Roe.) und eine Rugose als *Thamnophyllum* ? n. sp. aff. *trigeminum* (Qu.) bestimmt werden.

Die Zweiteilung der Matagne-Schichten in eine untere kalkige und eine obere schiefrige Zone können wir im Mettmannbachtal aufwärts bis zur Angertal-Störung verfolgen, doch fehlen zusammenhängende Profile. An der SW-Ecke des Teiches von Ropertsmühle und am nördlichen Talrande sind Büdesheimer Schiefer gut aufgeschlossen, mit schlecht erhaltenen Ostracoden, die z. T. der *Richterina elliptica* Pck. nahe zu stehen scheinen. Am Südgehänge des Teiches stehen frische, sehr feste Kramenzel des Horizontes der Grauen Kalkknollenschiefer an. Bei Büschges werden die genannten Schichten von der Angertal-Störung, die hier anscheinend zersplittert, abgeschnitten und bis zum Südrand der Stadt Wülfrath verworfen, wo Graue Kalkknollenschiefer im Hohlweg bei Schmitzbaum anstehen.

9. Das Flinzschiefergebiet zwischen Anger- und Mettmannbach

In großer Einförmigkeit wird die weite Hochfläche zwischen Flandersbach und Obmettmann von Flinzschiefern eingenommen. Große Flächen sind mit Lößlehm bedeckt, nur auf den höchsten Höhen und an den Talrändern tritt der Untergrund zutage. Etwas Abwechslung kommt in die eintönige Schichtenfolge durch eine Reihe von Einlagerungen, über deren Lage im Profil jedoch kaum etwas sicheres

ausgesagt werden kann, weil die Lagerungsverhältnisse der Flinzschiefer infolge von Spezialfaltung, Schollenzerlegung, starker Druckschieferung und mangelhafter Aufschlüsse nicht zu übersehen sind.

Verhältnismäßig hoch im Profil der Flinzschiefer scheinen die »Wulstigen Plattenkalke« zu liegen, da sie auf Blatt Mettmann an der Grenze gegen die Matagne-Schichten auftreten, dort allerdings in erheblich größerer Mächtigkeit. In der Wülfrather Gegend liegen sie zwar tiefer, sind aber doch an die Nähe der oberen Grenze der Flinzschiefer gebunden. Ein zusammenhängender Zug von Plattenkalken ist zunächst auf der Höhe nördlich des Mettmannbachtales zwischen Üllendahl und Schnuck, zu verfolgen. In den beiden Steinbrüchen ist ein Sattelschluß aufgeschlossen. Dunkle, teils flinzartige Kalke, teils dunkle Kalke vom Charakter des Schwelmer Kalkes, teils plattig, teils dickbankig, oft etwas krystallinisch, meist aber dicht, lassen nur selten einmal einen Fossilrest erkennen. Spuren von Crinoidenstielgliedern sind noch am häufigsten, sonst konnten nur einmal je ein Querschnitt einer rugosen und einer *Alveolites*-artigen Koralle festgestellt werden. An der NO-Wand des nördlichen Steinbruches geht flinzartiger Plattenkalk in Flinzschiefer über, die O-W streichen und 50° nördlich einfallen. Das Sattelende wird durch eine im nördlichen Steinbruch aufgeschlossene Querverwerfung abgeschnitten, die als Braunspat-Kalkspat-Quarzgang ausgebildet ist. In der Nähe der Störung sind Teile des Kalkes dolomitisiert. Ein großer Block von Braunkohlenquarzit verrät die ehemalige Bedeckung mit tertiären Sanden.

Weiter westlich, im Steinbruch südlich Schnuck, stehen steil südlich fallende, dunkelgraublaue, feinkrystalline Kalke an, die teils plattig-wulstig, teils dickbankig sind. Sie zeigen oberflächlich die Merkmale der Massenkalke, tiefe, lehmerfüllte Auswaschungstrichter, Spalten und Schratten. Gleich westlich, in einem Wäldchen, liegt ein zugewachsener Steinbruch im gleichen Kalk, aber mit steil nördlichem Einfallen; an der Nordwand gehen die Kalke in plattig-flasrige, graubraune Crinoidenkalke und flasrige Flinzschiefer mit einzelnen stark knolligen Lagen über.

Zwischen Üllendahl und Drenk sind die Kalke wieder mit steil südlichem Fallen zu beobachten. Südöstlich Korreshäuschen ist ein Vorkommen aufgeschlossen, daß 500 m nördlich von Üllendahl liegt, und mit 65° nordwestlich einfällt; es handelt sich vielleicht um den stark verschobenen nördlichen Flügel des Sattels von Schnuck. An der Südwand des Steinbruches von Korreshäuschen ist der Übergang der Plattenkalke in die liegenden Flinzschiefer aufgeschlossen (Flaserkalke mit Crinoidenstielgliedern).

An der großen Straße von Mettmann nach Wülfrath liegen zwischen Korreshäuschen und »Schule« zwei Kalksteinbrüche dicht nebeneinander, in denen steil südliches Einfallen vorhanden ist, so daß man an einen Muldengegenflügel zu dem Vorkommen südöstlich Korreshäuschen denken könnte. Im westlichen der beiden Brüche stehen unter Flinzschiefern schwarze, flinzartige, plattig-dickbankige

Kalke mit vereinzelten Crinoidenstielgliedern an. Einige Schieferflasern sind dem Kalk eingelagert. Zwischen beiden Brüchen verläuft eine Verwerfung, in deren Nähe der Kalk von zahlreichen weißen Kalkspatadern durchtrümert, z. T. auch dolomitisiert und mit rotem Eisenerz durchsetzt ist. Im östlichen Bruch wird der Kalk z. T. massig, worauf seine frühere Verwechslung mit Stringocephalenkalk beruht.

Als letztes, etwas abgelegenes Vorkommen sei eine Linse von Plattenkalk erwähnt, die an der Straße östlich Fliethe zutage tritt.

Tieferen Teilen des Flinzschiefer-Horizontes dürften die Riffe von Iberger Kalk angehören, da sie im Wülfrather Sattel und in der Herzkamper Mulde dicht über dem Dorper Kalk folgen. Abgesehen von den schon erwähnten Vorkommen von Iberger Kalk bei Hammerstein-Schlupkothen (vgl. S. 254—56) und bei Kostenberg (S. 268) tritt er an 4 Stellen im W und NW von Wülfrath auf, bei Metzenberg, Knürenhaus, Kauls und südwestlich Stiel. Die beiden letzten Vorkommen liegen an der Angertal-Störung und könnten ursprünglich zusammengehangen haben.

Im Steinbruch südwestlich Stiel stehen reine, massige, helle, oft krystalline bis spätige Kalke an, die teilweise als Crinoidenkalke entwickelt sind. Dunkle Schlieren und Flasern von graubraunem Schiefer sind verbreitet. Nach dem Hangenden zu gehen diese hellen Kalke, die hauptsächlich aus Brachiopoden, Bryozoen usw. bestehen, in dunklere *Actinostroma*-Kalke, dann in mergelige Crinoidenkalke über, die 60° nördlich einfallen. Die Crinoidenkalkmergel werden an der Nordwand dünnbankig und schiefrig (Verzahnung des Iberger Kalkes mit den hangenden Flinzschiefern): sie sind erfüllt von Crinoidenstielgliedern, *Atrypa tubaecostata*, *Polypora populata* und *Cladochonus tubaeformis*; außerdem fand sich *Fistulipora* n. sp. aff. *incrassata* Abich. Die reiche Fauna des massigen Iberger Kalkes ist sehr ähnlich der früher (a. a. O., 1913, S. 69) von Metzenberg beschriebenen. Es liegen, teilweise von Herrn Rektor Imig gesammelt, vor:

Bronteus granulatus Gf. (nicht selten)
Orthoceras sp.
Cypricardinia scalaris (Phill.)
Avicula (*Leiopteria*) *oblonga* Trenkn.
» *quadrata* Trenkn.
» *? Wurmi* F. A. Roe.
» *globosa* Pck.
Aviculopecten cf. *aviformis* Whidb.
» sp. ind.
Myalina »n. sp. aff. *pinnoides* Whidb.« Pck.
Loxonema tenuisulcata (Sdb.) [1913
Macrochilina sp. ind.
Turbonitella inflata (F. A. Roe.)
» *? Ussheri* Whidb.
Platyceras compressum F. A. Roe.
Pleurotomaria cf. *Wurmi* F. A. Roe.
» cf. *imbricata* Roe.
» sp. ind. (*? laevis* Roe.)
Gürichella bifida var. *aspera* (Scup.)
» *multifida* (Scup.)
Spirifer Verneuili Murch.
» *? pachyrhynchus* M. V. K.
Martinia inflata (Schn.)
Pugnax acuminata (Mart.)
Camarophoria brachyptycta (Schn.)
Schizophoria striatula (Schl.)
Glassia Beyrichi Kays.
Athyris concentrica (v. B.)
Atrypa reticularis (L.)
» *tubaecostata* Pck.
Polypora striatella Sdb. (nicht selten)
Fenestella fanata Whidb. (» »)
Hexacrinus perarmatus Whidb. (1 Kelch)
Melocrinus Dewalquei v. Koen. (1 »)
Phillipsastraea (*Smithia*) *Hennahi* Lonsd. (nicht selten)
Striatopora cristata (Blb.) (nicht selten)
» *subaequalis* (E.-H.)
Alveolites suborbicularis Lam. (häufig)
? Parallelopora sp. ind.

Sehr viel untergeordnetere Bedeutung als die Plattenkalke und der Iberger Kalk haben die Einlagerungen von Flaserkalken und Sandsteinen in den Flinzschiefern. Im Hohlweg nordnordwestlich Hugenhaus am Mettmannbach stehen braune, verwitterte Flinzschiefer mit südlichem Einfallen an, die einige Lagen dunklen, graublauen, flasrigen Kalkes enthalten. In den Schiefern findet man:

Entomis sp. ind.
Styholina laevis (Rh. Richt.)
Buchiola palmata (Gf.)
Buchiola retrostriata (v. B.)
Athyris ? concentrica (v. B.)
Chonetes nana de Vern.,

also eine Fauna der küstenferneren Flinzschieferfacies, wie sie auch im Bereiche der Herzkamper Mulde nicht selten vorkommt.

Auf der Halde der ehemaligen Grube Fortuna bei Knürenhaus findet man schwarze Flinzschiefer und typische Flinzkalke mit viel Kalkspat; die früher abgebauten Gänge durchsetzten offenbar Flinzschiefer mit Linsen und Knollen von Kalk. Als Erz kommt auf der Halde nur traubiger Markasit vor, und zwar in großen Blöcken; vielleicht stellen sie ein Umwandlungsprodukt von Iberger Kalk dar, der in einzelnen Brocken ebenfalls auf der Halde liegt und in der Nähe in einem Steinbruch ansteht. Die Tektonik der Grube Fortuna ist sehr kompliziert und nach den alten Grubenrissen nicht zu entziffern. Die besten Gänge scheinen an eine streichende Zerrüttungszone der Flinzschiefer gebunden zu sein, die in der Fortsetzung des nördlichen Randbruches des Wülfrather Sattels liegt. Eine Querstörung schneidet innerhalb des Grubenfeldes den Iberger Kalk ab; an dem Zusammentreffen der streichenden Gangzone mit dem Massenkalk dürften die metasomatischen (traubigen) Eisenerze gelegen haben.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Flaserkalke und Sandsteine des Flinzschiefer-Horizontes ist das Angertal; hier durchschwärmen sie die Flinzschiefer geradezu. Die Angertal-Straße und die Eisenbahn Wülfrath-Hofermühle bieten in zahlreichen Einschnitten verhältnismäßig gute Aufschlüsse in den Flinzschiefern. Im frischen Zustande sind es kalkige, uneben spaltende, dunkelgraublaue Schiefer, gut zu beobachten z. B. im kleinen Steinbruch beim Wirtshaus Flandersbach gegenüber Hugenhaus. Verwittert sehen diese Schiefer graubraun aus, feinbröcklig bis schuppig zerfallend.

Bei Löhberg liegt ein kleiner Steinbruch in dunklen, blauen, schiefrigen Flaserkalken mit teilweise knolliger Struktur, steil südöstlich einfallend. Die Flinzschiefer im Hangenden sind sehr sandig. Echte Sandsteine sind z. Zt. nirgends aufgeschlossen; sie verraten sich aber leicht durch Verwitterungsbrocken, z. B. auf der Höhe bei Haferhäuschen, besonders stark auf der Höhe 168,1 nordwestlich Angermühle.

Im Bahneinschnitt bei Angermühle sind im östlichen Teil Flinzflaserkalkschiefer unter reinen Flinzschiefern aufgeschlossen; dann folgen wieder einige flasrige Lagen, die erfüllt sind mit den

Kalkschalen von *Productella subaculeata*, ähnlich wie die Frasne-Schiefer am Bahnhof Ratingen-Ost (vgl. S. 278). Eine neue reine Flinzschiefer-Folge wird etwa in der Mitte des Einschnitts durch einen streichenden Kalkspatgang abgeschnitten, der anscheinend die Fortsetzung des Nordabbruches des Rützkausener Sattels darstellt. Weiter westlich, am Ostrande von Blatt Kettwig, ist die Störung als Quarzgang zu verfolgen. Westlich des Kalkspatganges stehen bei Angermühle dunkle, schiefrige Flaserkalke mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern an, steil südlich einfallend.

Im Steinbruch südöstlich Vogels, an der Angertalbahn (Grenze von Blatt Kettwig), beobachtet man kalkige, blaugraue Schiefer mit steil südlich fallender Druckschieferung, die an sandsteinarme Velberter Schichten erinnern und verwittert kaum von Cypridinenschiefern zu unterscheiden sind; einige Lagen sind etwas kalkflasrig, andere durch feinen Glimmer ausgezeichnet. Die gleichen Flinzschiefer stehen mit 65° südlichem Fallen im Bahneinschnitt bei Vogels an, hier mit Bänken von unreinen flasrig-knolligen Schiefern mit Resten von *Atrypa reticularis* und Korallen. Auf der andern Talseite, südöstlich Vogelsberg (Blatt Kettwig) liegt in diesen Schichten ein alter Steinbruch. Im westlichen Teil stehen Flinzschiefer mit Flaserkalkbänken (mit *Atrypa* und Crinoidenstielgliedern) und dünnen Lagen braun verwitterten, feinglimmerigen Sandsteins an, ähnlich wie bei Löhberg; der Ostteil besteht dagegen aus verruschelten, dunklen, unreinen, knolligen Kalken, die teils mergelig, teils reiner und bankig sind. Fossilien, vor allem Korallen, sind in großer Zahl vorhanden, aber schlecht erhalten:

Atrypa reticularis (L.)
» *tubaecostata* Pck.
Cyathophyllum heterophylloides Frech
Striatopora cristata (Blb.)
» *? vermicularis* (M'Coy)
Striatopora ? subaequalis (E.-H.)
? Plagiopora n. sp. aff. *denticulatae* (E.-H.)
? Stachyodes verticillata (M'Coy)
Actinostroma sp. ind.

Diese unreinen Korallenkalke stellen vielleicht Ausläufer eines Riffes dar; sie erinnern z. B. an manche Flaserkalke an der Oberkante des Dorper Kalkes bei Hofermühle.

Der Bahneinschnitt östlich Bahnhof Flandersbach bietet einen vorzüglichen Aufschluß, der das Verhältnis von Schieferung und Schichtung zeigt. Die Schieferung fällt 70° südöstlich ein, verdeckt z. T. die Schichtung, deren Einfallen wechselt und mehrfach durch Störungen beeinflußt wird. Im frischen Zustande sind die Schiefer deutlich als Flinzschiefer zu erkennen; verwittert sind sie kaum von Velberter Schichten zu unterscheiden. Einige flasrige Lagen enthalten außer Crinoidenstielgliedern:

? Tornoceras simplex (v. B.)
Atrypa reticularis (L.)
Athyris concentrica (v. B.)
Rhynchonella sp.
Spirifer Verneuili Murch.
? Martinia inflata (Schn.)
Chonetes nana de Vern.
Spirorbis omphalodes Gf.,

also eine ziemlich farblose Fauna, wie sie auch in den Flinzschiefern des Osterholzes bei Elberfeld vorkommt.

10. Der Sattel von Hofermühle

Auf gemeinsamen Begehungen mit Herrn Wunstorf habe ich im Anschluß an die Kartierung des Wülfrather Gebietes auch das Angertal auf Blatt Kettwig näher kennen gelernt. Herr Wunstorf vertraute mir ferner das dort gesammelte Fossilmaterial zur Bearbeitung an, so daß ich in der Lage bin, die 1913 (a. a. O., S. 32, 54—58 und 95) gemachten Mitteilungen aus diesem Gebiet zu ergänzen.

Am leichtesten zu übersehen ist die Schichtenfolge des Sattels bei Hofermühle. Im großen Südbruch werden nördlich einfallende Dorper Kalke abgebaut; sie gehen im Hangenden in Flinzschiefer über, die im Angertal fossilführend anstehen und ebenfalls nördlich einfallen. Annähernd die gleiche Lagerung besitzt der Massenkalk des großen Nordbruches von Hofermühle, so daß Herr Wunstorf auf Grund der Kartierung zunächst eine normale Lagerung des nördlichen Kalkzuges über den Flinzschiefern an der Anger annahm. Schon 1913 hatte ich diesen nördlichen Kalkzug für älter gehalten als den südlichen Kalkzug. Auf Grund neuer Erfahrungen muß ich diese alte Ansicht bekräftigen. Der nördliche Kalkzug ist m. E. ohne ein Zweifel ein Äquivalent des Schwelmer Kalkes, also Oberes Mitteldevon; er stellt den Kern des Sattels dar, an dem im N unmittelbar Velberter Schichten abbrechen, während im S Flinzschiefer gegen ihn verworfen sind. Der Flinzschiefer-Streifen zwischen den beiden Kalkzügen gehört mit dem südlichen (Dorper) Kalkzuge zu einer vielfach verzahnten Einheit. Südlich des Dorper Kalkes beginnt die weite Flinzschiefer-Fläche, die große Teile des Blattes Mettmann einnimmt und mit den im vorigen Kapitel beschriebenen Vorkommen im Zusammenhang steht. Diese Flinzschiefer scheinen am Dorper Kalk des Sattels von Hofermühle an einer streichenden Verwerfung abzuschneiden. Fig. 4 mag danach in schematischer Weise das Querprofil des Sattelhorstes von Hofermühle erläutern.

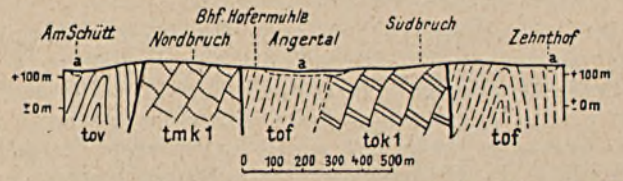


Fig. 4. Querprofil durch den Sattelhorst von Hofermühle. (1 : 25000)

tov = Velberter Schichten
tof = Flinzschiefer
tok_1 = Dorper Kalk
tmk_1 = Schwelmer Kalk.

Der nördliche Kalkzug wird aus dunklen, vielfach fast schwarzen, bankigen Kalken zusammengesetzt. Zahlreiche Bänke bestehen ganz aus *Amphipora ramosa*, was bisher nur im Schwelmer Horizont beobachtet wurde, nicht nur im Bergischen. Außer den 1913 a. a. O. S. 32 angeführten Fossilien wurden noch festgestellt:

Machrochilina arculata var. *subcostata* (Schl.)
Murchisonia Archiaci var. *bilineata* A. V.
» » » *tricincta* A. V.
Camarophoria brachyptycta (Schn.)
Cyathophyllum (? *Hexagoniophyllum*) ? *laxum* Gürich
Striatopora vermicularis (M'Coy)
Pachypora reticulata (Blainv.)
Idiostroma sp.
Stachyodes verticillata (M'Coy).

Pachypora reticulata und das früher schon erwähnte *Ceratophyllum dianthus* sind Formen, die nach unseren bisherigen Erfahrungen anscheinend nicht über den Schwelmer Horizont hinausgehen, bestätigen also das zunächst aus der Petrographie und aus dem Auftreten der *Amphipora*-Kalke geschlossene Alter des nördlichen Kalkzuges[1]).

In lebhaftem Gegensatz zu dem dunklen Massenkalk des nördlichen Steinbruches von Hofermühle steht der helle Dorper Kalk des Südbruches mit seiner typisch oberdevonischen Fauna, die allein schon durch *Phillipsastraea Hennahi* charakterisiert wird. Die Kalke sind weit weniger geschlossen, vielmehr häufig mit Mergeln verzahnt, die äußerst reich an wohlerhaltenen Fossilien sind. Die 1913 (a. a. O., S. 56—57) mitgeteilte Liste kann durch folgende ergänzt werden:

Murchisonia Archiaci Pck.
» » var. *bilineata* A. V.
Avicula cf. *aemiliana* Frech
Atrypa ? *desquamata* (Sow.)
Gürichella multifida (Scup.)
Dalmanella sp.
Strophalosia productoides (Murch.)
Fenestella arthritica Phill.
Archaeocidaris subtilis H. Schm.
Tentaculites mucronatus Maur.
Spirorbis omphalodes Gf.
Ceratophyllum ? *Lindströmi* Frech
Ceratophyllum sp. (n. sp. aff. *dianthus* Gf.)
Phacellophyllum caespitosum var. *breviseptata*
? » n. sp. [(Frech)
Endophyllum n. sp. aff. *acanthicum* Frech
Thamnophyllum n. sp. aff. *trigeminum* Qu.
Amplexus n. sp.
Striatopora ? *variabilis* (Roe.)
Plagiopora n. sp. aff. *denticulata* (E.-H.)
Fistulipora n. sp. aff. *incrassata* Nich.
Stromatoporella curiosa (Brg.)
» sp. (? *laminata* Brg.)
» cf. *damnoniensis* Nich.

Die südlich vom Dorper Kalk zutage tretenden Schiefer wurden von mir früher (1913, S. 56) irrig als Velberter Schichten angesprochen, denen sie im verwitterten Zustande zum Verwechseln ähnlich sehen; neuere Beobachtungen haben aber erwiesen, daß es sich um Flinzschiefer handelt.

Der Dorper Kalk geht im Hangenden in Mergel und flasrige Schiefer, dann in Flinzschiefer mit Flaserkalken über. Diese Übergangsschichten der Riffacies in die Flinzschiefer sind im Angertal verschiedentlich gut aufgeschlossen, früher von mir aber insofern irrig gedeutet, als ich die liegenden Kalke im Anschluß an v. Dechen noch für Stringocephalenkalk hielt (z. B. bei Wusten, a. a. O., S. 54). Im Ort Hofermühle stehen südlich vom Bahnhof, beim Wirtshaus von Werner, Flinzschiefer mit Kalkbänken der Übergangsschichten zum Dorper Kalk an, in denen Herr Wunstorf einige indifferente Brachiopoden, Korallen und Stromatoporiden des Dorper Kalkes sammelte. Etwas höhere Schichten, Flinzschiefer mit Flaserkalken, sind im Bahneinschnitt östlich Bahnhof Hofermühle angeschnitten; sie enthalten folgende Fauna, die sich eng an die des Dorper Kalkes anschließt:

[1]) Ein neuerdings gemachter Fund von *Stringocephalus Burtini* bestätigt diese Altersbestimmung.

Platyceras compressum var. *deflexum* Trenk.
Atrypa tubaecostata Pck. (häufig)
Athyris concentrica (v. B.) (häufig)
Schizophoria striatula (Schl.) (häufig)
» » var. *bistriata* (Tschern.)
Martinia inflata (Schn.) [(häufig)
Spirifer ?pachyrhynchus M. V. K.
Strophalosia productoides (Murch.)
Crinoidenstielglieder (häufig)
Spirorbis omphalodes Gf.
Cyathophyllum heterophylloides Frech
Phacellophyllum caespitosum var. *breviseptata* (Frech)
Thamnophyllum n. sp. aff. *trigeminum* (Qu.)
Striatopora cristata (Blb.) (häufig)
» *?variabilis* (Roe.)
Alveolites suborbicularis Lam.
Stromatoporella curiosa (Brg.)
Actinostroma clathratum var. *Hebbornense* Nich.

Die südliche Flinzschiefer-Folge erreicht das Angertal im westlichen Teil des Bahneinschnitts bei Wusten (reine Flinzschiefer mit *Strophalosia productoides*), dann zwischen Weinbeck und Wusten, wo Herr Wunstorf auf der linken Talseite *Stropheodonta interstrialis* und *Chonetes nana* fand, und zwischen Wusten und Schmitte (vgl. 1913, a. a. O., S. 95). In den Bahneinschnitten bei Wiehl, Ehren und im östlichen Teil des Einschnitts bei Weinbeck, sowie bei Wusten stehen Dorper Kalke, ganz ähnlich wie im Südbruch von Hofermühle, an; bei Weinbeck handelt es sich um die höchsten, schon mit viel Schiefern gemischten Lagen, während bei Ehren und Wusten die liegenden Grenzschichten des Dorper Kalkes, ebenfalls schieferreich, vorliegen könnten. Die reiche Fauna dieser Vorkommen bietet nichts neues.

Der Sattel von Hofermühle ist in großer Gleichförmigkeit nach W bis nach Ratingen zu verfolgen, wo Herr Wunstorf in der Tongrube beim Bahnhof Ratingen-Ost (Blatt Mettmann) *Amphipora*-Kalk des Schmelmer Horizontes unter Velberter Schichten feststellte. Südlich davon, offenbar in derselben gestörten Lagerung wie bei Hofermühle, stehen die von mir früher bereits als »Frasne-Schiefer« beschriebenen Schichten des Flinzschiefer-Horizontes an; es handelt sich um kalkreiche, dunkelgraublaue Schiefer mit Einlagerungen von schwarzem Flinzkalk und von hellem Crinoidenkalk. Die Schiefer sind gespickt mit *Productella subaculeata* und enthalten auch eine Reihe weiterer Brachiopoden, vor allem *Spirifer Verneuili*, ferner einige Korallen und Schnecken. Außer den 1913 (a. a. O., S. 95) mitgeteilten Arten sammelte Herr Wunstorf noch:

Bellerophon cf. *tenuilineata* Wenjuk.
Macrochilina sp.
Liorhynchus formosus (Schn.)
Productella subaculeata var. *Larminati* Rig.
Spirorbis omphalodes Gf.
Thamnophyllum n. sp. aff. *trigeminum* (Qu.)
Striatopora subaequalis (E.-H.)

Die schwarzen Kalke (im kleinen Steinbruch am SO-Ende der Ziegeleigrube) enthalten nicht selten eine kleine, neue *Leperditia;* außerdem befinden sich in der Wunstorf'schen Sammlung, leider in mangelhafter Erhaltung:

Beyrichia n. sp.
Orthoceras sp.
Macrochilina sp.
Pleurotomaria sp.
Euomphalus laevis A.-V.
Cypricardinia sp. ind.
Paracyclas ?proavia Gf.
Stropheodonta sp. ind.
Schizophoria striatula (Schl.)
Productella subaculeata (Murch.)
Thamnophyllum n. sp. aff. *trigeminum* (Qu.)
?Plagiopora n. sp. aff. *denticulata* (E.-H.)
Aulopora ?serpens Gf.
Amphipora ramosa (Phill.).

Die *Leperditia* ist dieselbe wie in den Flaserkalken von Rodenhaus (vgl. S. 263), und auch die übrige Fauna scheint ähnlich zu sein. Ob es sich um altersgleiche Schichten im Profil des Unteren Oberdevons handelt, ist aber noch nicht zu entscheiden, zumal in beiden Fällen der vollständige Schichtenverband ungeklärt ist.

Die Velberter Schichten im Hangenden des Sattels von Hofermühle zeigen die gleiche, eintönige Entwicklung wie bei Wülfrath. Wie dort sind sie in der Regel sehr arm an Fossilien. Um so wichtiger ist eine typische Famenne-Fauna, die Herr WUNSTORF in tiefen Velberter Schichten in Ratingen fand. Auf der Halde bei der Daag-Automobilfabrik wurden in dunkelgrauen, kalkig-feinsandigen Schiefern mit zahlreichen *Sphaerosiderit*-Konkretionen gesammelt:

Rhynchonella sp.
» (*Terebratuloidea*) *letiensis* Goss.
Athyris Royssii Lév. (häufig)
» *Davidsoni* Rig.
Spirifer Urii Flem.
» *Verneuili* Murch. (häufig)
Spirifer Verneuili var. *tenticulum* M. V. K.
» » ».
Schizophoria cf. *striatula* (Schl.)
Dalmanella interlineata Phill. (nicht selten)
Chonetes perlata M'Coy (» »)
Strophalosia productoides Murch. (» »)

Eine genauere Parallelisierung mit einem der Belgischen Horizonte der Famenne-Stufe erlaubt die Fauna nicht. *Rhynchonella letiensis* gilt zwar als »Leitfossil« der Montfort-Schichten der Oberen Famenne, doch erscheint es mir gewagt, daraufhin Parallelen zu ziehen. Bemerkenswert ist der deutliche Unterschied unserer Famenne-Fauna von der des tiefsten Ratinger Carbons, z. B. der Etroeungt-Schichten von Cromford.

Bemerkung zur tektonischen Karte Tafel 10 und zu den Profilen auf Tafel 11

Die Karte ist größtenteils nach den Aufnahmen 1 : 25 000 des Verfassers auf den Blättern Velbert, Elberfeld und Mettmann entworfen. Da größere Flächen von Deckgebirge vorhanden sind, mußte natürlich vielfach konstruiert werden. Das dargestellte Ostende des Sattels von Hofermühle gründet sich auf die Aufnahmen von Herrn W. WUNSTORF, der mir dazu seine Kartierung des Blattes Kettwig freundlichst zur Verfügung stellte.

Die Profile können naturgemäß bei den großen, der Beobachtung unzugänglichen Flächen nur als Versuch gewertet werden; sie sollen lediglich schematisch die Anschauungen zur Darstellung bringen, die sich aus den bisherigen Untersuchungen ergeben haben. Da die Profile quer durch das ganze besprochene Gebiet hindurchgehen, ist im Text nicht im einzelnen auf sie verwiesen worden.

Einige paläontologische Bemerkungen zu den angeführten Faunen sollen später bei Gelegenheit einer Beschreibung der Gegend von Mettmann-Neanderthal mitgeteilt werden, da die Bearbeitung der Faunen beider Gebiete einheitlich erfolgt ist. Die Untersuchung der *Melocrinus*-Kelche aus dem Dorper Kalk von Rodenhaus (vgl. S. 267) hat Herr W. E. SCHMIDT in dankenswerter Weise vorgenommen, worüber ebenfalls später Näheres mitgeteilt werden soll.

Zur Erkenntnis der alten Parabeldünen der Kurischen Nehrung als Grundlage der neuzeitlichen Wanderdünen

Von Herrn **H. Hess von Wichdorff** in Berlin

Bei der Abfassung meiner Anfang 1917 im Felde an der Dünafront und teilweise auf Heimaturlaub geschriebenen »Geologie der Kurischen Nehrung« (Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, N. F., Heft 77), deren druckfertiges Manuskript der Geologischen Landesanstalt am 29. Juni 1917 kurz vor erneuter Wiederausreise nach Polen übergeben wurde, war eine eingehende Durcharbeitung der neueren Literatur nicht mehr möglich. Ich werde nun darauf aufmerksam gemacht, daß einige Arbeiten von G. BRAUN[1]) von mir damals übersehen worden sind, in denen er die älteren Dünen der Kurischen Nehrung beschreibt und auch das Wanderdünenphänomen diskutiert. Aus diesen mir s. Zt. bedauerlicher Weise entgangenen Veröffentlichungen ergibt sich, daß G. BRAUN bereits vor dem Jahre 1911 die Parabeldünen bei Schwarzort und Nidden als eine ältere Dünengeneration der Nehrung erkannt und ihre Beziehungen zu den neuzeitlichen Wanderdünen klargestellt hat. Wenngleich ich auch auf Grund eigener Beobachtungen und Untersuchungen in den Jahren 1908 bis 1915 im Rahmen der sonstigen Ergebnisse über den inneren Aufbau, die gegenseitigen Beziehungen der einzelnen Ablagerungen, die allgemeinen geologischen Verhältnisse und die Entstehung der Kurischen Nehrung selbständig in diesen Fragen zu gleichen Schlüssen gelangt bin, so gebührt, wie ich gern anerkenne, G. BRAUN in den erwähnten beiden Punkten der neueren Erkenntnis des Wesens der Kurischen Nehrung die unzweifelhafte Priorität.

[1]) G. BRAUN, Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen (Veröff. des Instituts für Meereskunde, Berlin, Heft 15, Juli 1911). — 2) G. BRAUN, Einige Ergebnisse entwicklungsgeschichtlicher Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen (Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde, Berlin 1911). — 3) G. BRAUN, Deutschland, Berlin 1916 (Bd. I, S. 71).

Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien

Von Herren **Fr. Dahlgrün** und **L. Finckh** in Berlin

Mit 2 Figuren

In der südöstlichen Verlängerung des eigentlichen Eulengebirges liegt das geographisch z. T. noch zu ihm gerechnete Warthaer Schiefergebirge. Es umfaßt das Gebiet südlich des Eulengebirgsgneises, der etwa an der Linie Ebersdorf—Silberberg endet, und zieht sich in südöstlicher Richtung über die Neiße bis zur Nord- und Westgrenze der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse hin. Es wird hauptsächlich aus culmischen Schichten aufgebaut. Inselartig treten aus dem Culmgebiet kleinere Partien silurischer Gesteine hervor und ebenso in etwas größerer Verbreitung die sogenannten »Herzogswalder Schichten«.

Das Silur ist seit langem von hier bekannt. 1837 reiste Krug von Nidda[1]) nach dem Dorfe Herzogswalde unweit von Silberberg, um dort ein vermeintliches Vorkommen von Steinkohle zu untersuchen. Das, was er fand, war ein »von kohliger Substanz durchdrungener kieseliger Schiefer« mit zahlreichen Graptolithen. Unter den Arten konnte *Monograptus priodon* Br. deutlich erkannt werden. Später besuchte Ferd. Roemer[2]) diesen Fundpunkt im »unteren Ende des Hohlweges von Nieder-Herzogswalde nach Wiltsch« und erwähnt von dort *Retiolites Geinitzianus* Barr. und nicht ganz sicher *Monograptus Halli* Barr. 1867 berichtet Beyrich[3]) etwas ausführlicher über die paläozoischen Schichten des Warthaer Gebirges. Bei Herzogswalde sind in einem Steinbruch die schwarzen graptolithenführenden Schiefer aufgedeckt, welche frappant den Graptolithengesteinen des sächsischen und thüringischen Grauwackengebirges gleichen. Er beobachtete durch weitere Untersuchung der Gegend von Herzogswalde, daß die Graptolithenschiefer zu einem System von Kieselschiefern gehören, das aus den culmischen von Herzogswalde nach Wartha sich ausbreitenden Grauwacken herausragt. Die gleichen Schiefer mit Graptolithen wurden noch einige Male südöstlich von Wiltsch am Pinkeberg beobachtet. An anderen Stellen

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1853, S. 671—672.

[2]) N. Jahrb. f. Min. usw. 1859, S. 602—603.

[3]) E. Beyrich, Grauwackengebirge von Wartha: in J. Roth, Erläuterungen zu der geogn. Karte v. niederschles. Gebirge usw. 1876.

zeigten sich die »begleitenden Kieselschiefer«, aber keine Graptolithen. Die neueren Arbeiten, in denen diese Silurvorkommen kurz erwähnt werden, bringen kaum Neues. In den Erläuterungen zu Blatt Neurode[1]) wird von Dathe 1904 das Silur von Herzogswalde und dem östlich anschließenden Blatt Frankenstein kurz beschrieben. Von den aufgeführten Graptolithen seien als wichtigste *Monograptus priodon* Br. und *Retiolites Geinitzianus* Barr. genannt. *Cyrtograptus Murchisoni* Carr. wird irrtümlich angeführt. In Wirklichkeit handelt es sich um *Monograptus Zimmermanni* Hundt. Frech[2]) erwähnt weiter unter anderen *Monograptus dubius* Suess und *Monograptus Nilssoni* Barr. Nach Lepsius[3]) sind außerdem *Monograptus vomerinus* Nich. und *Monograptus spiralis* Gein. von Herzogswalde bekannt.

In den Jahren 1922 und 1923 hatte L. Finckh bei der geologischen Aufnahme des Blattes Frankenstein Gelegenheit, diese Silurvorkommen genauer zu untersuchen und zwar vor allem das am Pinkeberg bei Siebertshof (Siebersberg der Karte[4])). Dieses liegt 4 km südlich von dem Herzogswalder Vorkommen gleich südöstlich von Wiltsch. Von Wartha a. d. Neiße liegt es 5 km in nordwestlicher Richtung ab.

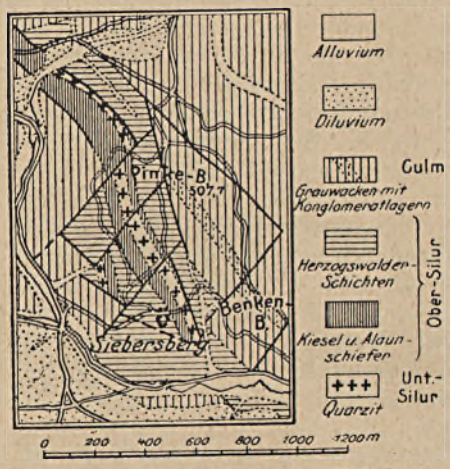


Fig. 1. Geologische Skizze des Pinkeberges.

Nördlich vom Höllengrund liegt hier der Siebertsberg, der aus milden roten und grünen, sowie adinolartigen kieseligen Schiefern der »Herzogswalder Schichten« aufgebaut wird. Diese lassen sich in einem schmalen Zuge bis an den Westhang des Pinkeberges verfolgen. Ein zweiter Zug Herzogswalder Schichten zieht von Norden am Osthange des Pinkeberges entlang bis in den Höllengrund hinab. Zwischen beiden Zügen treten die Graptolithen führenden Alaun- und Kieselschiefer zu-

[1]) Geol. Spezialkarte von Preußen. Bl. Neurode. Lfrg. 115. Mit Erläuterungen.
[2]) Frech, Schlesische Landeskunde I, S. 44.
[3]) Lepsius, Geologie von Deutschland, III. S. 57.
[4]) In Roth's Erläuterungen ist Silberhof für diese Örtlichkeit erwähnt.

tage. Sie sind eng verknüpft mit einem schmalen Quarzitzuge, der über die Höhe des Pinkeberges hinzieht. Der ganze Silurzug hat von der Gegend östlich von Wiltsch bis Siebertshof eine Längenerstreckung von nur 1,5 km. Rings herum stoßen Silur und »Herzogswalder Schichten« an Störungen an die umgebenden culmischen Grauwacken.

Gelegentlich von Schurfarbeiten, die Graf Franz von Deym zur Untersuchung der Kieselschiefer unmittelbar nördlich des Gehöftes Siebertshof am Waldrande ausführen ließ, wurden auf Wunsch von L. Finckh auch die mit ihnen im Verband stehenden Alaunschiefer aufgedeckt, um die stratigraphischen Verhältnisse zu klären. Der Graben wurde annähernd senkrecht zur Streichrichtung der unter 55° nach NO einfallenden Silurschiefer angelegt.

Bei einer Begehung des ganzen Silurgebietes im Sommer 1923 wurde von den Herren Zimmermann I und Finckh ein genaues Profil der erschürften Schichten aufgenommen, und die Graptolithen wurden dabei schichtweise gesammelt. Die paläontologische und stratigraphische Bearbeitung des Profils wurde von Fr. Dahlgrün vorgenommen, ebenso der Vergleich mit dem übrigen Silur Deutschlands.

Der Schurfgraben steht im Osten anschließend an den oben erwähnten Quarzit 5 m im Kieselschiefer, westlich folgen 5,50 m Alaunschiefer und weiterhin nicht mehr aufgeschlossen milde Schiefer der Herzogswalder Schichten. Die Untersuchung des Profils ergab, daß die Schichten in überkippter Lagerung auftreten. Im einzelnen ist das Profil vom geologisch Hangenden zum Liegenden folgendes:

Herzogsw. Schichten		Milde braune, rote und grüne, örtlich wetzschieferartige Gesteine. (Nicht aufgeschlossen)
	0,60 m	schwarze Alaunschiefer mit Einschaltungen von hellen, fast weißlichen, feinkörnigen, wetzschieferartigen Gesteinen
Wenlock	0,45 »	schwarze Alaunschiefer mit *Monograptus vomerinus* Nich., *Mon. priodon* Br., *Cyrtograptus Murchisoni* Carr., *Retiolites Geinitzianus* Barr. (Fauna VI)
	1,35 »	schwarze Alaunschiefer mit *Cyrtograptus Murchisoni* Carr. (Fauna V)
Tarannon	0,45 »	schwarze Alaunschiefer mit *Monograptus riccartonensis?* Lapw., *Mon. Zimmermanni* Hundt, *Retiolites Geinitzianus* Barr. (Fauna IV)
	1,35 »	schwarze Alaunschiefer mit zahlreichen Phosphoriten, sowie *Retiolites Geinitzianus* Barr., *Monograptus spiralis* Gein. (Fauna III)
	0,45 »	schwarze Alaunschiefer mit *Monograptus priodon* Br., *Mon. Marri* Perner, *Mon. spiralis* Gein., *Mon. discus* Törnqu., *Diplograptus palmeus* Barr. (Fauna II)
	0,45 »	schwarze Alaunschiefer
	0,45 »	schwarze Alaunschiefer und Kieselschiefer in dünnen Lagen mit *Monograptus priodon* Br., *Mon. discus* Törnqu. (Fauna I)
Llandovery	5,00 »	dunkle Kieselschiefer, z. T. mit feinen Quarzadern durchzogen
Untersilur	0,50 »	noch aufgeschlossen: milde Quarzitschiefer; insgesamt auf einige Meter geschätzt. Darunter Quarzite in etwas größerer Mächtigkeit.

Bei der Untersuchung des Profiles war die Hauptfrage, welche sind die hangenden und welche sind die liegenden Schichten? Aufschluß darüber konnte allein die Graptolithenverteilung geben. In dem obigen Profil sind nur gut bestimmbare Graptolithen aufgeführt, alle unsicheren

und z. T. auch wohl neuen Arten sind fortgelassen. Die aus dem reichhaltigen Material herausgegriffenen, leicht erkennbaren Zonengraptolithen genügen vollständig zur Horizontierung des Profils. Die Erhaltung der Graptolithen ist eine ausgezeichnete. Sie heben sich meist plastisch von den Schichtflächen ab und sind in schwarzer kohliger Substanz (Anthrazit) erhalten. Schon bei oberflächlicher Betrachtung der Faunen fällt auf, daß die Schiefer in der Nähe des Kieselschiefers »spiralige« Monograpten und auch noch *Diplograptus* führen, die Schiefer in der Nähe der Herzogswalder Schichten hingegen Cyrtograpten. Daraus erhellt, daß die Kieselschiefer und benachbarten Alaunschiefer das Liegende der Schichtfolge ausmachen, denn die spiraligen Monograpten nehmen tiefere Horizonte im Obersilur ein als die Cyrtograpten. Sehr anschaulich werden diese Verhältnisse, wenn wir die Faunen einander gegenüberstellen und dabei die zeitliche Verbreitung der Arten zur Darstellung bringen. Wir benutzen hierzu als Unterlage die englische Zonenfolge von Elles und Wood[1]).

Fauna		Tarannon				Wenlock					
		22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
VI	*Monograptus vomerinus* Nich.					+	+	+	+	+	+
	» *priodon* Br.		+	+	+	+	+	+	+		
	Cyrtograptus Murchisoni Carr.					+	+				
	Retiolites Geinitzianus Barr.		+	+	+	+					
V	*Cyrtograptus Murchisoni* Carr.					+	+				
IV	*Monograptus riccartonensis?* Lapw.					+	+				
	» *Zimmermanni* H.				+						
	Retiolites Geinitzianus Barr.		+	+	+	+					
III	*Retiolites Geinitzianus* Barr.		+	+	+	+					
	Monograptus spiralis Gein.	+	+	+	+						
II	*Monograptus priodon* Br.		+	+	+	+	+	+	+		
	» *Marri* Perner	+	+	+	+						
	» *spiralis* Gein.	+	+	+	+						
	» *discus* Törnqu.		+	+	+						
	Diplograptus palmeus Barr.	+	?								
I	*Monograptus priodon* Br.		+	+	+	+	+	+	+		
	» *discus* Törnqu.		+	+	+						

Aus dieser Zusammenstellung geht zunächst hervor, daß mit Ausnahme des *Diplograptus palmeus* keine Form tiefer als bis in die Zonen des Tarannons hinunterreicht. Andererseits ist keine Form, abgesehen von den unten noch zu erwähnenden *Monograptus dubius* und *Mon. Nilssoni*, vorhanden, die nach oben hin über das Wenlock hinausgeht. Die Faunen sind somit auf Tarannon und Wenlock beschränkt. Die Faunen I—IV enthalten keine Graptolithen, die für Wenlock charakteristisch wären; sie entsprechen dem Tarannon. Besonders die Arten

[1]) Elles and Wood, A Monograph of British Graptolites. Palaeontographical Society 1913.

der Fauna II (*Monograptus Marri*, *M. spiralis*, *M. discus*) weisen auf dieses Alter hin. Interessant ist das in so hohen Zonen seltene Auftreten von *Diplograptus*, einer Gattung, die gewöhnlich über das Llandovery nach oben nicht hinausgeht. Der *Monograptus discus* Törnqu. ist als *Monograptus veles* Richter aus dem thüringischen Schiefergebirge bekannt. Die höheren Tarannonschiefer sind durch das Vorkommen von *Monograptus Zimmermanni* ausgezeichnet, den Hundt[1]) aus dem Katzbachgebirge beschrieben hat. Diese Art ist als letzte, größte der *Monograptus turriculatus*-Formen anzusehen. Nach Hundt geht sie bei Willenberg an der Katzbach aus dem höheren Tarannon bis ins Wenlock hinauf. Das genau aufgenommene Profil von Siebertshof ergibt, daß hier *Monograptus Zimmermanni* im Wenlock nicht mehr auftritt und in die höheren Tarannonschiefer gehört, über denen unmittelbar im Hangenden die Wenlockschiefer mit *Cyrtograptus Murchisoni* Carr. folgen. Es sind dies die Faunen V und VI, die, abgesehen von den Cyrtograpten, durch das Auftreten von *Monograptus vomerinus* Nich. als Wenlock charakterisiert werden. Als neutrale Formen kommen in unserem Profil *Retiolites Geinitzianus* Barr. und *Monograptus priodon* Br. vor, die sowohl im Tarranon wie Wenlock verbreitet sind. Außerdem kennen wir vom Pinkeberg noch *Monograptus dubius* Suess und *Monograptus Nilssoni* Barr., Arten, die im »Mittelsilur« Thüringens wohl bekannt sind, dagegen in England erst in höheren Horizonten auftreten.

Aus dem Profil geht weiter hervor, daß wir keine Wiederholungen der Schichten haben, sondern eine einfache ungestörte Aufeinanderfolge vom Kieselschiefer an aufwärts. Dabei entsprechen die liegenden Alaunschiefer dem Tarannon, die hangenden dem Wenlock. Nichts liegt nun näher, als in den unter den Alaunschiefern folgenden Kieselschiefern Äquivalente des Llandoverys zu sehen. Gestützt wird diese Auffassung besonders dadurch, daß die liegenden Alaunschiefer in ihrem unteren Teile sicher dem unteren Tarannon angehören, wie aus dem Auftreten von *Diplograptus* hervorgeht, der im unteren Tarannon schon selten ist und nie über diesen Horizont hinausgeht. Da eine Störung im Profil nicht festzustellen ist, spricht nichts gegen die Stellung der Kieselschiefer zum Llandovery, zumal sie in dem petrographisch gleichartig ausgebildeten Silur Thüringens und Sachsens dieselbe Stellung einnehmen.

Im Liegenden der Kieselschiefer folgen geringmächtige feinquarzitische Schiefer und etwas mächtigere Quarzite, die demnach untersilurisch wären. Der Quarzit stellt bei Siebertshof einen Sattelkern dar, dem zunächst die Kieselschiefer und diesem die Alaunschiefer aufgelagert sind. Die Herzogswalder Schichten sind als jüngstes Schichtenglied eingemuldet (vergl. Fig. 2).

Während bei Siebertshof wegen der dichten Bewaldung (Schonung) des Quarzitrückens oder infolge einer Störung Kieselschiefer und Alaunschiefer auf dem Nordostabhang nicht beobachtet werden konnten, ist auf dem Pinkeberg oben ein schmaler Streifen von diesen obersilurischen Schichten auf den Feldern festgestellt worden (vergl. Fig. 2). Schräg

[1]) R. Hundt, Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands. Dies. Jahrb. f. 1920, II.

über den Rücken des Berges zieht der Quarzitzug. Nach Osten schließen mit gleicher Streichrichtung die Kieselschiefer, dann die Alaunschiefer und weiterhin die Herzogswalder Schichten an. Nach Westen haben wir das gleiche Bild. Auf den Quarzitzug folgen Kieselschiefer, Alaunschiefer und Herzogswalder Schichten. Die Sattelstellung des Quarzits ist somit unverkennbar. Er bildet das Liegende des dem unteren Obersilur angehörigen Kieselschiefers und gehört selbst zum Untersilur. Das Profil durch den Pinkeberg zeigt außerdem auf dem Südwestabhang eine Wiederholung der Silurschichten, die nach einer Mulde von Herzogswalder Schichten wieder auftauchen. Der Untersilurquarzit grenzt hier mit einer Überschiebung unmittelbar an die Herzogswalder Schichten an.

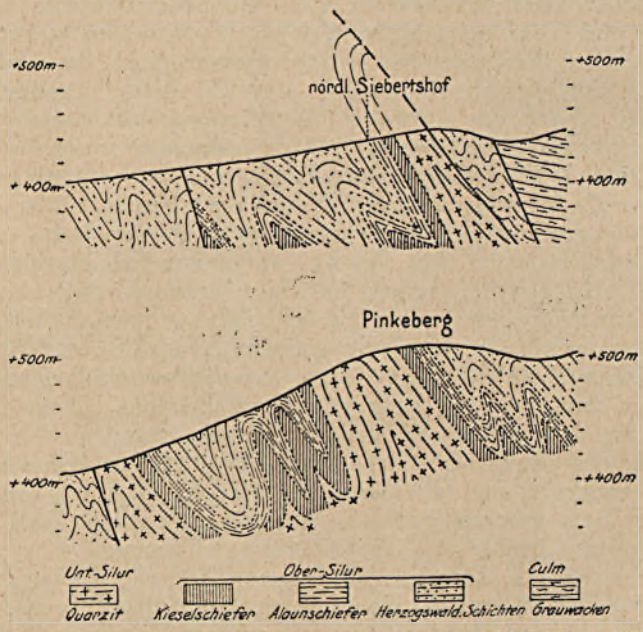


Fig. 2. Profile durch das Silur des Pinkeberges. Maßstab 1 : 6250.

Es bedarf noch einiger Worte über die Stellung der Herzogswalder Schichten, die im Warthaer Schiefergebirge an zahlreichen Stellen als Liegendes der Culmgrauwacken auftreten, und die sowohl bei Herzogswalde wie am Pinkeberge in engem räumlichen Verbande mit dem sicheren Obersilur stehen. Dathe[1]) hatte sie auf Grund von Nereitenfunden in quarzitischen Einlagerungen im Vergleich mit ähnlichen Gesteinen Thüringens und des Harzes entweder als »Unterdevon« oder »Unterstes Culm« gedeutet. Diese Herzogswalder Schichten bestehen z. T. aus rötlichen oder grünlichen Schiefern oder kieseligen, gelegentlich auch feinen quarzitischen Schiefern (Wetzschiefer), die besonders im östlichen Teil des Gebirges in Adinole übergehen. Sie scheinen eine große Mächtigkeit zu besitzen. Bei Briesnitz treten die Adinole an

[1]) Erläuterungen zu Blatt Neurode, a. a. O.

einer Stelle als Hangendes von Serpentin auf, so daß sie von L. FINCKH[1]) als Kontaktgesteine der Peridotite (Serpentine) und Gabbros des Frankensteiner Gebietes angesprochen wurden. Da diese Gabbros und Serpentine ein voroberdevonisches Alter besitzen (Gerölle der Gabbros im Oberdevon von Ebersdorf), so erscheint es ausgeschlossen, daß die Herzogswalder Schichten dem Culm angehören. Es gibt u. E. zwei Möglichkeiten für ihre Einordnung. Die innige Verbindung mit dem Obersilur und der Umstand, daß in unseren Profilen die höchsten Zonen des Obersilurs nicht nachgewiesen werden konnten, lassen die Möglichkeit offen, daß die Herzogswalder Schichten noch ins Obersilur gehören könnten. Für diese Auffassung würde sprechen, daß in den hangendsten Alaunschiefern des Schurfes von Siebertshof Einschaltungen von feinkörnigen, splittrigen, wetzschieferartigen Gesteinen auftreten, wie sie sonst den Herzogswalder Schichten eigen sind. Andererseits sind südlich der Neiße Alaunschiefereinlagerungen in den hier aus Grauwacken und Wetzschiefern bestehenden Herzogswalder Schichten nach noch nicht veröffentlichten Feststellungen von Herrn Dr. E. BEDERKE vorhanden. Daraus ließe sich vielleicht auf einen allmählichen Übergang aus den Alaunschiefern zu den Gesteinen der Herzogswalder Schichten schließen. Für eine Diskordanz an der Basis der Herzogswalder Schichten fehlen bislang alle Anzeichen. Eine solche müßte vorhanden sein, wenn wir die zweite Möglichkeit in Betracht ziehen: die Zugehörigkeit der Herzogswalder Schichten zum Mitteldevon auf Grund einer gewissen petrographischen Ähnlichkeit mit Gesteinen des »Thüringer Unterdevons«. Die Annahme eines unterdevonischen Alters für die fraglichen Schichten ist nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis am schwersten vorstellbar, denn unser Gebiet gehört dem gleichen silurischen Faciesgürtel wie Thüringen an und wird analog diesem mit dem Ausgange des Obersilurs trocken gelegt sein. Die Transgression, die im Mitteldevon Thüringen überflutete, scheint in diesem Teil des schlesischen Gebietes erst im Oberdevon eingetreten zu sein, während im Altvatergebirge auch Unterdevon vorhanden ist. Eine Klärung dieser Frage ist der weiteren geologischen Forschung vorbehalten.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit können wir nur feststellen, daß die Herzogswalder Schichten jünger sind als die graptolithenführenden Alaunschiefer des Wenlocks. Wenn wir daher die Herzogswalder Schichten zunächst als jüngstes Obersilur ansprechen, so geschieht dieses nur unter allem Vorbehalt einer anderweitigen Einordnung auf Grund der zukünftigen Kartierungsergebnisse.

Zusammenfassend haben wir folgendes Silurprofil am Pinkeberge:

		? Gesteine der Herzogswalder Schichten
Wenlock	2,40 m	Hangende Alaunschiefer mit Graptolithen
Tarannon	3,15 »	Liegende Alaunschiefer mit Graptolithen, zu unterst noch dünne Kieselschieferlagen
Llandovery	5,00 »	Schwarze Kieselschiefer
Untersilur		Quarzitschiefer und Quarzite

[1]) L. FINCKH, Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens usw. Dies. Jahrb. f. 1921, S. 831.

Bei dieser Zusammenstellung sei auf die äußerst geringe Mächtigkeit des Obersilurs vom Pinkeberge hingewiesen. Es fehlen freilich Anhaltspunkte für die Mächtigkeiten vom höheren Wenlock an, weil diese Zonen in dem Schurf nicht nachgewiesen wurden. Durch das Fehlen der in Thüringen im Obersilur so verbreiteten Diabaslagergänge zwischen den Schieferpaketen wird diese geringe Mächtigkeit besonders augenscheinlich. Selbst im Vergleich mit den an und für sich kleinen Mächtigkeiten von Thüringen nach Abzug der Diabase bleiben die Mächtigkeitsverhältnisse im Warthaer Gebirge sehr bemerkenswert.

Ein Vergleich mit den Silurprofilen Deutschlands zeigt, daß das Silur vom Pinkeberg die nächste Verwandtschaft mit dem Silur des Thüringer und sächsischen Schiefergebirges hat. Zu demselben Faziesgebiet ist das Silur der Lausitz und des Bober-Katzbachgebirgss zu rechnen. Ein Vergleich mit dem benachbarten Böhmen ist unzweckmäßig, da eine moderne Bearbeitung des dortigen Silurs nicht vorliegt. Gleichmäßig für alle Gebiete ist das Auftreten von Quarziten im Untersilur. Besonders deutlich ist die Übereinstimmung des Lausitzer Profiles mit dem vom Pinkeberg, denn bei Görlitz[1]) tritt die Unterlagerung des Kieselschiefers durch die Quarzite ganz klar hervor. Sehr gleichartig ist die Basis des Obersilurs bei Wartha, an der Katzbach, in der Lausitz und in Thüringen ausgebildet: überall Kieselschiefer, das »Mittelsilur Thüringens im Sinne Hundt's[2]). Die für diesen Horizont charakteristischen Rastriten haben sich am Pinkeberg bislang nicht gefunden, sind aber aus dem Katzbachgebirge[3]) und aus der Lausitz bekannt.

Zonen		Englische Horizonte		Warthaer Gebirge	Lausitz	Katzbachgebirge	Thüringen und Sachsen	
36 | 32	20 | 19	Obersilur	Lower Ludlow	Gesteine der Herzogswalder Schichten?	? ?	Wechsellagerung von Alaunschiefern und Kieselschiefern	Hangende Alaunschiefer / Ockerkalk / Liegende Alaunschiefer	»Obersilur«
31 | 26	18 | 17		Wenlock	Hangende Alaunschiefer	? ?			
25 | 22	16 | 14		Tarannon	Liegende Alaunschiefer	Liegende Alaunschiefer			
21 | 16	13 | 10		Llandovery	Kieselschiefer	Kieselschiefer	Kieselschiefer	Kieselschiefer	»Mittelsilur«
nach Elles and Wood / nach Lapworth		Untersilur		Quarzit	Quarzit	Tonschiefer und Quarzit	Tonschiefer und Quarzit	Untersilur

[1]) Gürich, Erläut. zur Geologischen Übersichtskarte von Schlesien. 1890. — E. Zimmermann I, Das Paläozoicum bei Görlitz usw. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, M.-B. S. 168—171. — K. Pietzsch, Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz usw. Ebenda 1909, S. 35—133.

[2]) R. Hundt, Die Gliederung des Thüringer Silurs. Geol. Archiv, Bd. I. 1923.

[3]) E. Zimmermann I, Das Rotliegende, Altpalaeozoicum usw. Dies. Jahrb. f. 1913.

In den höheren Horizonten weichen die Ausbildungen in mancher Beziehung von einander ab. Während bei Wartha, in der Lausitz und in Thüringen die Kieselschiefer nur Äquivalente des Llandovery darstellen, reichen sie im Katzbachgebirge höher hinauf, freilich in Wechsellagerung mit Graphit- und Alaunschiefern. Die reinen Kieselschiefer sind auch hier auf die basalen Schichten des Obersilurs beschränkt. Im Warthaer Gebiet und in der Lausitz werden die im Hangenden der Kieselschiefer folgenden Schichten aus fast reinen Alaunschiefern gebildet. Andeutungen des Thüringer Ockerkalkes sind nirgends vorhanden.

Aus dem übrigen Schlesien kennen wir von einigen anderen Stellen Gesteine, besonders Kieselschiefer, die in ihrem petrographischen Habitus ganz den silurischen gleichen, Fossilien bis jetzt aber noch nicht geliefert haben. Kieselschiefer, die wir nach den vorhergehenden Erörterungen an die Basis des Obersilurs versetzen, finden sich z. B. bei Lobris bei Jauer[1]) und bei Stein nordöstlich von Zobten. Im Kontakthof des Zobtener Granitmassives erscheinen ferner Graphitquarzite und Graphitschiefer, die wahrscheinlich aus silurischen Gesteinen entstanden sind. Ebenso treten bei Mankelwitz Graphitschiefer im Kontakthof des Groß Wandrisser Gneisgranites auf[1]). Schließlich sei noch auf die Gegend von Glatz im Südwesten des Warthaer Schiefergebirges hingewiesen, wo bei Pischkowitz offenbar obersilurische graphitische Kieselschiefer von Quarziten unterlagert werden[2]). Bildungen, die ohne weiteres den Herzogswalder Schichten zu vergleichen wären, kennen wir bislang aus anderen Gebieten nicht.

[1]) Nach freundl. Mitteilung von Herrn Dr. L. von zur Mühlen, Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges usw. Erscheint in den Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst.

[2]) R. Michael, Über das alte Gebirge der Grafschaft Glatz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920, M.-B. S. 96.

Über den Lias am Niederrhein nach Ergebnissen von Tiefbohrungen

Von Herrn **W. Koert** in Berlin

Mit einer Lageskizze

Über den durch Tiefbohrungen am Niederrhein erschlossenen Lias hat G. Müller in den Jahren 1903 und 1904 die ersten vorläufigen Mitteilungen[1]) gebracht, leider verhinderte sein bald darauf erfolgter Tod ihn an der wissenschaftlichen Auswertung seiner Beobachtungen. Das ist bis zu einem gewissen Grade durch Wunstorf und Fliegel[2]) nachgeholt, die in ihrer Geologie des Niederrheinischen Tieflandes 1910, S. 55—60, eine neue Darstellung des dortigen Lias gaben, gestützt auf Angaben von Mestwerdt über Fossilinhalt und Gesteinscharakter der einzelnen Horizonte. Das gesamte in der Studiensammlung der Preuß. Geologischen Landesanstalt niedergelegte Liasmaterial vom Niederrhein, welches sich seitdem noch durch Zugänge nicht unerheblich vergrößert hat, erweckte in mir den Wunsch, auf Grund sorgfältiger Fossilbestimmungen bezw. Revisionen und unter Berücksichtigung der besonderen Gesteinsentwicklung eine neue Darstellung des dortigen Lias zu versuchen, um von diesem in mehr als einer Hinsicht bemerkenswerten Liasgebiet alles Wissenswerte zu sammeln und festzulegen, da vorderhand keine Aussichten bestehen, durch Tiefbohrungen mehr über diese Schichten zu erfahren.

Die in Betracht kommenden Tiefbohrungen liegen beiderseits des Rheins zwischen der deutsch-holländischen Grenze und den Bahnlinien Geldern-Wesel-Dorsten im Süden und Dorsten-Borken-Winterswijk im Osten; sie häufen sich in der Gegend von Xanten (s. Skizze). Das Material besteht nur aus Kernproben, ist von ungleicher Vollständigkeit, vereinzelt sehr reich, meist aber lückenhaft. Da die meisten Bohrungen mit Meißel und Spülung begonnen und erst im Lias in Kernbohrung weitergeführt wurden, so ist die feinere Natur des Hangenden und die Oberkante des Lias meist recht unsicher; ganz allgemein wird das Hangende auf Grund der vorliegenden, vom Bohrmeister aufgestellten

[1]) a) Lias und Rät am Niederrhein. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1903, S. 722—723. — b) Über die neueren Aufschlüsse im westlichen Gebiete des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. Verh. naturhist. Vereins d. pr. Rheinl. usw. 61, S. 199—211 und Glückauf Bd. 40, II, 1904, S. 800—803, mit 1 Taf.

[2]) Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67. 1910.

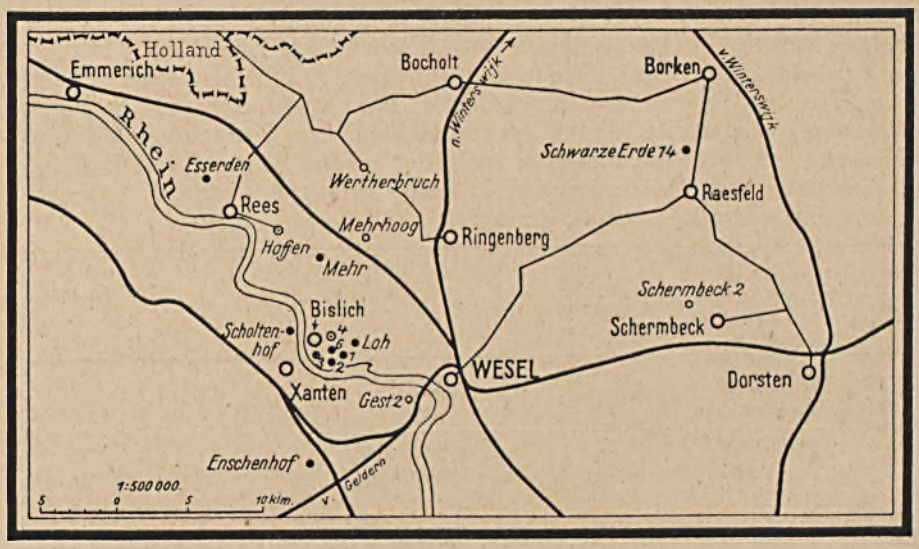
Profile als »Tertiär« schlechthin bezeichnet, ohne daß sich bei dem Fehlen der Spülproben genauere Angaben machen ließen.

In der folgenden Tabelle sind in der Reihenfolge von Süden nach Norden die von mir untersuchten Bohrungen mit den nachgewiesenen Liasstufen und Liegendschichten des Lias aufgeführt und Bemerkungen über die Stufen hinzugefügt, deren Fehlen gesichert ist, zum Unterschied von den nur nicht durch Proben belegten, aber wahrscheinlich vertretenen Stufengliedern.

Nr.	Name der Bohrung und Lage auf dem Meßtischblatte	Schichten im Liegenden des Lias	Unterlias		Mittellias	
			α	β	γ	δ
1	Enschenhof Bl. Xanten	so	($\alpha 1$ fehlt!) $\alpha 2$			
2	Bislich 1 Bl. Wesel	ko?	$\alpha 1$, $\alpha 2$ } nicht durch Proben belegt $\alpha 3$	$\beta 1$ $\beta 3$	$\gamma 1$	$\delta 1$
3	Bislich 2 Bl. Xanten	angeblich so	α nicht durch Proben belegt	$\beta 3$	$\gamma 1$	
4	Bislich 3 Bl. Xanten	angeblich so	$\alpha 1$, $\alpha 2$ } nicht durch Proben belegt $\alpha 3$	$\beta 3$	$\gamma 1$ $\gamma 3$	$\delta 1$
5	Bislich 4 Bl. Xanten	ko	$\alpha 1$ $\alpha 2$	$\beta 3$	$\gamma 1$ $\gamma 3$?	
6	Bislich 6 Bl. Xanten	Bohrung im Lias eingestellt			$\gamma 1$ $\gamma 3$	
7	Loh Bl. Wesel	ko?				$\delta 1$
8	Scholtenhof Bl. Xanten	zo			$\gamma 1$	
9	Mehr Bl. Rees	ko?	$\alpha 1$			
10	Haffen Bl. Rees	ko				
11	Esserden Bl. Rees	Bohrung im Lias eingestellt	$\alpha 2$			
12	»Schwarze Erde 14« Bl. Raesfeld	mu	($\alpha 1$, $\alpha 2$ } fehlen! $\alpha 3$)			

Zeichenerklärung:

zo = Oberer Zechstein
so = Oberer Buntsandstein oder Röt
mu = Wellenkalk
ko = Rät
$\alpha 1$ = Psilonotenschichten
$\alpha 2$ = Angulatenschichten
$\alpha 3$ = Arietenschichten
$\beta 1$ = *Planicosta*-Schichten
$\beta 3$ = Raricostatenschichten
$\gamma 1$ = *Jamesoni-* und *Brevispina*-Schichten
$\gamma 3$ = Capricornerschichten
$\delta 1$ = Amaltheenschichten der *Margaritatus*-Zone



● *Bohrungen mit nachgewiesenem Lias*
○ „ „ „ „ „ *Rhät*
⊙ „ „ „ „ „ *Lias und Rhät*

1. Das Liegende des Lias

Aus der Bohrung Haffen liegt mir eine aus 460 m, aus dem Liegenden der Psilonotenschichten stammende und von G. Müller gesammelte Kernprobe eines dunklen kalkfreien Schiefertons vor mit einer gut erhaltenen, teilweise beschalten *Cassianella contorta* Portl.; hier ist demnach die Auflagerung des Lias auf marinem Rät erwiesen. In der Bohrung Bislich 4 liegen unter den noch zu besprechenden Psilonotenschichten, wie mein Kollege Wunstorf feststellte, bröcklige Schiefertone z. T. mit Kalkgeoden und *Cassianella contorta*, also ebenfalls wieder marines Rät im Gegensatz zu der von G. Müller[1]) vertretenen Ansicht, daß bei Bislich ebenso wie in den Bohrungen Vreden und Eibergen der Untere Lias über verschiedenen Gliedern der älteren Trias transgrediere, und zwar bei Bislich über Rötletten. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt fand ich noch folgende Kernproben von marinem Rät: 1. dunkler Schieferton mit einem Bonebed, *Protocardia rhaetica* Mer. sp. und *Taenidon Ewaldi* Born. aus der Bohrung Gest 2 (Bl. Wesel)[1]); 2. dunkler Schieferton mit *Cardium cloacinum* Qu. aus der Bohrung Mehrhoog (Bl. Dingden); 3. kalkfreier dunkler Schieferton mit *Cardium cloacinum* Qu., *Anoplophora postera* Deffn. u. Fraas usw. (nach Bestimmungen von J. Böhm) aus der Bohrung Schermbeck 2 (Bl. Raesfeld). Von der Bohrung im Wertherbruche bei Werth gibt ferner G. Müller 8 m dunkle Tone und Letten mit u. a.

[1]) Bereits erwähnt von Wunstorf und Fliegel (a. a. O., S. 54).

Cassianella contorta Portl. an, sowie 0,5 m mächtigen darüberliegenden, schwefelkieshaltigen Sandstein[1]). Außerdem scheinen mir die »weichen blaugrauen Letten« oder »grauen und roten Letten« oder »dunklen Schiefertone mit Schwefelkiesbänken und Muscheln« usw., welche aus dem Liegenden des Lias in den Bohrungen Bislich 1, Loh und Mehr angeführt werden, zum Rät zu gehören, doch kann das mangels Proben leider nicht belegt werden. Rote Letten werden übrigens aus dem Oberen Rät des Eggevorlandes bereits durch Stille und Mestwerdt[2]) namhaft gemacht; ihr Auftreten im niederrheinischen Rät kann also nicht überraschen und berechtigt allein noch nicht zur Annahme tieferer Triashorizonte.

Wenn nun auch für die Gegend von Xanten und Wesel bis Werth die Unterlagerung des Lias durch Rät teils bewiesen, teils sehr wahrscheinlich ist, so muß doch für andere Gebiete, wie z. B. nach dem weiter nördlich belegenen Vreden und Eibergen zu oder bei Raesfeld (nordöstlich von Wesel) oder bei Enschenhof (südlich von Xanten) betont werden, daß der Lias diskordant auf älterer Trias (Wellenkalk, Röt) aufruht, im Einklange mit den Angaben von G. Müller[3]), Wunstorf und Fliegel[4]). Auf diese und die damit zusammenhängenden Fragen werde ich weiter unten in einem besonderen Abschnitt noch näher eingehen.

2. Der Lias

a) Die Psilonotenschichten

Die Psilonotenschichten des Lias liegen vor aus folgenden Bohrungen: Bislich 4 (786—801 m), Mehr (380 und 382 m), Haffen (Tiefe an den Kernproben nicht angegeben, wahrscheinlich zwischen 433 und 438 m). Die größte Mächtigkeit wird anscheinend in der Bohrung Bislich 4 mit 16 m erreicht.

Die Gesteine bestehen aus bituminösen, z. T. schiefrigen Kalken im Wechsel mit schwach kalkigen Mergelschiefern, teilweise echten Ölschiefern, die ganz an die Posidonienschiefer erinnern. Das in sämtlichen Bohrungen nicht seltene *Psiloceras planorbis* Sow. ist in den Schiefern und schiefrigen Kalken völlig verdrückt und z. T. nur als Steinkern erhalten, während es aus den massigen bituminösen Kalken unverdrückt, mit wohl erhaltener Kalkspatschale und z. T. verkiesten Kammerwänden vorliegt. Zusammen mit ihm liegt in Bohrung Bislich 4 eine schlecht erhaltene, dem *Psiloceras Johnstoni* Sow. nahestehende Psilonotenform bei 797 m und eine ähnliche Form in dem Ölschiefer von Bohrung Mehr bei 380 m, hier anscheinend über dem Lager des *Psiloceras planorbis* Sow., doch kennt man die hangenden Schichten nicht genügend, um das Fehlen des letzteren Ammoniten in ihnen behaupten zu können. Sonst liegen noch an Fossilien vor: *Pseudomonotis Kurri* Oppel, *Lima gigantea* Sow., *Ostrea sublamellosa* Dkr., Echinidenstachel, Fischschuppen.

---

[1]) Lias und Rhät am Niederrhein, a. a. O.
[2]) Erläut. zu Bl. Peckelsheim, S. 21, und Erläut. zu Bl. Lichtenau, S. 8 u. 9.
[3]) Zeitschr. f. prakt. Geologie 1904, S. 8.
[4]) A. a. O., S. 55.

Anzeichen für die von Th. Brandes[1]) unterschiedene Zone des *Psiloceras anisophyllum* Wähn. bezw. des *Arietites laqueolus* Schloenb. habe ich an dem vorliegenden Materiale nicht auffinden können.

Die Facies der niederrheinischen Psilonotenschichten ähnelt sehr derjenigen im Eggevorland. Aus dem Bahneinschnitte von Reelsen (Bl. Driburg) beschrieb schon Schlüter[2]) im untersten Lias mit Psilonoten dunkle bituminöse Schiefer, Ölschiefer, dunkle Kalke und Mergel. Aus dem Bahneinschnitte von Neuenheerse (Bl. Lichtenau) gab Stille[3]) ein Profil der Psilonotenschichten, in denen dunkle, pappeartig erscheinende Mergelschiefer [d. h. Ölschiefer] mit z. T. mergeligen, z. T. festen Kalken wechsellagern, und von Borlinghausen (Bl. Peckelsheim) führte Th. Brandes (a. a. O., S. 358) aus den von ihm unterschiedenen Unterzonen des *Psiloceras planorbis* und *Ps. Johnstoni* dunkelblauen, z. T. pappeartig verwitternden Schieferton an und betonte an anderer Stelle (a. a. O., S. 378) die Ähnlichkeit der Kalke und Ölschiefer der Psilonotenschichten des Eggevorlandes mit den oberliassischen Posidonienschiefern.

Wenn wir mit Pompeckj[4]) uns die bionomischen Verhältnisse des Posidonienschiefermeeres vorstellen wie die des heutigen Schwarzen Meeres, so sind wir zu derselben Annahme auch für die Psilonotenzeit in dem Meeresraume vom Niederrhein bis zum Eggevorland genötigt. Die hohe Beteiligung von Faulschlamm an der Zusammensetzung der Ölschiefer und bituminösen Kalke deutet einmal auf geringe Durchlüftung dieses Meeres, also auf Sauerstoffmangel des Tiefenwassers, dann aber auch auf zeitweiliges Massensterben von stenohalinen Organismen; beides wird bewirkt durch massenhafte Süßwasserzufuhr vom Festlande her in einem Binnenmeere, dem Tiefenströmungen fehlen und dessen Verbindung mit dem lebenspendenden Ozean nur zeitweilig stattfindet. In Boden-Eintiefungen dieses Meeres wird sich nach dem Beispiel der mudholes in der heutigen Hudsonfurche[5]) der organische Detritus gesammelt und in Gestalt von Ölschiefern abgesetzt haben.

b) Die Angulatenschichten

Die Angulatenschichten sind vertreten in den Bohrungen: Enschenhof (319—327 m), Bislich 4 (783—785 m), Haffen (390—433 m) und Esserden (bei 504 m). Das Material ist sehr lückenhaft und gestattet kein abeschlossenes Urteil über die Mächtigkeit und Beschaffenheit der gesamten Angulatenschichten. Es läßt sich nur soviel sagen, daß die Facies der Psilonotenschichten am Niederrhein noch bis in die Angulatenzeit fortsetzt, denn wir treffen wieder mehr oder weniger kalkige Ölschiefer bezw. bituminöse Mergelschiefer; daneben spielen aber auch kalkige Schiefertone und bituminöse Kalke, die z. T. aus Schaltrümmern und Echinidenresten, namentlich Stacheln, seltener aus Fischschuppen aufgebaut sind, also echte Lumachellen, eine Rolle. Nur in Enschen-

[1]) N. Jahrb. f. Min., Geol. usw., Beilagebd. XXXIII, S. 334.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 18, 1866, S. 40.
[3]) Erläut. zu Bl. Lichtenau, S. 10—11.
[4]) Die Bedeutung des Schwäbischen Jura für die Erdgeschichte, 1914, S. 60.
[5]) Krümmel, Handbuch der Ozeanographie, II. Aufl., 1907, Bd. 1, S. 165.

hof wurde ein feinsandiger Kalk und braunkohleartiges Holz beobachtet. Auffallend groß war der Schwefelkiesgehalt der Schiefer und Kalke in der Bohrung von Esserden.

Das Leitfossil *Schlotheimia angulata* fand sich in gleicher Weise in Schiefertonen, Ölschiefern und Kalken; in Esserden ist es begleitet von einem durch G. Müller als *Psiloceras laqueolus* Schloenb. bestimmten, aber seitdem durch Schwefelkieszersetzung unkenntlich gewordenen Ammoniten. Die sonstige Fauna ist recht ärmlich, wenigstens in den Sapropelgesteinen, so liegt z. B. nur der Abdruck eines *Pecten subulatus* Mstr. von Haffen vor. Etwas individuenreicher, wenn auch artenarm ist die Fauna der Trümmerkalke von Enschenhof. Hier fanden sich: *Lima gigantea* Sow., *Lima succincta* Schloth. sp., *Lima pectinoides* Sow., *Ostrea* sp., Stacheln von *Cidaris psilonoti* Qu.[1]) und der Rest eines Selachierzahns.

Die facielle Übereinstimmung der Angulatenschichten am Niederrhein mit den gleichaltrigen Schichten des Eggevorlandes ist allem Anscheine nach nicht mehr so groß wie bei den Psilonotenschichten, denn von Ölschiefern oder dergl. verlautet im Eggevorlande nichts mehr. Nach Stille und Mestwerdt sind hier in den Angulatenschichten das vorherrschende Gestein dunkle Tone mit grauen Kalkgeoden (Erläut. zu Bl. Peckelsheim S. 23, zu Bl. Lichtenau S. 12) auch mit Schwefelkiesknollen und lagenweisem Sandgehalt (Erläut. zu Bl. Altenbeken S. 13), ferner Kalke (Erläut. zu Bl. Altenbeken S. 14). Th. Brandes (a. a. O. S. 359—360 und 370) gibt bei Borlinghausen und Langeland von der oberen Grenze der Angulatenschichten noch einen sandigen Kalk bis Kalksandstein, z. T. lumachelleartig, mit vereinzelten Kalkgeröllen an; das wäre wenigstens ein Seitenstück zu den Trümmerkalken und dem feinsandigen Kalk vom Niederrhein.

Während der Angulatenzeit dauern am Niederrhein z. T. noch die bionomischen Verhältnisse der Psilonotenzeit an, also ein schlecht durchlüftetes Wasser, das stellenweise, wie der Reichtum an Schwefelkies und die Fossilarmut in den Schiefern beweist, durch Schwefelwasserstoff geradezu vergiftet gewesen sein muß. Aber andrerseits haben wir in den Lumachellen und dem feinsandigen Kalk wohl den Hinweis auf Strömungen, welche den Muschel- und Echinidengrus teils auswuschen, teils Sand einschwemmten. Nach dem kräftigen Wuchs der *Lima*-Arten zu urteilen, werden diese Strömungen gut durchlüftetes und nahrungsreiches Ozeanwasser herangeführt haben.

c) Die Arietenschichten

Bei dem gerade in diesen Schichten recht lückenhaften Material läßt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit das Vorhandensein von Arietenschichten nur von den Bohrungen Bislich 1 (570—575 m und 582 m) und Bislich 3 (576,5 und 579 m) behaupten. In beiden Profilen handelt es

[1]) Die von Wunstorf und Fliegel (a. a. O., S. 56) im Schichtprofile von Enschenhof angeführten »Crinoidenkalke und -mergel« sind solche wesentlich aus Echinidenstacheln aufgebauten Trümmerkalke, wie die Nachprüfung der mir von Herrn Wunstorf freundlichst überlassenen Proben ergab.

sich um Schiefertonmergel (mit Mergelkalk) und Mergelkalke mit *Pseudomonotis inaequivalvis* Sow., *Lima pectinoides* Sow., *Gryphaea arcuata* Lam. und *Rhynchonella variabilis* Schloth. Deutliche Arieten fehlen in dem vorliegenden Materiale. Aus 582 m der Bohrung Bislich 1 stammt ein Toneisenstein mit kalkigen Oolithkörnchen und deutet damit wenigstens die sonst in diesen Schichten verbreitete und nach Th. Brandes[1]) auch bei Borlinghausen im Eggevorland vertretene Oolithfacies an, wie denn auch im sonstigen Gesteinscharakter zwischen den Arietenschichten des Niederrheins und des Eggevorlandes eine gute Übereinstimmung zu bestehen scheint.

Eine Besonderheit der niederrheinischen Arietenschichten machen nur gewisse Schichten der Bohrung »Schwarze Erde 14« bei Raesfeld aus, über die Krusch[2]) kurz berichtet hat. Hier ist Lias zwischen 264,26 und etwa 400 m erbohrt worden, allem Anscheine nach flach über Wellenkalk übergreifend. In Kernproben aus etwa 400 m erkannte J. Boehm Arieten. Da das Material von mir nachgeprüft werden konnte, so ergab sich, daß neben blaugrauen, bituminösen, schiefrigen Mergelkalken auch echte graubraune, ganz mit den Posidonienschiefern übereinstimmende Ölschiefer vertreten sind mit einer kleinen, aber bezeichnenden Fauna. Von den in den schiefrigen Mergelkalken sich findenden Arieten stimmt die eine Form gut mit *Arietites nodosaries* Qu. (Ammoniten d. Schwäb. Jura Taf. 17, Fig. 3, aus dem Ölschiefer an der Steinlach) überein, während ein anderes Stück sich mehr an *Arietites falcaries olifex* Qu. (ebenda Taf. 17, Fig. 10, aus demselben Ölschiefer) anschließt. Außerdem führen der niederrheinische Ölschiefer ganz gewöhnlich *Pseudomonotis olifex* Qu. und der bituminöse Mergelkalk abgesehen von diesem Zweischaler noch *Pecten subulatus* Mstr., *Pecten textorius* Schl., *Orbicula* sp., *Cidaris olifex* Qu., unbestimmbare Crinoidenglieder und Ganoidschuppen.

Nach meiner Auffassung sind diese Schichten der Bohrung »Schwarze Erde 14« nach Gestein und Fauna ein Gegenstück zu den schwäbischen Ölschiefern, welche nach Quenstedt im obersten Lias α auf der Grenze gegen β liegen. Am Niederrhein wäre dies demnach der dritte bis jetzt bekannte Horizont von Ölschiefern des Unterlias, der uns beweist, daß die bionomischen Verhältnisse des »Schwarzen Meeres« stellenweise noch bis an das Ende der Arietenzeit fortdauerten. Von diesem sowie von Ölschiefern der Angulaten- und Psilonotenschichten am Niederrhein sind auf meinen Wunsch hin im Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt Schwelproben durch Herrn Chemiker Dr. K. Utescher mit nachfolgendem Ergebnis ausgeführt (s. Tabelle S. 297).

Verglichen mit den Ergebnissen von Schwelproben des oberliassischen Posidonienschiefers, z. B. aus dem oberen Allertal von Wefensleben[3]), sind die Gehalte der niederrheinischen unterliassischen Ölschiefer an Schieferrohöl ungefähr nur halb so hoch.

---

[1]) a. a. O., S. 362.
[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 65, 1913, Monatsber. S. 112—113.
[3]) Dies. Jahrb. f. 1821, XLII, S. 531.

Nr.	Herkunft der Proben	Liasstufe	Schiefer-rohöl %	Gesamt-schwelwasser %	Gas + Verlust %	Rück-stand %
1	Bohrung Bislich 4 (786 m) Wunstorf leg.	Psilonoten-schichten	2,01	6,22 davon hygroskop. 2,29	6,87	84,90
2	Bohrung Enschenhof (324—326 m) Wunstorf leg.	Angulaten-schichten	2,69	8,50 davon hygroskop. 3,28	6,51	82,30
3	Bohrung Haffen (390 m)	Angulaten-schichten	0,26	8,22 davon hygroskop. 3,39	2,41	89,11
4	Bohrung »Schwarze Erde 14« (etwa 400 m) Krusch leg.	Arieten-schichten, obere Grenze	2,44	4,38 davon hygroskop. 1,46	4,14	89,04

d) Die *Planicosta*-Schichten

Die Anwesenheit der *Planicosta*-Schichten in den Bislicher Bohrungen erkannte schon G. Müller (Lias und Rät am Niederrhein). Proben dieser Schichten liegen in ziemlicher Auswahl aus der Bohrung Bislich 1 (zwischen 488 und 538 m) vor und bestehen aus mehr oder minder kalkigen Schiefertonen, grauen, graugrünen bis bräunlichen Tonmergeln, z. T. mit feinverteiltem Schwefelkies und dem nicht seltenen Leitfossil *Aegoceras planicosta* Sow., welches von folgenden Formen begleitet wird: *Pseudomonotis interlaevigata* Qu., *Gryphaea obliqua* Gldf., *Lima punctata* Sow., *Limea acuticosta* Gldf., *Leda complanata* Gldf., *Serpula globiceps* Qu. Bei 490 m liegt, nach einer kleinen Probe zu urteilen, *Aegoceras planicosta* in einem Toneisenstein, der kalkige Oolithkörnchen führt und wie er in derselben Bohrung aus den Arietenschichten oben beschrieben wurde.

Von einem *Planicosta*-Sandstein, wie ihn Th. Brandes aus dem Eggevorland z. B. von Borlinghausen erwähnt (a. a. O., S. 363), hat sich in der Bohrung Bislich 1 keine Spur entdecken lassen; im übrigen scheint die Ausbildung der *Planicosta*-Schichten am Niederrhein derjenigen des Eggevorlandes sehr nahe zu kommen.

Deutliche Anzeichen für ein Vertretensein der Zone des *Aegoceras bifer* Qu. oder des *Oxynoticeras oxynotum* Qu. lassen sich an dem vorliegenden Materiale nicht wahrnehmen.

e) Die Raricostatenschichten

Auch die Raricostatenschichten wurden bei Bislich bereits durch G. Müller festgestellt (Lias und Rät am Niederrhein). Diese Schichten sind durch die Führung von »oolithischen Eisenerzen« ausgezeichnet und erregten seinerzeit in Bergbaukreisen einiges Aufsehen, da man sie mit der lothringischen Minette verglich.

Proben liegen mir vor aus Bislich 1 (470—479 m) und Bislich 2 (404—413,3 m) und wahrscheinlich auch aus Bislich 6 (542,55 m). Das Gestein besteht aus grauen, z. T. graugrünen Mergeln und Mergelkalken mit Einlagerungen von kalkigem, teils rotbraunen, teils grünlichen pseud-

oolithischen Eisenstein, einem echten Trümmergestein, gebildet aus mehr oder weniger abgerollten, meist mohnkorn-, doch vereinzelt auch erbsengroßen Brauneisenkörnern, die in graugrüner oder rotbrauner Grundmasse eingebettet sind. Auch die Brauneisenkörner haben auf dem Bruche einen Stich ins Grünliche. An einem etwa 5 mm großen, noch ziemlich eckigen Brauneisenrollstück aus 470,5 m der Bohrung Bislich 1 beobachtete ich den deutlichen Abdruck eines gerippten Zweischalers, etwa einer *Pseudomonotis;* damit ist eine kontinentale Entstehung dieses Brauneisensteins nach Art der Bohnerze oder Krusteneisensteine ausgeschlossen, vielmehr spricht das für eine marine Bildungsweise. Teilanalysen des Erzes sind von Schulz-Briesen [1]) veröffentlicht, leider keine vollständige. Aber da dieses Erz äußerlich wenigstens ganz mit dem noch zu besprechenden der *Jamesoni*-Schichten übereinstimmt, von dem mir Analysen bekannt geworden sind, so steht der Annahme nichts im Wege, daß es sich hier wie dort um ein wasser- und alkalihaltiges Eisenaluminiumsilikat aus der Verwandtschaft des Chamosits handelt, das wenigstens teilweise zu Brauneisen umgewandelt ist. Von seinem submarinen Bildungsorte weg muß das Erz aber eine, wenn auch nicht beträchtliche Umlagerung erfahren, wahrscheinlich durch Strömungen, welche das tonige Sediment fortführten und das schwerere Erz liegen ließen. Dieser festere Untergrund scheint namentlich den Brachiopoden der Gattungen *Terebratula*, *Waldheimia*, *Rhynchonella* zur Ansiedlung zugesagt zu haben, denn in diesen Eisensteinen finden wir sehr häufig und mit wohlerhaltenen Kalkschalen: *Terebratula punctata* Sow., *Waldheimia numismalis* Lam., *Rhynchonella variabilis* Schloth. et mut. *maior* Rau, *Spiriferina rostrata* Schl. var. *canaliculata* Qu. Sonst weist die Fauna noch auf: *Pseudomonotis inaequivalvis* Sow., *Ps. interlaevigata* Qu., *Lima gigantea* Sow,, *Pecten priscus* Schloth., *Gryphaea cymbium* Lam., *Ophioceras raricostatum* v. Ziet. (nur in Bislich 1 gefunden), *Belemnites Engeli* Wern., *Bel. alveolatus* Wern.

Aus dem Eggevorlande hat Th. Brandes im Profile von Borlinghausen (a. a. O., S. 365 ff.) Raricostatenschichten beschrieben, welche durch die Führung von »graugrünem klastischen Toneisenstein« schon lebhaft an die niederrheinischen Eisensteinlager desselben Horizontes erinnern. Zu Gunsten der von Brandes (S. 485) für die Bildung des chamositartigen grünen Bestandteils geäußerten Vermutung, daß eisensulfidhaltiges, toniges Sediment durch die oxydierende Einwirkung bewegteren Wassers zu Aluminiumsulfat, Eisensilikat und weiterhin zu einem Eisenaluminiumsilikat umgewandelt sei, könnte in unserem Falle sprechen, daß auch das üppige Gedeihen der fossilen Brachiopoden eine Zufuhr sauerstoff- und nahrungsreichen Wassers durch Strömungen wahrscheinlich macht.

Ganz unverkennbar vollzieht sich mit den Raricostatenschichten ein gründlicher Wandel in den Lebensbedingungen des niederrheinischen Liasmeeres. Das der Entwicklung organischen Lebens so ungünstige, bis in die Arietenschichten hinein nachweisbare »Schwarzemeerstadium« scheint auf längere Zeit überwunden zu sein, denn gut mit Sauerstoff

[1]) Glückauf 40, 1904, S. 368—369.

versorgtes, nahrungsreiches Wasser durchströmt die dortigen Meeresräume und ruft eine Entwicklung von reichem Tierleben hervor, wie es in der Folge im Mittleren Lias durch ganz Deutschland recht gleichmäßig zu finden ist.

f) Die *Jamesoni-* und *Brevispina*-Schichten

Ein ziemlich reiches Material liegt aus den niederrheinischen *Jamesoni-* und *Brevispina*-Schichten vor, nämlich aus den Bohrungen Bislich 1 (444—456 m), Bislich 2 (382—393 m) Bislich 3 (452—557 m), Bislich 4 (430—561), Bislich 6 (504—523), Scholtenhof (487—493 m). Danach scheint es, als ob diese Schichten über 100 m Mächtigkeit erreichen können.

Neben grauen Mergeln, Mergelkalken und kalkarmen Schiefertonen, denen hier und da Schalenbreccien eingelagert sein können, enthalten diese Schichten wie vielfach in Norddeutschland Flöze von Trümmereisenstein derselben Art wie bereits in den Raricostatenschichten. Solche wieder teils grünen, teils rotbraunen Eisenerze sind bekannt aus den Bohrungen Bislich 3 (462,3—467,9 m) und Bislich 4 (527—528,5 m); spurenhaft ist das Vorkommen in Bislich 1 (445,5 m) und Bislich 3 (526 und 527 m). Nach den mir zugänglichen Nachrichten lag in Bislich 3 das grüne Erz zu oberst in etwa 1,1 m Mächtigkeit und tiefer folgte das eisenreichere rotbraune Brauneisenerz. Auf Grund der Analysenergebnisse muß das grüne Erz im wesentlichen als ein wasser- und alkalihaltiges Eisentonerdesilikat aus der Verwandtschaft des Chamosits bezeichnet werden.

Von den bezeichnenden Ammoniten kommen *Dumortieria Jamesoni* Sow. und *Aegoceras brevispina* Sow. teils als Mergelsteinkerne, teils verkiest in allen Teufen vor, die erstere außerdem noch als Phosphoritsteinkern an der Oberkante der Stufe in Bohrung Bislich 3, ferner *Phylloceras Loscombi* Sow. und *Polymorphites polymorphus* Qu., letzterer z. T. verkiest. *Cycloceras Maugenesti* d'Orb. fand sich in beschalten, aber verdrückten Steinkernen nur in der Bohrung Scholtenhof, zusammen mit *Dumortieria Jamesoni* Sow. Weiter sind vertreten: *Belemnites clavatus* Schloth., *Bel. paxillosus* Schloth. var. C. Werner (Palaeontogr. 59, S. 123), *Pseudomonotis interlaevigata* Qu., *Inoceramus ventricosus* Sow., *Pecten priscus* Schl., *P. subulatus* Münst., *Modiola scalprum* Sow., *Cucullaea Münsteri* Ziet., *Trochus imbricatus* Sow., *Waldheimia numismalis* Lam., *W. Waterhousei* Dav., *Rhynchonella variabilis* Schloth., *Pentacrinus basaltiformis* Mill., *P. basaltiformis nudus* Qu.

Die Facies der niederrheinischen *Jamesoni-* und *Brevispina*-Schichten ist ziemlich dieselbe wie an der Egge, wie aus den Erläuterungen der Blätter Altenbeken (S. 17—19) und Peckelsheim (S. 25—25) hervorgeht; es scheinen aber die von Borlinghausen durch Th. Brandes (a. a. O., S. 368—369) beschriebenen sandigen Schichten am Niederrhein gänzlich zu fehlen.

Die bionomischen Verhältnisse der *Jamesoni*-Zeit sind am Niederrhein noch dieselben günstigen wie die der Raricostatenzeit, wie man aus dem reichen Tierleben und den auf kräftige Strömungen hindeutenden Eisenerzlagern wohl schließen darf.

Für das Vorhandensein der *Centaurum*-Schichten liegen aus den niederrheinischen Tiefbohrungen noch keine Anzeichen vor.

g) Die Capricornerschichten

Capricornerschichten sind mit Sicherheit in den niederrheinischen Bohrungen Bislich 3 (etwa von 387,4—445 m) und in Bislich 6 (von 356 bis etwa 504 m) nachzuweisen, vielleicht sind sie auch noch in Bislich 4 (zwischen 382 und 430 m) vertreten. Das vorherrschende Gestein ist ein grauer fossilreicher Mergel, z. T. mit Geoden von Kalk und Toneisenstein, oder ein mehr oder minder kalkiger Schieferton. Auch Schalenbreccien, gelegentlich mit in Pechkohle umgewandeltem Holz, sind nicht selten.

Aegoceras capricornu Schloth. ist wegen der schlechten Erhaltung der in Betracht kommenden, vorwiegend kalkschaligen und verdrückten Stücke nicht leicht mit Sicherheit zu erkennen, immerhin liegt ein ziemlich sicherer Phosphoritsteinkern aus Bislich 6 (374 m) vor. Ein verkiestes Bruchstück aus derselben Bohrung (371 m) stimmt gut mit dem *Aegoceras maculatum angulatum* Qu. (Ammoniten des Schwäb. Jura, Taf. 34, Fig. 12) überein und ein teilweise verdrücktes und verkalktes Stück aus der gleichen Bohrung (391 m) zeigt ebenfalls Andeutungen der nach Quenstedt (a. a. O., S. 268) für *Aegoceras maculatum* bezeichnenden feinen Streifung zwischen den Hauptrippen. Teilweise in Toneisenstein erhalten ist ein *Aegoceras* cf. *natrix oblongum* Qu. aus den tiefsten Schichten dieses Horizonts (504 m) in Bohrung Bislich 6.

Als eine brauchbare Leitform erweist sich der *Belemnites Charmouthensis* Mayer (Abb. bei Werner in Palaeontogr. 59, 1913, Taf. X, Fig. 15), der sich in guter Erhaltung in Bislich 3 (zwischen 407 und 418,5) und in Bislich 6 bei 510 m vorgefunden hat. Sonst fanden sich noch: *Trochus imbricatus* Sow., *Gresslya ovata* Roem., *Protocardia truncata* Sow. sp., *Cucullaea Münsteri* Ziet., *Leda complanata* Gldf. (ein sehr großes Stück!), *L. subovalis* Gldf., *L. Galathea* d'Orb., *Modiola scalprum* Sow. (z. T. mit Phosphoritfüllung), *Myoconcha decorata* Mstr., *Plicatula spinosa* Sow., *Pecten aequivalvis* Sow., *P. priscus* Schl., *Limea acuticosta* Gldf., *Inoceramus gryphoides* Gldf., *In. ventricosus* Sow., *Pinna folium* Yg. et Bd., *Pseudomonotis calva* Schloenb. (eine rechte Klappe!), *Rhynchonella tetraedra* Sow., *Rh. variabilis* mut. *maior* Rau (Geol. u. Paläontol. Abh., N. F. VI, H. 5, S. 43, Taf. I, Fig. 103—109), *Bairdia amalthei* Qu. sp., *Pentacrinus subangularis* Mill. (selten), *P. basaltiformis nudus* Qu., *Hypodiadema* sp., Cidaridenstachel, *Serpula quinquecristata* Gldf., *Ammodiscus infimus* Strickl. (Issler in Palaeontogr. 55, 1908/09, S. 40, Taf. 1, Fig. 4—8).

Die niederrheinischen Capricornerschichten schließen sich völlig an die des Eggevorlandes an, soweit sich das aus den Angaben von Stille und Mestwerdt (Erläut. zu Bl. Peckelsheim, S. 27—29) und von Th. Brandes (a. a. O., S. 371) beurteilen läßt. Sediment und Fauna lassen darauf schließen, daß die bionomischen Verhältnisse beider Gebiete noch ebenso günstig waren wie in der *Jamesoni*-Zeit.

h) Die Amaltheenschichten

Die Amaltheenschichten, und zwar der *Margaritatus*-Zone, sind in den Bohrungen Bislich 1 (327,5; 400 m), Bislich 3 (von 337—386 m) und Loh (zwischen 321—347 m) nachzuweisen, und zwar als hellgraue schiefrige Mergel mit Kalkgeoden, auch als kalkarme Schiefertone, beide Gesteine z. T. glimmerig und feinsandig. Schalenbreccien sind nicht selten, immerhin herrscht ersichtlich Gesteinseinförmigkeit. Die Grenze gegen die Capricornerschichten ist unscharf; ich ziehe sie da, wo die ersten Amaltheen auftreten. In Bislich 3 kommt etwa 2 m über der angenommenen Unterkante der Amaltheenschichten, bei 384 m, eine mergelige Schalenbreccie vor mit phosphoritisiertem und anscheinend umgelagerten *Aegoceras capricornu* Schl. In der oberen Hälfte bis über die Mitte der Amaltheenschichten hinab zeigt sich in Bislich 3 (355, 365 m) *Aegoceras maculatum* Yg. et Bd. (gut übereinstimmend mit Quenstedt: Ammoniten d. Schwäb. Jura, Taf. 34, Fig. 6), das in Schwaben nach Quenstedt (a. a. O., S. 266 u. 269) eine Leitform für die Zwischenkalke, Lias $\gamma\delta$, ist. Von Amaltheen wurde nur *Amaltheus margaritatus* Mtf. in kalkschaligen Stücken beobachtet, auch die von Quenstedt unterschiedenen Varietäten *depressa*, *laevis* und *coronata*. *Belemnites clavatus* Schl. ist häufig. Wichtige Zweischaler sind: *Pseudomonotis interlaevigata* Qu., *Limea acuticosta* Gldf., *Pecten aequivalvis* Sow., *P. priscus* Schl., *Plicatula spinosa* Sow., *Leda complanata* Gldf., *L. subovalis* Gldf., *L. Galathea* d'Orb., *Cucullaea Münsteri* Ziet., *Cardita multicostata* Phill. sp., *C. amalthei* Qu. sp., *Lucina pumila* Mstr. sp., *Myoconcha decorata* Mstr. Sehr häufig sind Crinoidenglieder, oft noch zu mehreren zusammenhängend, so *Pentacrinus basaltiformis* Mill. und *P. basaltiformis nudus* Qu. Endlich wäre noch der Vollständigkeit halber ein kleines, aber unbestimmbares *Hypodiadema* und die Foraminifere *Ammodiscus infimus* Strickl. anzuführen. Bei den Zweischalern fällt, was übrigens schon in den Capricornerschichten sich bemerkbar machte, an manchen Formen, wie *Lucina pumila* Gldf., *Leda Galathea* d'Orb. die Großwüchsigkeit auf, namentlich gegenüber den schwäbischen, von Quenstedt abgebildeten Stücken. Auch Quenstedt hob das Gleiche z. B. an den fränkischen Exemplaren von *Lucina pumila* gegenüber den schwäbischen hervor (Jura, S. 189), und M. Schlosser führte[1]) in seiner wertvollen Neubearbeitung der fränkischen Lias- und Doggerfaunen dies darauf zurück, daß in Schwaben nur die Jugendexemplare, in Franken dagegen die erwachsenen Stücke vorkämen. Das scheint mir aber eine sehr gezwungene Erklärung; ich möchte vielmehr glauben, daß in Franken und ebenso am Niederrhein die Lebensbedingungen (Salzgehalt, Ernährung) für diese Zweischaler besser waren als in Schwaben, etwa so wie *Cardium edule* der salzarmen Ostsee im Wuchse gegenüber dem *Cardium edule* der Nordsee oder des Mittelmeeres zurückbleibt. Vielleicht spricht das für eine bessere Durchspülung des fränkischen und niederrheinischen Meeres dieser Zeit mit ozeanischem Wasser.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 53, 1901, S. 514.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Der Vergleich der niederrheinischen *Margaritatus*-Schichten mit denen des Eggevorlandes lehrt, daß im allgemeinen eine gute Übereinstimmung besteht, insbesondere auch in der Führung von sandigen Beimengungen, wie es von Borlinghausen z. B. Th. Brandes (a. a. O., S. 372) hervorhebt. Es bahnen sich hier offenbar schon Beziehungen zu den südenglischen Amaltheenschichten an, an deren Zusammensetzung nach H. B. Woodward[1]), wenigstens in Dorsetshire und Somersetshire, Sande, z. T. glimmerhaltig, erheblich beteiligt sind. Es scheint dies Verhalten auf eine Verflachung in den betreffenden Meeresabschnitten der *Margaritatus*-Zeit hinzuweisen.

3. Die Ingression des Rät und Lias am Niederrhein

Die neueren geologischen Bearbeiter des Niederrheingebietes, wie G. Müller, Fliegel und Wunstorf stimmen in der Ansicht überein, daß der Untere Lias über verschiedenen Gliedern der älteren Trias übergreifend lagert. In der Tat handelt es sich hier um eine Erscheinung von allgemeinerer Bedeutung, denn auch im westfälisch-holländischen Grenzgebiete verhält sich der Untere Lias in dieser Weise; es mag genügen, an die Ergebnisse der Bohrungen Vreden und Eibergen zu erinnern, welche durch G. Müller[2]) bekannt geworden sind. Eine genauere Untersuchung macht es aber wahrscheinlich, daß bereits das Rät, z. T. wenigstens, in diesem ganzen Gebiete übergreifend lagert. So folgen in Bohrung Bislich 1 unter den mutmaßlichen Rätschichten Gesteine, die Krusch zum Oberen Buntsandstein stellen möchte, in den Bohrungen Loh und Mehr liegt wahrscheinlich die gleiche Überlagerung vor, in der Bohrung Wertherbruch nach G. Müller[2]) ebenfalls Rät über Röt. In Bohrung Schermbeck 2 bedeckt Rät sogar Oberen Zechstein. Von der auf holländischem Gebiet bei Ratum unweit Winterswijk belegenen Bohrung wird angegeben, daß unter Lias und Rät Muschelkalk erbohrt sei[3]). Damit steht keineswegs in Widerspruch, daß an anderen Stellen am Niederrhein, wie z. B. in der Bohrung Gest 2 von Wunstorf und Fliegel[4]) Steinmergelkeuper oder von Wunstorf in Bislich 4 Steinmergel- und Gipskeuper angegeben wird. Denn wenn wir mit G. Müller, Wunstorf, Fliegel und Waterschoot van der Gracht annehmen, daß am Niederrhein die Bewegungen der Erdkruste sich auch während der Trias auf den Linien fortsetzten, die bei der varistischen Gebirgsbildung entstanden waren, so liegt die Folgerung nahe, daß auch intertriassische Denudation das Schollenbruchland beeinflußt hat, also daß von den höheren Schollen Gipskeuper, Kohlenkeuper usw. abgetragen werden konnten, während sie in den tieferen Gebieten erhalten blieben. Im Einklange mit den von Pompeckj[5]) geäußerten Ideen stelle ich mir dann weiter vor, daß infolge der großen säkularen Senkung, welche in

---

[1]) Jurassic rocks of Britain, vol. III, 1893, S. 185 ff.

[2]) Lias und Rät am Niederrhein. Centralbl. f. Min. usw., 1903, S. 722/723.

[3]) Eindverslag van den dienst der Rijksopsporing van Delfstoffen in Nederland 1903—1916, S. 73.

[4]) Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 67, S. 55.

[5]) Bedeutung des Schwäbischen Jura für die Erdgeschichte, Stuttgart 1914, S. 44, 59.

Deutschland den Absatz der mächtigen Juraschichten ermöglichte und welche schon während des Rät einsetzte, das Rätmeer in die Hohlformen dieser Bruchschollenlandschaft eindrang und in diesem Archipel seine Sedimente hinterließ. Während des Unteren Lias, mindestens bis in die Arietenzeit, wurden durch weiteres Zubruchegehen des Schollenlandes dem Meere schrittweise immer neue Räume eröffnet, so daß z. B. in Enschenhof die Angulatenschichten sich auf Röt, in »Schwarze Erde 14« bei Raesfeld sogar erst die obersten Arietenschichten sich auf Wellenkalk ablagerten. Der Einbruch des Rätmeeres und das Nachbrechen der Schollen während des Unteren Lias scheinen katastrophenartig erfolgt zu sein, da es nach unserer bisherigen Kenntnis nirgends zur Bildung von Abrasionskonglomeraten gekommen ist. Daß durch solche, z. T. vielleicht noch submarin sich fortsetzenden Schollenbewegungen die Entstehung von mud-holes, in denen sich vorzugsweise Ölschiefer bildeten, begünstigt wurde, liegt auf der Hand.

Darf man, wie das bisher stets geschehen ist, diese Form, wie Rät und Lias in die älteren Schichten eingreifen und z. T. auf sie übergreifen, als »Transgression« bezeichnen? Ich möchte diesen Ausdruck lieber vermeiden und zwecks schärferer Unterscheidung die in der Geographie und Ozeanographie übliche Bezeichnung »Ingression« in Vorschlag bringen, indem ich hier nur auf Folgendes hinweise: Ferdinand v. Richthofen[1]) kennzeichnet die Ingression als ein Eindringen des Meeres in Unebenheiten des Festlandes ohne Abrasion. Nach Krümmel[2]) kann die Hohlform des Festlandes durch ältere Erosion oder ältere Dislokationen ausgestaltet sein, wird aber bei der Ingression durch einen Senkungsvorgang als Ganzes fertig dem Meere zur Überflutung dargeboten. Wie man sieht, sind alle diese Voraussetzungen beim Beginne des Rät am Niederrhein und im holländisch-westfälischen Grenzgebiete gegeben.

Zusammenfassung und Schluß

1. Auf Grund von Kernproben läßt sich Lias in folgenden niederrheinischen Bohrungen nachweisen: Enschenhof, Bislich 1, 2, 3, 4, 6, Loh, Scholtenhof, Mehr, Haffen, Esserden, Schwarze Erde 14 bei Raesfeld.
2. Marines Rät unterlagert die Psilonotenschichten in Haffen und Bislich 4; es tritt ferner in den Bohrungen Wertherbruch, Gest 2, Meerhoog, Schermbeck 2 auf und ist in den Bohrungen Bislich 1, Loh und Mehr nach dem Bohrjournal zu vermuten. Trotz der großen Verbreitung des marinen Räts ruht aber bei Vreden, Eibergen, Raesfeld, Enschenhof der Lias ohne Einschaltung von Rät diskordant älterer Trias auf.
3. Im einzelnen sind an Liasstufen vertreten:
   a) die Psilonotenschichten (nicht weiter zu gliedern) in Bislich 4, Mehr und Haffen, z. T. in der Facies der Ölschiefer, wie sie auch bereits aus den entsprechenden Schichten des Eggevorlandes

[1]) Führer für Forschungsreisende, Neudruck 1901, S. 607.
[2]) Handbuch der Ozeanographie, Bd. I, 1907, S. 41.

bekannt sind. Das deutet auf besondere bionomische Verhältnisse damaliger Zeit etwa wie die des heutigen Schwarzen Meeres;

b) die Angulatenschichten in den Bohrungen Enschenhof, Bislich 4, Haffen und Esserden im allgemeinen von derselben Facies wie die Psilonotenschichten und dadurch von den Angulatenschichten des Eggevorlandes, denen Ölschiefer fehlen, verschieden, wenn auch sonst noch unverkennbare Beziehungen zwischen beiden Gebieten bestehen. Das bionomische Bild dieser Zeit zeigt bereits den Einfluß von Meeresströmungen, die das Tierleben des Benthos begünstigten;

c) nur lückenhaft die Arietenschichten in Bislich 1 und 3 und im allgemeinen den gleichaltrigen Schichten des Eggevorlandes nahekommend. Die nur in »Schwarze Erde 14« bei Raesfeld nachweisbaren Ölschiefer sind gleichaltrig mit den schwäbischen Ölschiefern von der Grenze Lias $\alpha\beta$; sie beweisen, daß stellenweise die bionomischen Verhältnisse des »Schwarzen Meeres« noch bis in die Arietenzeit bestanden;

d) die Planicostaschichten von Bislich 1 stehen, abgesehen vom Fehlen eines Sandsteinhorizontes, den entsprechenden Schichten des Eggevorlandes ziemlich nahe. Bifer- und Oxynotenschichten sind nicht nachweisbar;

e) die Raricostatenschichten in Bislich 1 und 2 sind durch Trümmereisensteinlager von wohl chamositischer Natur ausgezeichnet. Die marine Entstehung dieser Erze ist sicher, ihre Anhäufung durch Strömungen ozeanischen Frischwassers wahrscheinlich. Mit den Raricostatenschichten, die in ähnlicher Facies auch bei Borlinghausen im Eggevorland erscheinen, bahnen sich die bionomisch günstigeren Verhältnisse des Mittellias bereits an;

f) *Jamesoni-* und *Brevispina*-Schichten sind in den Bohrungen Bislich 1, 2, 3, 4, 6 und Scholtenhof in mehr als 100 m Mächtigkeit entwickelt und enthalten, wie vielfach in Norddeutschland, Einlagerungen von chamositischem Trümmereisenstein und Reste einer reichen Fauna. Mit den gleichaltrigen Schichten des Eggevorlandes besteht zwar große Ähnlichkeit, aber nicht völlige Übereinstimmung.

Centaurumschichten sind bisher noch nicht bekannt.

g) Die Capricornerschichten von Bislich 3 und 6 schließen sich völlig an die des Eggevorlandes an und sprechen für Fortdauer der bionomisch günstigen Bedingungen in beiden Gegenden.

h) Die Amaltheenschichten der *Margaritatus*-Zone (Bohrungen Bislich 1, 3 und Loh) sind von einförmigem Charakter und stimmen mit denen des Eggevorlandes besonders auch durch die Beteiligung von sandigem Material überein, wodurch sich Beziehungen zu den südenglischen Vorkommen ausprägen. Die Großwüchsigkeit einiger Zweischaler teilen sie mit den fränkischen Schichten, hier wie dort dürften gegenüber den schwäbischen Vorkommen bessere Lebensbedingungen anzunehmen sein, am Niederrhein schon seit den Capricornerschichten.

4. Nicht nur der Untere Lias, sondern auch das Rät greift vielfach, wenn auch nicht überall, am Niederrhein und im holländisch-westfälischen Grenzgebiete auf ältere Schichten der Trias und sogar des Zechsteins über. Es erklärt sich das aus den während der Trias und des Lias andauernden Schollenbewegungen und aus der intertriassischen Denudation. In die Hohlformen des so entstandenen bunten Bodenreliefs drang infolge von Senkungsvorgängen das Rätmeer ein, durch fortgesetzte Schollenabbrüche erfuhr dies Meer während des Unterlias eine beträchtliche Zunahme und griff schrittweise auf die neuen Schollen über. Rät und Lias am Niederrhein und im holländisch-westfälischen Grenzgebiete sind nach ihrem Verhalten zum Liegenden ein gutes Beispiel für eine Meeresingression.

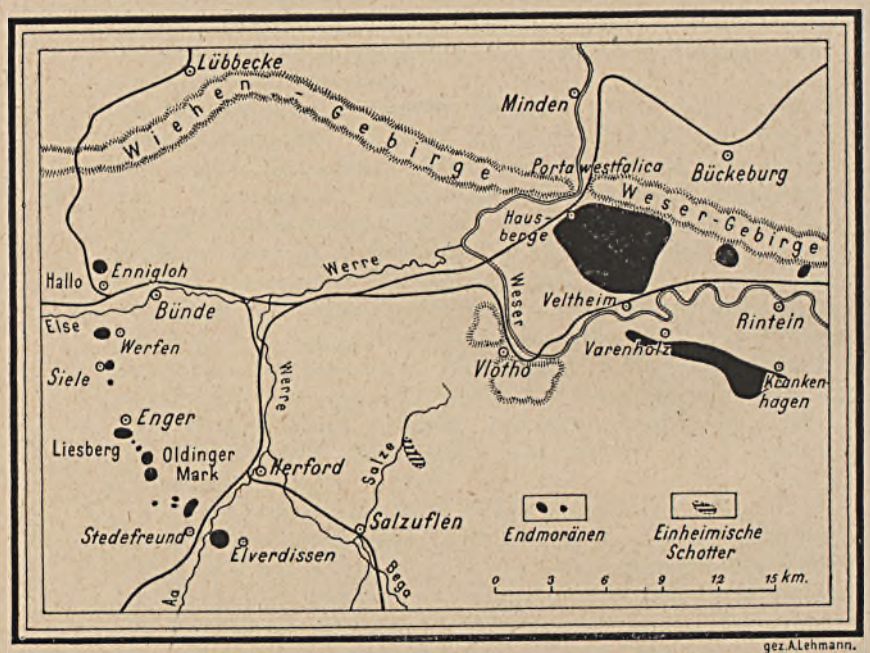
Am Ende meiner Ausführungen möchte ich Herrn Präsidenten Krusch und meinen Kollegen, den Herren Wunstorf und Schmierer, sowie Herrn Chemiker Dr. K. Utescher für ihre freundliche Unterstützung meinen herzlichsten Dank abstatten.

Ein Endmoränenbogen bei Herford und Bünde i. W

Von Herrn **Otto Burre** in Berlin

Mit 1 Figur

In dem schwach welligen Hügellande zwischen Wiehengebirge und Osning finden sich in der Gegend westlich von Bünde und Herford zahlreiche Sand- und Kiesablagerungen, die als vereinzelte nicht zusammenhängende Vorkommen von kleinerem und größerem Umfange auftreten. Zum größten Teile sind sie dem stellenweise fast ebenen Gelände in Form kleiner Kuppen und Hügel aufgesetzt, während sie sich nur untergeordnet an den Hängen und in den Tälern finden.



Anmerkung: In die Kartenskizze sind mit gütiger Erlaubnis von Herrn Bergrat Dr. Mestwerdt die in dem von ihm kartierten Anteil des Blattes Bielefeld fallenden Vorkommen in Stedefreund mit aufgenommen worden, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank sage.

Die Darstellung der Endmoräne an der Porta westfalica ist Tafel 10 der Abhandlung Siegerts: Beiträge zur Kenntnis des Pliocäns und der diluvialen Terrassen im Flußgebiet der Weser (Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 90, Berlin 1921), derjenigen zwischen Varenholz und Krankenhagen den Blättern Rinteln und Vlotho der Geologischen Karte von Preußen entnommen worden.

Die nördlichste dieser Bildungen haben wir in den Sand- und Kiesmassen auf dem Hallo in Ennigloh etwa 3 km westlich von Bünde vor uns, die schon von Driever (2, S. 67 u. 68) ausführlich beschrieben sind. Sie bestehen aus hellen feinen und groben, z. T. kiesigen Sanden, die mit mächtigen Schotterlagen wechseln. Häufig beobachtet man diskordante Parallelstruktur. Große Geschiebe sind ziemlich selten. Die überwiegende Masse der Gerölle hat mittlere Größe. Was die petrographische Zusammensetzung anlangt, so findet man neben nordischen viel einheimische Gesteine und vor allen Dingen sehr reichlich solche aus Buntsandstein. Ferner erwähnt Kurtz (5, S. 25) von dort 9 Edergerölle und 30 Thüringer-Wald-Porphyre der Werra. Die kleine Kuppe des Hallo erhebt sich mit 105 m über NN nur sehr wenig über das umliegende Gelände.

Aus schwach kiesigen Sanden ist der Kern des meist von Geschiebelehm bedeckten Hügels aufgebaut, der sich westlich von Werfen unmittelbar am Südrande der breiten Niederung des Elsetales erhebt. In diesen Sanden kommen eigentümliche, unregelmäßig angeordnete, stark verlehmte Partieen vor.

Am Nordausgange des Dorfes Siele sind in einer kleinen Grube helle, schwach kiesige Sande aufgeschlossen, die sich unter der hier sehr dünnen Lößdecke noch weiter verfolgen lassen. Dieses Vorkommen bildet eine ganz unbedeutende Erhebung, die sich kaum im Gelände abhebt. Ein Kilometer südlich von hier konnte unter der Lößdecke an einer Stelle noch Sand nachgewiesen werden.

Erst nach einer Lücke von ungefähr 3 km treten bei Enger wieder große Sand- und Kiesmassen auf. Der 1 km südlich dieser Stadt an der Landstraße nach Oldinghausen gelegene Liesberg, von dessen 118 m hohem Gipfel man einen weiten Überblick über die im Durchschnitt etwa 100 m über NN liegende Umgebung hat, ist daraus aufgebaut. Die großen Gruben, in denen das Material gewonnen wird, geben uns einen guten Einblick in die Zusammensetzung und den Aufbau dieser Bildungen, die hier in einer Mächtigkeit von 10—12 m aufgeschlossen sind. Wie groß die gesamte Mächtigkeit ist, ist nicht mit Sicherheit festzustellen. Wir sehen neben rein sandigen Partieen solche, die nur aus großen und kleinen Geröllen bestehen. Auch innerhalb der Sandmassen wechselt die Korngröße meistens in der Art, daß gröbere und feinere Lagen miteinander wechseln. Bisweilen sind auch hier dünne Kiesbänke eingeschaltet. Diagonalschichtung ist sowohl im großen wie im kleinen die Regel. Namentlich im westlichen Teile der großen Kiesgrube tritt eine starke Anreicherung von grobem Material auf, die z. T. die Form von echten Blockpackungen annimmt. Im wirren Haufen liegen große und kleine Geschiebe durcheinander. Jede Andeutung einer Schichtung fehlt hier. Die Größe der Gerölle schwankt außerordentlich; neben ganz großen Geschieben, die nicht so sehr zahlreich sind, findet man alle Abstufungen bis zu feinem Grand. Die Hauptmasse dieser kiesigen Partieen stellen jedoch die Stücke mittlerer Größe. Von der ganzen Ablagerung dürften etwa zwei Drittel auf den Sand entfallen und ein Drittel auf die Schotter. Hier und da sind in den Sanden auch Fetzen und

Lagen von Geschiebelehm eingebettet. Was die Herkunft des Materials betrifft, so ist der bei weitem überwiegende Teil nordischen Ursprungs. Namentlich die großen Blöcke, die bisweilen einen Durchmesser von mehr als einen Meter haben, bestehen alle aus nordischem Material. Daneben finden sich auch mancherlei einheimische Bestandteile, wie Rätquarzite, deren Ursprungsort in geringer Entfernung von ihrer heutigen Lagerstätte liegt, ferner Kalksteine, die aus dem Weißen Jura des Wiehengebirges stammen dürften. Auch kommen vielfach gerundete Tonbrocken vor, die beim Zerschlagen schiefrig zerfallen und sich als Schiefertone des Lias erweisen, also auch aus unmittelbarer Nähe stammen. Schließlich enthalten die Kiese auch noch Gerölle aus Buntsandstein, wenn auch nicht in so großer Zahl wie am Hallo, so doch immerhin so häufig, daß man leicht eine kleine Anzahl davon sammeln kann. Gegenüber den anderen Geröllen, die z. T. nur abgerundete Ecken und Kanten haben, bisweilen auch wohl noch eckig sind, zeichnen sich die Buntsandsteingerölle durch eine starke Abrollung aus. Weiter finden sich Weserporphyre und Kieselschiefer, jedoch keineswegs in solcher Menge, wie man nach der Schilderung von Kurtz (5, S. 27) annehmen sollte. Sie sind vielmehr ziemlich selten.

In unmittelbarem Zusammenhange mit den Ablagerungen des Liesberges stehen wohl die Kiese und Sande, die gleich südöstlich von hier in kleinen Sandgruben und Wegeeinschnitten zu beobachten und auch unter der Lößdecke mit dem Bohrer nachzuweisen sind.

Wohl die bedeutendsten Sand und Kiesablagerungen dieser ganzen Reihe sind diejenigen der Oldinger Mark und der sich an sie im Süden anschließenden kleinen Höhe. Sie sind als eine einheitliche Masse anzusehen, wenn auch die stellenweise recht mächtige Lößdecke den Zusammenhang nicht unmittelbar erkennen läßt. Aufschlüsse sind in diesem Gebiet nur sehr wenige vorhanden, die jedoch gerade ausreichen, um zu zeigen, daß die Zusammensetzung der Sande und Kiese mit derjenigen, wie wir sie vom Liesberg kennen gelernt haben, übereinstimmt. In diesem Gebiet, das sich als ein kleiner Hügel aus dem Gelände heraushebt, liegt der höchste Punkt dieser ganzen Bildungen mit 131 m über NN.

Südöstlich von hier treten in einem kleinen Tale an verschiedenen Stellen Sande und Kiese zutage, die sich in ihrer Zusammensetzung den oben geschilderten anschließen. Wieder auf der Höhe liegen die ziemlich umfangreichen Ablagerungen in Stedefreund, ohne sich jedoch besonders im Gelände auszuprägen.

Das südöstlichste und letzte Vorkommen dieser Art liegt auf dem rechten Ufer der Aa in Elverdissen, wo wir in der Höhe 109 eine kleine Kuppe vor uns haben, die sich deutlich aus seiner ziemlich flachen Umgebung heraushebt. Da hier keine Aufschlüsse vorhanden sind, sind wir auf die auf dem Acker zutagetretenden Stücke angewiesen, die keinerlei Abweichungen von den bisher beschriebenen Bildungen zeigen. Sie bestehen teils aus Kies, teils aus Sand, der sich unter der Lößdecke noch recht weit verfolgen läßt.

Das bei der Kartierung gewonnene Bild, das in der Textfigur auf

Seite 306 schematisch wiedergegeben ist, dürfte den tatsächlichen Verhältnissen nicht überall entsprechen insofern, als anzunehmen ist, daß unter dem Löß noch größere Sandmassen verdeckt liegen, und daß vor allen Dingen mehrere der isoliert erscheinenden Vorkommen tatsächlich noch zusammenhängen, wie das oben ja schon für verschiedene angedeutet ist. Andererseits unterliegt es keinem Zweifel, daß es sich in der Hauptsache um isolierte Vorkommen handelt, die zum Teil durch große Zwischenräume voneinander getrennt sind. Die im großen und ganzen gleichmäßige Zusammensetzung und vor allem die Anordnung dieser Bildungen in einer schmalen Linie von über 16 km Länge zeigen, daß wir es mit einer einheitlichen Ablagerung zu tun haben, die ein und derselben Ursache ihre Entstehung verdankt. Die Linie bildet einen schwachen, nach ONO offenen Bogen.

Kurtz (5, S. 25—27) und Driever (2, S. 68), die diese Bildungen zuerst beschrieben haben, erwähnen nur den Hallo bei Bünde und den Liesberg bei Enger und fassen sie als Reste einer alten Weserterrasse auf. Letztere parallelisiert sie nach der ihrer Arbeit beigegebenen Karte mit den mächtigen Schotterablagerungen bei Hausberge und Veltheim bei der Porta westfalica und mit denjenigen zwischen Varenholz und Krankenhagen, die sie gleichfalls als Weserschotter anspricht (2, S. 5—14). Beide stützen sich dabei fast ausschließlich auf die petrographische Zusammensetzung und den inneren Aufbau. Ich vermag mich dieser Ansicht nicht anzuschließen, sondern halte die Sand- und Kiesmassen für Reste einer Endmoräne, und zwar aus folgenden Gründen:

Die Anordnung dieser Bildungen in einer langen, schmalen, bogenförmigen Linie, die sich ohne Rücksicht auf die Oberflächenform des Geländes dahinzieht, kennen wir nur von Endmoränen. Wenn wir heute nur vereinzelte Hügel sehen, die keinen unmittelbaren Zusammenhang miteinander haben, so hat das seinen Grund darin, daß die zwischen ihnen fehlenden Verbindungsstücke bereits wieder abgetragen sind. Und zwar muß die Abrasion in der Zeit zwischen Rückzug des Eises und Ablagerung des Lösses vor sich gegangen sein. Da dabei auch die Sand- und Kiesmassen, deren Reste jetzt noch vorhanden sind, auch stark der Denudation ausgesetzt gewesen sind, müssen wir annehmen, daß sie ursprünglich eine viel größere Höhe und Ausdehnung gehabt haben. Die ursprüngliche Form dieser Ablagerungen ist also ein Wall von Sand und Kies gewesen.

Weiter steht der innere Aufbau der Bildungen mit der Auffassung als Endmoräne durchaus in Einklang, ja manche Teile lassen überhaupt keine andere Erklärung zu. Driever und Kurtz muß zugegeben werden, daß die großen Sand- und Kiesmengen mit ihrer häufigen diskordanten Parallelstruktur ebensowohl von einem Flusse abgesetzt sein könnten. Nehmen wir nun aber einmal an, daß der Weser der Durchfluß durch die Porta westfalica durch das Inlandeis versperrt gewesen sei und sie dadurch gezwungen worden wäre, südlich des Wiehengebirges ihren Weg zu nehmen, so würde sie, um Schotter in der uns bekannten Linie und in der Höhenlage abzusetzen, das Gebiet südlich des Wiehengebirges bis fast an den Osning hin überflutet haben müssen. Durch diese see-

artige Verbreiterung würde aber die Strömungsgeschwindigkeit derartig verlangsamt sein, daß ein Transport so grober Schotter, wie wir sie hier finden, unmöglich geworden wäre. Damit soll natürlich keineswegs bestritten werden, daß das Inlandeis einmal der Weser den Durchfluß an der Porta verwehrt hat, nur daß die Weser über die Höhen bei Enger geflossen ist. Gar nicht in Einklang mit obiger Annahme sind die Blockpackungen zu bringen, wie sie in der Kiesgrube des Liesberges zu beobachten sind. Sie allein sind beweiskräftig genug, diese Bildungen als Endmoränen anzusehen. Auch die Geschiebemergelreste lassen nur diese Deutung zu. Schließlich sei noch auf Folgendes hingewiesen: Da ein Teil dieser Ablagerungen noch heute von Grundmoräne bedeckt ist, so müßten sie bei der Auffassung als Weserschotter vor der Bedeckung durch das Inlandeis zum Absatz gekommen sein. Diese lockeren Bildungen wären aber der abhobelnden Wirkung des Gletschers wohl restlos zum Opfer gefallen, vor allem diejenigen, die auf der flachen, fast ebenen Hochfläche dem Anstoß des Eises fast unmittelbar ausgesetzt waren. Diese stellenweise Überlagerung erklärt sich leicht durch kleinere Oscillationen des Eisrandes. Der Gehalt der Schotter an Buntsandstein und anderen typischen Wesergeröllen ist darauf zurückzuführen, daß der Gletscher, bevor er in unsere Gegend kam, Gebiete passieren mußte, in denen die Weser dieses Material abgesetzt hatte, das dann von ihm aufgenommen und weiter geschafft wurde.

Die Verbindung mit der Grundmoräne, die als Absatz der vorletzten Eiszeit anzusehen ist, lassen die Endmoränen als die Bildungen einer vorübergehenden Stillstandslage des Eisrandes dieser Periode erkennen.

Von Interesse ist nun die Frage, weshalb es gerade hier zu einem derartigen Stillstand gekommen ist, während sonst in dem Gebiete zwischen Weser-Wiehengebirge und Teutoburger Wald keinerlei Endmoränen vorhanden sind, bis auf diejenigen in diesen Gebirgen oder unmittelbar an ihren Rändern. Sowohl die Endmoränen am Wesergebirge, die Spethmann (6) beschrieben hat, wie diejenigen am Kamm des Teutoburger Waldes, von denen Bärtling (1), berichtet, sind in ihrer Lage eben durch diese Hügelzüge bedingt, die das weitere Vordringen des Eises längere Zeit verhinderten und nur an den vorhandenen tieferen Quertälern einen beschränkten Durchtritt gestatteten.

Lage und Richtung unseres Endmoränenbogens sind gleichfalls durch das Wiehengebirge und den tiefen Einschnitt der Porta westfalica bedingt. In einem bestimmten Stadium des Rückzuges des Inlandeises der vorletzten Vereisung reichte der Nachschub von Norden nicht mehr aus, um den Gletscher über das Wiehengebirge zu drücken und nur in der Portalücke bestand noch die Möglichkeit, weiter nach Süden vorzudringen. Doch auch hier fand sich bald ein Widerstand an den Höhen bei Vlotho, wodurch die Gletscherzunge gezwungen wurde, im Wesertale nach Osten und Westen auszuweichen. Der nach Westen abgelenkte Teil wurde im Werretale und im Elsetale aufwärts geschoben, bis schließlich in der Linie Ennigloh-Enger-Elverdissen ein Gleichgewichtszustand zwischen Nachschub und Abschmelzen eintrat. Der dadurch bedingten Stillstandslage verdankt unsere Endmoräne ihre Ent-

stehung. Durch den nach Osten abgelenkten Teil dürften die Endmoränen zwischen Varenholz und Kranhenhagen gebildet worden sein. Sie zeichnen sich gleichfalls durch einen hohen Gehalt an sandigem Material aus (4, S. 41 f.). Schließlich reichte die Schubkraft des Eises nur noch aus, um die Endmoränen zwischen Hausberge und Veltheim aufzuschütten.

Unter dieser Annahme, daß der Eisrand längere Zeit südlich von Herford lag, also hier das Werretal verstopfte, wird die Anhäufung von Schottern und Kiesen aus einheimischem Material im Salzetal verständlich, wie sie Mestwerdt (3, S. 30) von hier beschreibt.

Kurz zusammengefaßt kommen wir zu folgendem Ergebnis: Die in einer Linie angeordneten Sand- und Kiesablagerungen westlich von Herford und Bünde i. W. sind Reste eines Endmoränenbogens, der seine Entstehung einer durch die Porta westfalica vorgeschobenen Gletscherzunge verdankt.

Literaturverzeichnis

1. Bärtling, R., Die Endmoränen der Hauptvereisung zwischen Teutoburger Wald und Rheinischem Schiefergebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 72, Jg. 1920, Monatsber. 1—3, S. 3.
2. Driever, E., Die Entwicklung des Längstales Porta-Osnabrück. 18. Jahresber. d. Naturw. Vereins zu Osnabrück, 1921, S. 1.
3. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 233, Bl. Herford-Ost.
4. Desgl., Bl. Rinteln.
5. Kurtz, E., Diluviale Flußläufe zwischen Unterrhein und Elbe. Beilage zum Programm des Gymnasiums zu Düren, 1912.
6. Spethmann, Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitt. d. Geogr. Ges. u. naturhist. Mus. in Lübeck, 2. Reihe, Heft 22, 1908, S. 3.

Tektonik und Stratigraphie des Taunus im Gebiet des Blattes Wehen (Platte) nördlich Wiesbaden

Von Herrn **A. Leppla**[1]) (†)

Vordevon.

Von Osten aus dem Bereich des Blattes Königstein kommend, vereinigen sich die in der nördlichen Zone der phyllitischen Gesteine zwischen Bremtal und Niederjosbach (linker Hang des Daistales) erkennbaren 4 Lagen von Sericitgneis zwischen Naurod und Auringen zu einer fast geschlossenen Masse. Sie schwillt weiter nach Südwesten, zwischen Wiesbaden und Platte, zu einem nahezu 3,5 km breiten Stock an. Immerhin fehlen die Phyllite in diesem Stock keineswegs. Zwischen den beiden Basaltbrüchen bei Naurod (Erbsenacker), dann bei Rambach, auch am Idsteiner Weg und im Nerotal sieht man schmale Streifen von Phyllit dem Gneis mehrfach zwischengeschaltet.

Die gneisigen Gesteine (Quarzkeratophyre von Rambach und Sonnenberg werden anscheinend durch Querstörungen etwas nach Süden gedrängt. Ihr Vorhandensein läßt sich durch die weiße Vertonung noch am ehesten erkennen.

Die breite Fläche des Sericitgneises unterlag in der Tertiärzeit mindestens seit dem Untermiocän einer tiefgreifenden Verwitterung, deren Endergebnis die Fortführung der Alkalien, alkalischen Erden, des Eisens usw., kurz die Bildung weißer Tone war.

Mit den im Gneis eingeschlossenen nördlichen Phyllitstreifen sind östlich von Naurod, dann in der Nähe der Basaltbrüche, ferner am Bahnholz und am Neroberg mehrfach schmale Lagen von basischeren Keratophyren Grünschiefern verbunden, die weiter nach Südwesten in den Rheingau fortsetzen und am Südfuß des Soons linksrheinisch bis in die Nähe von Kirn an der oberen Nahe stark entwickelt sind. Metamorph nur schwach beeinflußte Vorkommen vom südlichen Basaltbruch bei Naurod und von Halgarten im Rheingau machen durch ihre Blasenzüge eine Ergußform wahrscheinlich.

---

[1]) Aus Leppla'schen Aufnahmeberichten zusammengestellt. Eine kurze Notiz findet sich bereits im Aufnahmebericht für das Jahr 1921 im Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt.

Grünschiefer (Keratophyre) werden ferner durch die Hornblende-Sericitschiefer R. Koch's von Bahnholz vertreten, die sich in mehreren Lagen im Gneis und Phyllit wiederholen. Niveaubeständig sind sie keinesfalls.

Schieferung

Die der Lage der Sericitblättchen entsprechenden Hauptablösungsflächen prägen sich im Gneis besonders gut aus, wo die Vertonung eingeleitet ist (Sonnenberg, Rambach, Auringen, Naurod), macht sich aber in den noch massigen Quarzkeratophyren in den tieferen Quertälern (Goldstein-, Schwarzbachtal) weniger bemerkbar. Alle diese Flächen neigen unter 60—90° nach Nordwesten, wie auch bei den scheinbar liegenden Phylliten. Im übrigen ist bei diesen in ihrer ungewöhnlich starken Faltung und Verquetschung in den meisten Fällen von Lagerung im strengen Sinne nicht die Rede. Faltungsachsen und -Flächen streichen normal nach Nordosten, mehr läßt sich nicht sagen. Dieser Richtung folgen auch die meisten älteren Quarzausscheidungen.

Phyllite. Das zwischen Vockenhausen und Lorsbach fast 5 km breite Phyllitband setzt im Süden der Sericitgneise bis nach Wiesbaden fort und wird hier von jüngeren tertiären Störungen in die Tiefe verworfen. Der Südrand der Gneise bildet von Bremtal über Auringen bis Heßloch und Sonnenberg annähernd eine gerade Linie.

Meta-mächtige Quarzite, wie sie zwischen Epstein und Lorsbach häufiger sind, fehlen bis jetzt in dem Phyllit südlich des Gneises.

Eigentliche vorderdevonische Schichten Phyllite spielen vom Goldsteintal nach Südwesten keine große Rolle. Aufschlüsse sind sehr spärlich (Straßeneinschnitt bei Lichtweißhöhle); der Wald und seine Parkwirtschaft in der Nähe der Stadt Wiesbaden, die starke Verwitterung unter der Tertiärdecke, Löß und alte Flußschotter verhindern das Erkennen und die Unterscheidung von ähnlichen unterdevonischen Schichten. Deutlicher fallen einzelne Phyllitpakete in den Gneisen auf (Rambach, Bahnholzerkopf und nördlich vom Neroberg). In der Südwestecke des Blattes verschwindet der Phyllit zwischen Gneis und Unterdevon gänzlich.

Neu im Vordevon ist das Vorkommen sehr sandiger Schiefer- und Phyllitschichten, denen schmale Gneislagen und porphyroidische Gesteine eingeschaltet sind. Sie fallen im oberen Goldsteintal, rechter Hang oberhalb Hubertusstätte auf und zeigen sich stark zersetzt.

Die abweichend gefärbte, grüngraue quarzitisch-schiefrige Gesteinsreihe im Liegenden der Bunten Schiefer am Kellerskopf verschwindet im Südwest-Streichen über das Goldsteintal an der Würzburg. Am rechten Hang des Goldsteintales oberhalb und nordwestlich von der Hubertushütte sind sandige, quarzitische grüne und gelbe Schiefer entblößt, die vereinzelt porphyroidische und gneisige Lagen einschließen. Ihre Zugehörigkeit zum ältesten Unterdevon (Kellerkopfschichten), in dessen Fortstreichen sie liegen, muß bezweifelt werden. Die Ähnlichkeit mit phyllitischen Gesteinen kommt noch am ehesten für die Altersbestimmung in Betracht. Immerhin fallen sie auch aus dem phyllitischen Rahmen etwas heraus.

Unterdevon

Hinsichtlich der Lagerung des Unterdevons muß zunächst betont werden, daß der Hunsrückschiefer anscheinend ein steil nach Nordwesten geneigtes Faltenbündel bildet. Seine Berührung mit dem Unteren Taunusquarzit muß, wenn auch Aufschlüsse fehlen und der mächtige Quarzitschutt alles überdeckt, doch als eine streichende Störung betrachtet werden. Dazu zwingen die Verhältnisse in der örtlichen Nachbarschaft, wo bei Schloßborn (Bl. Königstein) bunte Schiefer neben Hunsrück- und Unter-Koblenzschiefer gerückt sind und im Westen bei Hausen v. d. H. (Bl. Eltville), wo porphyroidführendes Unter-Koblenz an Oberes Taunusquarzit sich anlegt. Innerhalb des Bl. Wehen nähert sich der Untere Taunusquarzit bei Niederselbach dem Hunsrückschiefer, ohne indes die Berührungsfläche erkennen zu lassen. Auch hier überdeckt Quarzitschutt das Anstehende.

Die Streichrichtung der Quarzitzüge bleibt im ganzen durchaus einheitlich im Gesamtbild. Der südliche Zug scheint von der Trompeterstraße ab nach Osten etwas nach Süden zu drehen, vielleicht um einen Winkel von 10—15°. Gegen Niedernhausen zu tritt die alte WSW-ONO-Richtung wieder in ihr Recht. Die Umbiegung prägt sich auch im Gelände (morphologisch) aus.

Zahlreiche Querstörungen haben die Falten zerrissen und die einzelnen Stücke seitlich schwach verschoben, damit natürlich auch die alte streichende Verwerfung am nördlichen Quarzitrand. Die Brüche richteten sich nicht bloß senkrecht auf das Streichen, sondern auch spitzwinklig zu ihm und zwar sowohl in OSO-WNW- als SSO-NNW- und fast sogar in S-N-Richtung (Königshofen). Aus dem Gesamtbild des Südrandes des Schiefergebirges, das nun von der Saar bis fast an die Wetterau in seinen Hauptzügen bekannt ist, sieht man, daß die Mulden- und Sattellinien wellig zur Wagerechten verlaufen, daß auch quer zum Streichen Mulden- und Sattelbiegungen stattfinden. Ich bin versucht, darin eine Pressung zu sehen, die von O bezw. ONO oder von W bezw. WSW erfolgte. Diese Pressung mag in den Querstörungen ihren letzten Ausdruck gefunden haben.

Störungen im Hunsrückschiefer können bei dem Mangel an Gliederung höchstens vermutet werden.

Da die großen Quarzgänge (Naurod, Frauenstein, Bl. Eltville) meist Querstörungen folgen, da sie wahrscheinlich jünger als das Ober-Rotliegende und älter als Oligocän zu sein scheinen, so würde die Querpressung ungefähr in das Mesozoikum zu verlegen sein.

Was die Lagerungsform der Quarzitzüge angeht, so ergibt die Neuaufnahme, daß beide, der südliche und nördliche, wahrscheinlich in Muldenfalten liegen. Beide Züge besitzen eine sehr steile Faltenstellung, die streichende Störung gegen den Hunsrückschiefer wahrscheinlich auch.

Oberflächig (morphologisch) tritt der seltene Fall ein, daß auf einer horstartigen Faltenerhebung, wie sie zwischen Gehalten (Bl. Königstein) und Niedernhausen durch das Emporsteigen der Hermeskeilschichten

und bunten Schiefer besteht, Quertäler (Dais- und Dattenbach) sich ausbildeten. Die Erklärung hierfür muß in den verschieden zeitlichen älteren Abtragungen und in dem kleinstückigen Zerfall der Bunten Schiefer gesucht werden.

Auch in diesem Blatt ist wie auf den übrigen Taunusblättern die Fangzone zwischen Vor- und Unterdevon nirgends deutlich beurteilt worden. Die Frage, ob die Grenze eine Störung oder eine ungleichförmige Lagerung (Diskordanz) darstellt, kann noch nicht als sicher gelöst angesehen werden. Vorerst neige ich der letzteren Möglichkeit zu.

In der Gliederung der Gedinneschichten zwischen Vordevon und südlichem Quarzitzug (Niedernhausen, Platte, Rentmauer) brachte die Neuaufnahme insofern eine Überraschung, als sich in der Gedinnestufe unter den Bunten Schiefern ein breites Band von fast ausschließlich grünen sericitischen und grauen Schiefern einstellte, die weder östlich noch westlich am Taunushang bisher bekannt waren. Es sind die Gesteine vom Kellerskopf und an seinem westlichen Abhang im Kloppenheimer Wald. Von hieraus setzen sie sich nach Südwesten bis zur Würzburg fort, wo sie ebenso deutlich, wie am Kellerskopf, mehrfach aufgeschlossen sind. Nach Nordosten sieht man Andeutungen von ihnen gegen die Straße Naurod-Niedernhausen. Es sind grüngraue, graue, dunkelgraue, in wenigen Fällen auch violettgraue, ziemlich ebenflächige, im grünen Ton sericitische, im grauen auch glimmerführende Tonschiefer, mit mehreren Zwischenlagen von grüngrauen, feinkörnigen, glimmerigen Sandsteinen und Quarziten, die in mancher Beziehung den schiefrigen Quarziten der Bunten Schiefer ähnlich werden. An mehreren Stellen führen die violettgrauen, sandigen Lagen unregelmäßige, blasenförmige oder drusige Hohlräume, die mit Brauneisenmulen ausgefüllt sind und den Eindruck erwecken, als seien sie Überbleibsel von früher vorhandenem Kalk-Eisenkarbonat. A. von Reinach waren diese bisherigen Schiefer auch bereits bekannt und er glaubte, darin Versteinerungen gefunden zu haben. Weitere Untersuchungen darüber scheinen mir nötig und werden vielleicht zu einer Zweiteilung der Bunten Schiefer (Gedinnestufe) führen und die Frage entscheiden, ob hier auch junger Oberzeller (Schistes de Mondrepuis oder Oberes Ludlow) noch vorhanden ist, wie es die Arbeiten M. Leriche's in den Ardennen nachgewiesen haben[1]).

Auffällig sind in diesen tiefsten Gedinneschichten, besonders am Kamm und Südhang der Würzburg, deutliche konglomeratische Gesteine. Sie bilden Lagen von allerdings geringer Mächtigkeit, sind nicht gerade auf die untere Grenze der Stufe beschränkt und spielen also in ihrer Verbreitung, streng genommen, nicht die Rolle eines Basalkonglomerates. Das trifft ja auch für die übrigen Vorkommen im Rheingau bei Eberbach, Aulsausen und Aßmannshausen auch nicht zu. Da die untere Grenze des Unterdevons nirgends am Südrand des Schiefergebirges aufgeschlossen ist, so sind die konglomeratischen Gesteine nur als Einlagerungen in den tiefsten Devonschichten vorerst angesehen worden. Das Verbandsverhältnis nach unten bleibt immer noch unbekannt.

[1]) Mém. d. musée roy. d'histoire nat. d. Belgique 1912, VI, Brüssel.

Die Ausbildung der höhern Schichten der Bunten Schiefer, den violetten, roten und grünen Tonschiefer mit Quarziten (Schiefer d'Oignies) weist gegen die Nachbargebiete keine Veränderung auf.

Im Taunusquarzit treten formengebend zwei Züge auf. Der nördliche Zug scheint eine Sattel-, der südliche eine Muldenform zu besitzen. Beide Faltenzüge haben sehr steiles und meist nordwestliches Einfallen. Der nördliche Zug ist am Nordwestrand von den jüngern Schiefern durch eine streichende Zerreißung getrennt (Nördliche Randspalte des Taunus).

Der nördliche Quarzitzug senkt sich vom Feldberg (Bl. Obereifenberg) nach Südwesten zu etwas ein, bricht vor dem Daisbach aber am Liegenden ab, um jenseits wieder an einer Querstörung fortzusetzen. In dieser Südwestrichtung hebt er sich allmählich und an mehreren Querbrücken staffelig wieder in die Höhe. Die Zerstückelung reißt natürlich die unterlagernden Hermeskeil-Sandsteine und die Bunten Schiefer mit. Abtragungen seit der Tertiärzeit oder noch ältere gehen im Westen bis zu den kleinstückig zerfallenden Schiefern herab und schaffen aus den quer zerstückelten Quarzitblöcken einzelne Kuppen und kurze Rücken inmitten der ausgedehnten Quarzitschuttmassen (Altenstein, Eichelberg), die von diesen genährt werden. Es ist anzunehmen, daß unter den breiten Schuttflächen die leicht zerfallenden Hermeskeil-Sandsteine und die kleinstückigen Bunten Schiefer verborgen liegen. Die Schuttflächen ermangeln jedes Aufschlusses. Weiter nach Südwesten wird der nördliche Quarzitzug wieder herabgeworfen und seiner rückenbildenden Rolle zurückgegeben (Hohe Wurzel, Bl. Langenschwalbach). Die Schubtfläche zwischen der Straße Platte-Neuhof und Eiserner Hand ruht auf einem gehobenen Gebirgsblock (Horst), ebenso wie der Oberflächengraben des Selbaches (Niedernhausen-Niederselbach-Wasserscheide zur Ems). Die Abhängigkeit der Morphologie vom Gebirgsbau setzt hier scheinbar aus.

Der südliche Quarzitzug, der schon im östlichen Nachbarblatt Königstein bei Ruppershain und Oberjosbach über die Abtragungsformen emporgehoben (Luftmulde) und fast zum Verschwinden gebracht wird, stellt sich im Südwesten des Niedernhauser-Selbacher Horstes wieder allmählich ein. Er wird am Hahnberg und an der Rassel abermals herabgeworfen und nimmt damit seine formgestaltende Rolle wieder auf (Steinrausch, Rentmauer). Das Streichen der Strecke Hahnberg-Rassel ist um einige Grad (5—10°) gegen Steinhaufen-Rentmauer nach Süden zu gedreht, eine Bewegung, die im nördlichen Zug kaum bemerkbar wird und daher wahrscheinlich nur örtliche Bedeutung hat. Vom Westfuß der Rentmauer nach Südwesten zu tritt eine starke Zerstückelung des Faltenzuges ein, die eine Verschiebung (ins Liegende) nach Südosten zu bewirkt (Bleidenstadter, Schäferskopf). Es sind nordwestlich bis nördlich gerichtete Querbrüche, die nach gewissen Anzeichen (Steinbrüche am Schäferskopf, Bl. Langenschwalbach) einem NO-SW-Druck zu gehorchen scheinen.

Die scharfe Trennung der Hermeskeil-Sandsteine begegnet

Schwierigkeiten, weil in den tiefern Taunusquarziten noch rot gefärbte, rein quarzitische Lagen auftreten (Platte, Rentmauer). Die Grenze wurde nach der Oberflächenform (Steilböschung) gezogen. Verwittern die glimmerigen und schiefrigen Quarzite der Bunten Schiefer, so entstehen gelbe schiefrige Sandsteine, deren Unterscheidung von Hermeskeil-Sandsteinen sehr oft unmöglich wird.

Für das Vorhandensein von oberem Taunusquarzit, wie er in der westlichen Nachbarschaft (Bl. Eltville) sich einstellt, liegen keine ausschlaggebenden Beobachtungen vor.

Als Hunsrückschiefer wurden sehr einförmige, dunkelgroße, meist sandige, daher rauh und uneben spaltende, fast nie Dachschiefrige Tonschiefer angesehen. Es ist mir nicht gelungen, in dem querschlägig mehr als 5 km breiten Band irgend eine stoffliche oder stratigraphische Gliederung zu erkennen, so einförmig ist das Verhalten. Im Osten, und zwar in dem quer zum Streichen sich merklich heraushebenden Bergrücken Zimmerwand, zwischen Eschenhahn und Niederselbach, erscheinen zwischen den Tonschiefern vereinzelt dünne Bänke von grauem, quarzistischen Sandstein. Die Vorkommen reichen ihrer Spärlichkeit wegen nicht zu einer Gliederung aus, mögen aber immerhin eine höhere jüngere Stellung im Hunsrückschiefer einnehmen und sich dem Untercoblenz nähern. Sie sind an einer Querstörung jäh abgeschnitten und machen weiter nach Osten an der Bahn Niederselbach-(Wörsdorf)-Idstein wieder tieferen, etwas reineren Tonschiefern Platz. Porphyroide und Versteinerungen wurden nicht gefunden.

Tertiär

Das Tertiär weist nennenswerte Abweichungen von der Nachbarschaft nicht auf. Es handelt sich meist um kalkfreie, sandig-kiesige, auch mal tonige Schichten, die gemeinhin als sogenannte Pliozän gelten, tatsächlich aber doch in ihrem Alter noch ziemlich unsicher dastehen. Hr. Galladé fand in der Südostecke des Blattes neuerdings Haifischzähne in einer gering mächtigen Sandbank über dem Phyllit, vermutlich einer Fortsetzung der Medenbacher Oligozänschichten.

Sogenannte Pliozän, versteinerungsleere, hell gefärbte (ohne Sandverwitterung), kalkfreie jüngste Tertiärschichten, bedecken die südlichen Gehänge des Taunus auf der 300 m-Hochfläche bei Sonnenberg und Rambach. Die vorwiegend kiesigen, oft mächtigen Ablagerungen aus gerolltem und ungerolltem Milchquarz und weißem Quarzit überlagern meist die sandig-tonigen weiter im Süden (Dotzheim) und beweisen, daß während der Bildung starke Senkungen im Mainzer Becken oder Hebungen an dessen nördlichem Ufer stattfanden. Die obere kiesige Stufe greift über die früher abgelagerte und bereits in ihrer Lagerung gestörte untere sandig-tonige Stufe über. Beide zeitlich, stofflich und entstehlich auseinander zu haltenden Stufen kommen zwar nicht vereint im Blatt Wehen zum Ausdruck, ergeben sich aber allgemein aus den bisherigen Untersuchungen am Taunus.

Diluvium

Die ältesten diluvialen Schotter beginnen bei Auringen und Rambach in Höhen von 260 m, bei Niedernhausen in 280 m ü. NN. Löß reicht über 300 m hoch.

Ältere und vielleicht auch mittlere Talstufen des Salzbaches (Bl. Wiesbaden-Kastel) der Wicker und des Daisbaches haben im Blattbereich ihre Wurzeln. Sie liegen in 230—260 m Höhe ü. NN., bestehen aus groben, sandarmen Schottern der großblockigen und wetterbeständigen Taunusgesteine (Quarzite, Quarze usw.) und sind durch den Mangel an Bleiung bezw. durch das Merkmal der gewöhnlichen Landverwitterung unserer Zone von den pliozänen Schottern auch ohne Aufschluß zu unterscheiden. Im Aufschluß zeigen die diluvialen Ablagerungen zum Mindesten sogen. Wildbachschotterung, die jungtertiären dagegen auch diese nur unvollkommen, undeutlich oder gar nicht.

Magnetische Messungen in Oberschlesien

Von Herrn **H. Reich** in Berlin

Hierzu Tafel 12 und 13

In dem Deutschland verbliebenen Teil von Oberschlesien ist die Begrenzung des Kohlenbeckens im Westen gut bekannt, während das im Norden nicht der Fall ist. Das an das oberschlesische Kohlenbecken im Norden angrenzende Triasgebiet ist durch Tiefbohrungen, die bis ins alte Gebirge reichen, überhaupt noch nicht untersucht, so daß die Frage, ob sich an die große oberschlesische Carbonmulde in dieser Richtung weitere derartige Einmuldungen anschließen, noch durchaus ungeklärt ist. Nach MICHAEL[1]) ist die Aussicht, dort Produktives anzutreffen, wenn auch nicht sehr groß, so doch durchaus nicht von der Hand zu weisen.

Eine Untersuchung dieses Gebietes durch Tiefbohrungen scheint daher unbedingt geboten. Dabei wäre es, um aus den sehr teuern Tiefbohrungen möglichst großen Nutzen zu ziehen, von großer Bedeutung, ev. durch physikalische Methoden Anhaltspunkte für einen günstigen Ansatz solcher Bohrungen zu erhalten. Diesem Zweck sollten die magnetischen Messungen dienen.

Gemessen wurde die Z-Komponente der magnetischen Kraft mit dem auch von SCHUH[2]), MOLL[3]) und HAALCK-BRINKMEIER[4]) zu ihren Messungen herangezogenen Lokalvariometer für die Vertikalintensität von SCHMIDT. Das von mir benutzte ist eines der nach den Angaben von Geheimrat SCHMIDT von den Askania-Werken gebauten Instrumente. Dasselbe hat sich i. a. recht gut bewährt. Auf die bisher noch

[1]) R. MICHAEL, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 71, S. 64.

[2]) F. SCHUH, Magnetische Messungen im südwestlichen Mecklenburg. Mitt. d. Meckl. Geol. Landesanst. Nr. 32. Rostock 1920.

[3]) H. MOLL, Erdmagnetische Vermessung der Gegend von Rostock und Warnemünde. Steinbr. u. Sandgr., 21. Jahrg., 1922, Heft 20—22, und 22. Jahrg., 1923, Heft 1 u. 2.

[4]) H. HAALCK und G. BRINKMEIER, Erdmagnetische Untersuchungen am Salzstock der Burbacher Achsenzone. Kali, 17. Jahrg., 1923, Heft 16.

nicht ganz zu vermeidenden Standänderungen des Instruments wird im folgenden ausführlicher zurückzukommen sein. Zurzeit werden an dem Instrument noch einige Verbesserungen ausgeführt, durch die vor allem der bisher ziemlich hohe Temperatur-Koeffizient herabgedrückt werden soll. Es ist zu hoffen, daß auf diese Weise die Brauchbarkeit des Instruments noch wesentlich gewinnen wird.

Obwohl es natürlich erstrebenswert ist, auch die H-Komponente zu messen, um so ein Bild der magnetischen Gesamtkraft zu erhalten, ist es für geologische Zwecke i. a. genügend, die Z-Komponente zu messen, da Z in sehr einfacher Beziehung zur Gesteinsmagnetisierung steht. Das wird von Königsberger[1]) übersehen, wenn er so warm für das Messen der H-Komponente eintritt. Z-Isanomalen sind besonders bei komplizierterer Lagerung immer leichter zu deuten als H-Isanomalen. Der Vorteil der angeblich erreichten höheren Genauigkeit bei H-Messungen mit Instrumenten der G. p. G. wird dadurch weiter ausgeglichen, zumal es, wie Königsberger selbst zugeben muß, praktisch auf dasselbe herauskommt, ob man die Z-Komponente auf 10 γ oder die H-Komponente auf 5 γ genau mißt. Nach meinen Erfahrungen kann man übrigens auch mit dem Schmidt'schen Instrument unter günstigen Umständen und unter Anwendung größter Sorgfalt auf 5 γ genau messen und ist dann sicher gleich guten H-Messungen gegenüber im Vorteil.

Die gesamten Vorbereitungsarbeiten für die magnetische Reise sowie die Auswertung der Ergebnisse wurden unter Anleitung von Herrn Prof. Nippoldt im magnetischen Observatorium bei Potsdam ausgeführt. Durch Herrn Geheimrat Schmidt wurden mir in der zuvorkommendsten Weise alle Einrichtungen des Instituts zugänglich gemacht. Beide Herren haben meinen Arbeiten das größte Interesse entgegengebracht und mich stets mit Rat und Tat unterstützt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, ihnen auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Es ist hier am Platze, einige Worte über die mit der magnetischen Methode bis jetzt gemachten Erfahrungen zu sagen. Schon mit wenig empfindlichen Instrumenten hat man mit Erfolg Eisenerzlagerstätten abgegrenzt oder die Verbreitung basischer Eruptivgesteine feststellen können. Daß man die magnetische Methode auch sonst zur Klärung tektonischer Fragen heranziehen kann, dafür hat es in der älteren Literatur nicht an Stimmen gefehlt, aber erst neuerdings hat Schuh[2]) diesem Gedanken durch Spezialuntersuchungen feste Form gegeben. Er ging davon aus, daß Salzgesteine wegen ihres geringen Eisengehaltes weniger magnetisch seien als die Mehrzahl der andern Sedimente, und glaubte demnach, über Salzhorsten eine verminderte magnetische Intensität erwarten zu dürfen. Die von ihm bei Conow und Jessenitz ausgeführten Messungen schienen das zu bestäti-

[1]) J. Koenigsberger, Glückauf 1923, Nr. 43 und Petroleum 1924, Nr. 7.
[2]) a. a. O. und F. Schuh, Mitt. d. Meckl. Geol. Landesanst. Nr. 34, 1923.

gen, und auch weitere über bekannten Salzhorsten ausgeführte Messungsreihen lassen sich im Schuh'schen Sinne deuten.

Es darf hier indes nicht verschwiegen werden, daß die instrumentellen Schwierigkeiten noch keineswegs als überwunden gelten dürfen, und daß keine der oben erwähnten magnetischen Messungen imstande war, uns ein ganz objektives Bild der Verteilung der magnetischen Kraft im einzelnen zu liefern. Die Unterschiede in der Intensität sind außerordentlich gering und hart an der Grenze dessen, was das Instrument, das überhaupt erst derartige Messungen ermöglichte: das Schmidt'sche Lokalvariometer für die Vertikalintensität, zu leisten vermag.

I. Instrumentell-physikalischer Teil

Nach allen Erfahrungen, die bisher mit dem Schmidt'schen Lokalvariometer gemacht worden sind, kann man sich nur durch dauernde Kontrolle desselben vor unbrauchbaren Messungen schützen. Es kann keine Frage sein, daß die Empfindlichkeit des Instruments für unsere Zwecke hinreichend ist, daß auch i. a. die durch die Temperatur hervorgerufenen Veränderungen hinreichend genau korrigiert werden können, und daß die Einstellungsgenauigkeit sich bei sorgfältiger Ausführung und Justierung desselben befriedigend gestalten läßt. Damit sind aber noch nicht die teilweise plötzlich, teilweise allmählich eintretenden Standänderungen des Instruments berücksichtigt, die von einer Größenordnung sein können, daß in einem so gering gestörten Gebiet, wie es Oberschlesien ist, die wahre Verteilung der magnetischen Kraft vollkommen verdunkelt werden kann.

Die Kontrolle des Instruments muß daher derartig sein, daß man genau angeben kann, zwischen welchen beiden Messungen eine plötzliche Standänderung — »ein Sprung« — eingetreten ist, oder in welchem Sinn oder in welcher Stärke eine allmähliche Änderung des Apparatstandes stattgefunden hat. Die Ursache[1]) solcher Sprünge ist meist schwer zu ermitteln. Bisweilen konnte ein Stoß als unmittelbare Ursache festgestellt werden. Bei der größten Standänderung, die das von mir benutzte Instrument erfuhr, war aber schon vorher eine große Ungenauigkeit der Einstellung des Instruments zu konstatieren, so daß anscheinend schon Spannungen vorhanden waren, die schließlich durch einen nur geringen Anstoß ausgelöst werden konnten. Trotz sorgfältigster Behandlung und weitgehendsten Schutzes vor Stößen beim Transport sind solche Sprünge anscheinend bei der jetzigen Konstruktion des Instruments unvermeidlich. Den Eisenbahntransport hat das Instrument i. a. gut ausgehalten. Die besten Messungsreihen wurden jedoch zweifellos beim Transport des Apparates durch einen in dankenswerter Weise von der Bergwerksdirektion

[1]) Neuere Untersuchungen zeigten, daß Temperaturänderungen die häufigste Ursache solcher Sprünge sind.

Hindenburg zur Verfügung gestellten Personenkraftwagen erzielt. Hierbei konnte nur einmal ein solcher Sprung konstatiert werden, der seine Erklärung leicht durch einen heftigen Stoß findet, den der Wagen beim Durchfahren eines großen Loches auf einem sehr zerfahrenen Fahrweg erlitt.

Die allmählichen Standänderungen lassen sich wohl auf all die Ursachen zurückführen, die überhaupt die Intensität eines Magneten beeinflussen: Unvollständige Anpassung an Temperaturänderungen, Altern des Magneten, das durch kleinere Erschütterungen beschleunigt werden kann, Anpassung an ein verändertes Erdfeld usw.

Sonst habe ich bei der Behandlung des Apparats noch folgende Erfahrungen gemacht, die sich mit denen anderer Beobachter gut decken. Um ein gleichmäßiges Einstellen des Apparates zu gewährleisten, vernachlässigt man am besten die erste Ablesung [1]), wenn diese sichtlich herausfällt, und verwertet erst die zweite, dritte und die folgenden. Diese führt man, um ein möglichst gleichmäßiges Aufsetzen des Magneten auf die Quarzschneide zu erreichen, so aus, daß man den Magneten nur ein weniges über das Auflager hebt und möglichst sanft wieder aufsetzt.

Bei starken Temperaturänderungen ist es sehr schwierig richtig zu messen, da es immer geraume Zeit dauert, bis der Magnet sich der herrschenden Temperatur angepaßt hat. Es genügt oft nicht, wenn man $^1/_4$ Stunde mit der Messung aussetzt. Aus diesem Grunde zeigt häufig die erste Messung am Morgen eines Messungstages abweichende Werte, wenn zwischen Zimmer- und Außentemperatur große Unterschiede bestehen. Am besten eignen sich Tage mit gleichmäßiger Temperatur bei bedecktem Himmel. Böiges Regenwetter und klare Tage mit großen Temperaturintervallen sind gleich ungünstig, doch kann man im letzteren Fall, wenn man den Temperaturgang dauernd beobachtet, sich wenigstens ein ungefähres Bild davon machen, um wieviel und in welchem Sinne unrichtige Temperaturkorrekturen die Werte verschieben, und kann das dann schätzungsweise ausgleichen.

Die aufgezählten instrumentellen Schwierigkeiten sind bei fast allen mir bekannten geologischen Arbeiten, die Messungen mit der Schmidt'schen Wage verwerteten, nicht genügend betont worden. Auch die vorliegenden Messungsreihen sind nicht gleichwertig, sondern bei einer ganzen Anzahl von Stationen wären weitere Kontrollmessungen wünschenswert. Immerhin sind die Hauptzüge des magnetischen Bildes durch zahlreiche Kontrollmessungen so gut fixiert, daß an ihrer Realität nicht gezweifelt werden kann, was übrigens von den Ergebnissen anderer derartiger Arbeiten ebenso gut gelten mag.

Reduktion der Messungen

Die Kontrolle des Apparates muß, um allen zu stellenden Anforderungen zu genügen, sehr genau sein. Es wurden folgende Maß-

[1]) s. a. Schmidt, Ver. d. Pr. Met. Inst. Nr. 200, S. 92.

nahmen zur Sicherung der Ergebnisse getroffen, die sich denjenigen, die Nippoldt[1]) bei seiner Harzreise anwandte, anschließen.

Solange von ein und demselben Standort aus gemessen wurde, wurde dort möglichst eine Normalstation angelegt, an der am Anfang und Ende einer Messungsreihe Aufstellungen erfolgten, in ähnlicher Weise wie Brinkmeier und Haalck dies bei ihren Messungen machten. Solche Normalstationen sind die Stationen 11 und 15 bei Gleiwitz, 46 und 57 bei Tost, 67 bei Peiskretscham und 200 bei Guttentag. Es zeigte sich aber, daß diese Kontrolle allein nicht genügt, daß vielmehr eine noch weitergehendere nötig ist. Es wurden deshalb die einzelnen Messungstouren so angeordnet, daß sie sich überschneiden, so daß auch während des Tages und nicht nur morgens und abends der Stand des Instruments festgestellt und die Messungsreihen der einzelnen Tage einander angepaßt werden konnten. Die Berechnung der Instrumentenstand-Korrektur wurde dann so ausgeführt, daß zunächst durch Mittelbildung aus den ersten 4 bis 5 Messungen für jede Normalstation ein Basiswert errechnet wurde. Die Abweichungen von diesem Basiswert geben den ersten Anhaltspunkt für den jeweiligen Stand des Instruments, der im einzelnen dann durch die übrigen mehrfach gemessenen Stationen verfolgt und festgelegt werden kann. Da sich herausstellte, daß die Standänderungen i. a. stetig erfolgen, wurde für die zwischen den kontrollierten Stationen gelegenen Stationen Zwischenwerte für den Instrumentenstand angenommen und so die Differenz verteilt, wenn nicht zwingend ein Sprung angenommen werden mußte. Wenn a der Stand des Instruments bei der ersten kontrollierten Station, a_1, a_2 usw. der für die folgenden Stationen festzustellende, a_n der bei der nächsten wieder kontrollierten Station ermittelte ist, dann wurde also die Differenz $a - a_n$ durch $n-1$ dividiert und dieser Wert dann sinngemäß 1-, 2-, 3- usw. Mal für die Zwischenstationen dem Stande a hinzuaddiert, so daß also der Instrumentenstand für die zweite Station

$$a_1 = a + 1 \cdot \frac{(a - a_n)}{n-1}, \text{ für } a_2 = a + 2 \cdot \frac{(a - a_n)}{n-1}$$

usw. wäre.

Eine bereits erwähnte große Standänderung des Instruments, die konstant blieb, trat im Anfang der Messungsreise ein. Der Betrag derselben wurde ermittelt und als Mittel der Differenzen von 6 Stationen, die vor und nach dem Eintritt dieser Standänderung vermessen waren. Wie gut das Instrument arbeitet, ergibt sich daraus, daß der größte Fehler hierbei 10,1 γ betrug. Der mittlere Fehler dürfte bei Anwendung des geschilderten Ausgleichverfahrens, bei sorglicher Behandlung und Kontrolle des Apparats und entsprechender Wertung der Messungen i. a. 5 γ nicht überschreiten. Bei einzelnen Messungsreihen scheint sich eine noch größere Genauigkeit zu ergeben,

[1]) A. Nippoldt, Anhang zum Tätigkeitsbericht des Preuß. Met. Instituts 1917—19. Berlin 1920.

während an andern Tagen anscheinend wiederholt Sprünge eintraten, durch die das Messungsergebnis fast unbrauchbar wurde.

Die Reduktionen wurden in folgender Reihenfolge durchgeführt. An die im Felde gemachten Beobachtungen wurde zunächst die Temperatur-Korrektur angebracht und die so erhaltenen Werte nach den Aufzeichnungen in Potsdam mit der Korrektur der Tagesvariation versehen. Hierauf wurden die Differenzen dieser Werte mit dem Mittelwert der Normalstation 11 gebildet, auf die also die ganzen Messungen bezogen sind. Diese Differenzen sind als Δ_I in der beigegebenen Tabelle aufgeführt. Diese Werte sind nun noch mit der Instrumentenstand-Korrektur x zu versehen, deren Ermittlung oben entwickelt wurde. Die so erhaltenen Zahlen (Δ_{II}) konnten zur Konstruktion der Z-Isodynamen dienen. Für die geologische Ausdeutung einer magnetischen Karte ist es aber vorteilhafter, die Z-Isanomalen zu konstruieren. Zu diesem Zweck muß von jedem einzelnen Wert die durch die örtliche Lage des Messungspunktes bedingte normale Änderung des magnetischen Erdfeldes berücksichtigt werden. Eine solche systematische Änderung war nur von S nach N, nicht aber von E nach W zu erkennen, daher wurde nur erstere berechnet, was bei der in nordsüdlicher Richtung ausgedehnten Gestalt des Untersuchungsgebietes ohne weiteres erlaubt ist. Die Zunahme der Z-Intensität nach Norden betrug ungefähr 6 γ pro km, war also etwas geringer als im Untersuchungsgebiet von Haalck und Brinkmeier[1]), die 10 γ errechneten. Die örtliche Änderung ist in der Tabelle mit y bezeichnet und zu den Δ_{III}-Werten hinzuaddiert. Die jetzt herauskommenden Werte (Δ_{III}) bildeten nun die endgültige Unterlage für die Zeichnung der Isanomalen-Karte.

Als das Beobachtungsmaterial in der geschilderten Weise bearbeitet wurde, ergab sich die interessante Feststellung, daß eine Störung der Z-Komponente, die am 30. 6. in Potsdam aufgezeichnet war, in Oberschlesien auch nicht annähernd so stark festgestellt werden konnte. Es wurden gerade in der kritischen Zeit 2 Kontrollstationen gemessen, so daß an der Tatsache kaum zu zweifeln ist. Leider wurde einer Bitte um Mitteilung der Warschauer Aufzeichnungen zur fraglichen Zeit nicht entsprochen. So kann über die Ursache nur die Vermutung geäußert werden, daß die beiden Messungen gerade in ein Minimum der Störung, die bekanntlich sehr unregelmäßig zu verlaufen pflegen, gefallen sind.

Endlich ist noch zu erwähnen, daß es bei einzelnen Messungen den Anschein hatte, als ob die festgestellten Anomalien zeitlichen Veränderungen ausgesetzt wären. Dies hat ebenso Heiland[2]) bei seinen ausgedehnten Messungen bei Hamburg festgestellt. Er erklärt es durch von ihm vermutete Erdströme, deren Stärke bekanntlich

[1]) a. a. O.

[2]) C. A. Heiland, Das Erdgasvorkommen von Neuengamme usw. Dissert. Hamburg 1923.

einem sehr erheblichen Wechsel unterliegt. Solche Erscheinungen sind auch in Oberschlesien möglich, wie das an anderer Stelle ausführlicher erörtert werden wird. Es hat z. B. die Station 80 bei der ersten Messung ein ausgesprochenes Minimum ergeben, das auch bei Wiederholungen zu erkennen war. Am 4. Juli jedoch, einem Tag, an dem der Instrumentenstand sonst sehr gleichmäßig war, konnte ein solches Minimum nicht gefunden werden. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei den Stationen 45[1]) und 46. Bei letzterer Station wurden allerdings die beiden letzten Aufstellungen nicht genau am selben Platze vorgenommen wie die ersten, sondern in etwa 100 m Entfernung vom alten Platze (Station 46a), so daß hier immerhin mit örtlichen und nicht mit zeitlichen Änderungen zu rechnen wäre.

II. Geologisch-physikalischer Teil

Das sich bei meiner Arbeit ergebende wichtigste magnetische Gebilde ist ein von Gleiwitz aus in hercynischer Richtung nach NW sich erstreckendes Minimum. Die von Schuh[2]) und Moll[2]) ebenso wie die von Haalck und Brinkmeier[2]) veröffentlichten Spezialaufnahmen zeigen ähnliche Bilder: Die magnetischen Anomalien folgen teilweise in überraschender Weise Richtungen, die zweifellos die Tektonik des tieferen Untergrundes beherrschen. Die Verfasser glauben nach dem Vorgange von Schuh die an solchen tektonischen Linien hochgepreßten Salzmassen der Salzhorste für diese magnetischen Anomalien verantwortlich machen zu sollen. Sie begründen das damit, daß die Salzgesteine weniger eisenhaltig seien als die sie umgebenden Sedimente und daß daher die Intensität der magnetischen Kraft über ihnen geringer sein müßte als in ihrer Umgebung. Leider sind bisher systematische Untersuchungen über das magnetische Verhalten der in den genannten Gebieten vorkommenden Gesteine nicht veröffentlicht. Der Beweis, daß es allein das Salz[3]) ist, daß diese Störungen hervorruft, ist also bisher keineswegs erbracht. Man darf nicht vergessen, daß nicht der Gehalt an Eisen, sondern die Art seines Auftretens für das magnetische Verhalten eines Gesteins maßgebend ist: Große Massen von Brauneisen sind viel weniger wirksam als geringe Mengen von Magnetit, aber auch der Magnetitgehalt eines Gesteins ist nicht allein maßgebend. Es kommt hier auf das Verhältnis von FeO zu Fe_2O_3[4]) bei den einzelnen Vorkommen an und darauf, ob sich die einzelnen Magnetitkryställchen in ihrer Wirkung verstärken oder nicht. Im einzelnen sind diese Verhältnisse noch viel zu wenig erforscht, als daß sich daraus feste Regeln ableiten ließen. Auf jeden Fall ist aber der Fe-Gehalt allein keineswegs ausschlaggebend für das magnetische

[1]) 2. Messung in der Tabelle nicht mitgeteilt.
[2]) a. a. O.
[3]) Man vergl. hierzu die Ausführungen Königsberger's a. a. O.
[4]) F. Auerbach, Moderne Magnetik, 1921, S. 78.

Verhalten eines Gesteins. Bei der Untersuchung von Bohrproben einiger Salzbohrungen durch Herrn Prof. Nippoldt war sogar eine Salzprobe weitaus am stärksten magnetisch. Man wird vorläufig also nur durchs Experiment entscheiden können, wie die einzelnen Gesteine sich magnetisch verhalten, aber nicht durch die chemische Analyse.

Solche Versuche wurden vor meiner Abreise nach Oberschlesien durch Herrn Prof. Nippoldt [1]) angestellt, und zwar wurden zunächst Proben von Trias- und Carbongesteinen untersucht. Das Resultat gibt die untenstehende Tabelle (A und B) wieder: Die Gesteine sind zwar durchweg sehr schwach magnetisch, doch schienen die Carbongesteine im Durchschnitt wirksamer zu sein als die des Culm und der Trias. Man hatte dadurch die begründete Aussicht gewonnen, an Stellen, an denen das Produktive Carbon nahe der Oberfläche liegt, höhere Werte der Intensität zu erhalten als dort, wo es unter starker Triasbedeckung oder überhaupt nicht mehr ansteht: Man konnte also hoffen, Beziehungen des Magnetismus zur Mächtigkeit des Deckgebirges bezw. zum Beckenrand zu finden. Diese Hoffnung hat, um das gleich vorweg zu nehmen, getrogen. Aus der magnetischen Karte, wie sie als Resultat der reduzierten Messungen jetzt vorliegt, läßt sich dergleichen nicht ablesen.

Man könnte die Vermutung aussprechen, daß nicht die Dicke der Deckschicht, sondern ihre Zusammensetzung maßgebend für die Verteilung der Intensität sei, daß vielleicht Tertiär, Diluvium, Aluvium, von denen zunächst keine Proben untersucht waren, verantwortlich zu machen sind; aber das schien ebenfalls nicht der Fall zu sein. Wenn das Diluvium auch zweifellos das magnetische Bild beeinflußt — die Wirkung einzelner nordischer Geschiebe wurde als sehr erheblich festgestellt — am Gesamtbild wird das kaum etwas ändern: Es wurden sowohl hohe positive wie negative Werte über Stellen, die gar keine, und über solchen, die sehr starke Diluvialbedeckung tragen, festgestellt. Nur die verhältnismäßig hohen Werte, die zwischen Kieferstaedtel und Tost gemessen wurden, möchte ich z. T. mit den dort mächtigen Diluvialmassen in Verbindung bringen. Weitere Beziehungen zum Diluvium kann ich vorläufig nicht finden.

Im Laufe des Winters wurden, da die aufgefundenen magnetischen Anomalien sich nicht so einfach erklären ließen, weitere Proben von oberschlesischen Gesteinen untersucht, die ev. magnetisch wirksam sein konnten. Das Resultat gibt der 2. Teil der Tabelle (C, D und E) wieder.

Zunächst wurden einige Diluvialproben geprüft. Dabei wurde

[1]) Über die Unzulänglichkeit der angewandten Methode zur Erforschung der Gesteins-Magnetisierung sind wir uns klar und arbeiten an einer Verbesserung derselben. Immerhin dürften die gewonnenen Zahlen praktisch ebenso wertvoll sein, als die in starken Feldern an Mineralien gemessenen Susceptibilitätszahlen, auf die Königsberger seine Berechnungen aufbaut.

die Wirkung von Ton und Geschiebemergel als unerheblich[1]) festgestellt, etwas wirksamer, aber auch nur schwach magnetisch, erwiesen sich diluviale Sande. Der einzige etwas höhere Wert, der für Sand mit Kies (Probe 23) ermittelt wurde, findet seine Erklärung in der Wirkung einzelner größerer Geschiebe in der Probe, ist also keinesfalls als Durchschnittswert aufzufassen: Es waren nach gütiger Mitteilung des Herrn Bergrat Assmann in der Probe eine Anzahl von Geschieben zusammengefaßt worden, wie sie sonst nur in einem größeren Gesteinsvolumen vorkommen. Diese Wirksamkeit einzelner nordischer Geschiebe wurde schon betont. Es fragt sich, ob sich dieselbe in den diluvialen Ablagerungen summieren kann. Das ist m. E. kaum anzunehmen, da die einzelnen Gesteinsbrocken in Glazialschichten nicht gerichtet abgelagert sind, sondern kreuz und quer durcheinander liegen und sich somit die einzelnen Wirkungen mehr oder weniger aufheben müssen. Weite, über größere Entfernungen in gleicher Richtung sich ausdehnende Störungen können so kaum erklärt werden[2]). Immerhin ist zu beobachten, daß die Wirkung der obersten Schicht sich wegen ihrer geringen Entfernung vom Magneten des Instruments am stärksten geltend machen muß. Einzelne herausfallende Werte wird man daher meist auf diluviale Geschiebe zurückführen können, nicht aber regionale Störungen. Dazu ist das oberschlesische Diluvium auch zu gering mächtig und zu verschiedenartig ausgebildet.

Die weiterhin untersuchten Erzproben der Trias zeigten eine sehr geringe Wirksamkeit, die sich noch dazu nicht als Eigenmagnetismus, sondern als vom Erdfeld induziert erwies. Als Ursache magnetischer Störungen kämen sie daher bei ihrer relativ geringen Masse höchstens dann in Frage, wenn sie die Urheber elektrischer Ströme sein sollten, was allerdings als nicht ganz ausgeschlossen erscheint.

Ganz anders verhält sich die Serie roter Schichten, die nach der heutigen Auffassung vom Röt bis ins mittlere Rotliegende reicht. Die untersuchten 11 Proben waren bis auf eine sämtlich magnetisch, z. T. relativ erheblich. Wenn man ferner die bisweilen mehrere 100 m betragende Mächtigkeit dieses Schichtenkomplexes berücksichtigt, so läßt sich die Möglichkeit einer Einwirkung auf die Verteilung der magnetischen Kraft an der Erdoberfläche nicht von der Hand weisen. Nun ist die Verbreitung derartiger roter Gesteine ganz ausgesprochen an hercynische Linien geknüpft, eine Richtung, die, wie wir sahen, auch bei den magnetischen Anomalien auftritt. Wenn auch für das Gleiwitz-Toster Minimum diese Erklärung wegen der dort geringen Entwicklung derartiger Schichten nicht in Frage kommt, so liegt es doch sehr nahe, die Guttentager Störung mit dem Vorkommen solcher Sedimente in Beziehung zu bringen.

Eine gewisse Bestätigung erhält diese Ansicht durch die später

---

[1]) In Übereinstimmung mit einer eben erschienenen Arbeit von Errulat, Geol. Archiv 1923, Bd. II, Heft 1, S. 238.

[2]) Die gegenteiligen Anschauungen von Errulat (a. a. O.) kann ich nicht teilen.

von Herrn Bergrat Barsch vorgenommenen Drehwage-Untersuchungen. Wenn es sich dort, wie ich es bei dem Gleiwitz-Toster Minimum annehme, um eine Störung innerhalb des Carbons handelt, so ließen sich die großen auftretenden Gradienten der Schwerkraft nicht gut erklären, da Untersuchungen der Dichte (siehe Tabelle) zeigten, daß z. B. zwischen Produktivem Carbon und Culm in dieser Hinsicht keine größeren Unterschiede zu bestehen scheinen.

Nimmt man die gesamten Ergebnisse dieser Untersuchungen zusammen, so läßt sich ungefähr folgendes sagen: Von den in Oberschlesien vorkommenden Gesteinen sind magnetisch wirksam:

1. Das Diluvium. Die Wirkung beruht auf der magnetischen Aktivität einzelner nordischer Geschiebe. Sehr wesentlich ist die Lage dieser Gesteine an der Erdoberfläche, wodurch u. U. die Wirkung aller andern Gesteine verdunkelt werden könnte. Gründe, die mir trotzdem einen wesentlichen Einfluß auf den Verlauf regionaler magnetischer Störungen unwahrscheinlich machen, sind: Die relativ geringe Mächtigkeit sowie die unregelmäßige Verbreitung und Zusammensetzung dieser Schichten, ferner der Umstand, daß die einzelnen magnetisch wirksamen Geschiebe und Körner in Glazialablagerungen schwerlich magnetisch gerichtet vorkommen und daher kein einheitliches magnetisches Feld erzeugen können.

2. Die roten Schichten des Röt und des Rotliegenden. Die Wirksamkeit dürfte im ganzen erheblicher sein als die des Diluviums, und da diese Ablagerungen sehr große Mächtigkeiten erreichen, die sich längs tektonischer Linien plötzlich ändern, ist ein Einfluß auf den Verlauf der magnetischen Isanomalen recht wahrscheinlich, trotzdem sie in den untersuchten Gebieten teilweise von 200—400 m mächtigen Deckschichten überlagert werden.

3. Die Carbongesteine. Auch diese dürften von erheblicher Bedeutung für das magnetische Kartenbild sein, trotz der ebenfalls meist beträchtlichen Tiefenlage dieser Gesteine; denn man darf nicht vergessen, daß es sich hier um ganz ungeheure Gesteinsmassen handelt, denen gegenüber die des Deckgebirges unwesentlich erscheinen. Daß auch innerhalb der Carbongesteine merkliche Unterschiede bestehen, zeigt das Verhalten der Culmgesteine gegenüber denen der Randgruppe. Somit ist eine Beziehung der magnetischen Isanomalen zu großen Störungen im Carbongebirge durchaus als erklärlich zu bezeichnen, und dies wird anscheinend durch die Aufnahme bestätigt. Der längs solcher Störungen besonders starke Pyritgehalt würde auch das Vorkommen elektrischer Ströme erklärlich machen, woraus ebenfalls eine magnetische Anomalie resultieren könnte.

Ich komme so zu der Ansicht, daß ganz lokale magnetische Störungen vom Diluvium herrühren, regionale aber durch Perm- und Carbonschichten bedingt sind, in der Weise, daß ihre an Störungen sich ändernde Mächtigkeit usw. Veränderungen im magnetischen Feld hervorrufen, die in den magnetischen Isanomalien ihren Ausdruck finden.

Es erhebt sich die Frage, ob man nicht aus der Art der Störung etwas über die Tiefenlage der wirksamen Gesteine aussagen kann. Zu diesem Zwecke wurden eine ganze Anzahl von magnetischen Querprofilen durch die Hauptstörung gelegt. Herr Prof. Nippoldt hatte die Güte, dieselben auszuwerten, soweit die Gestalt der Kurven vereinfachende Annahmen über den Sitz und die Art des Magnetismus zuließen.

Er findet für die vermutliche Tiefe der störenden Schichten

für das Profil bei Tost 600 bezw. 325 m Teufe,
» » » » Pissarzowitz 550 bezw. 450 m Teufe,
» » » » Gr. Patschin 450 m Teufe,
» » » » Schechowitz 475 bezw. 600 m Teufe,
» » » » Scherwionka 400 m Teufe,
» » » » Laband als Maximalwert 775 m Teufe.

Wenn man letzteren Wert, weil er als Maximalwert errechnet wurde, wegläßt, bekommt man als mittlere Tiefe der störenden Ursache $3850 : 8 = 481$ m, also rund 500 m Teufe.

Eine ähnliche Teufe errechnet Herr Prof. Nippoldt für die Guttentager Störung, während ein zweites Profil durch dieselbe Störung nur 220 m ergibt. Für die Störung bei Carmerau erhält er 375 bezw. 425 m, also im Mittel etwa 400 m. Noch weniger tief würde die störende Ursache bei dem Minimum von Gr. Pluschnitz liegen, wo 225 bzw. 175 m, also im Mittel etwa 200 m als Tiefe gefunden wurden.

Sehr interessant ist die Deutung, die Herr Prof. Nippoldt dem durch die Orlauer Störung gelegten Profil gibt. Er sagt: »Hier scheint in der Mitte eine Platte zu enden, von links kommend, eine andere von rechts kommend. Wenn beide südmagnetisch, dann die rechte höher.« Die Natur der Störung wurde also, obwohl Herrn Prof. Nippoldt nichts darüber bekannt war, richtig erkannt. Da in unserem Falle aber der linke Flügel der gehobene und der rechte der abgesunkene ist, wäre wenigstens für das Produktive Carbon der Randgruppe Nordmagnetisierung[1]) anzunehmen.

Bevor in eine geologische Diskussion dieser Angaben von Herrn Prof. Nippoldt eingetreten wird, muß, wie er selbst immer wieder betonte, hervorgehoben werden, daß diesen sämtlichen Rechnungen vereinfachende Annahmen zugrunde gelegt sind, die von den in der Natur tatsächlich vorhandenen Verhältnissen mehr oder weniger weit abweichen können.

Trotzdem können die aufgeführten Zahlen einen Anhaltspunkt für die ungefähre Tiefenlage der störenden Massen geben. Danach scheidet das Diluvium und das Tertiär von vornherein als Ursache aus. Auch die Trias kommt kaum mehr in Frage. An der Stelle, wo für

[1]) Interessant ist, daß Nippoldt bei der Untersuchung des Südost-Harzes durch magnetische Messungen am Gebirgsrand auch zu der Ansicht kommt, daß das alte Gebirge dort nordmagnetisch ist, was er durch Eigenmagnetismus erklärt. Anhang zum Tätigkeitsber. des Preuß. Met. Inst. 1917—19, Veröffentl. Nr. 305, S. 97.

die große Gleiwitz-Toster Störung der geringste Wert (325 m) errechnet wurde, geht das Culm zu Tage aus. Auch sonst ist im Gebiet dieser Störung bei einer durchschnittlichen Teufe von 500 m überall das alte Gebirge erreicht. Bei der Gr. Pluschnitzer Störung steht das Culm in wenigen Metern Tiefe an, und auch bei Carmerau, wo die Trias-Mächtigkeit kaum 200 m betragen dürfte, müßten die störenden Massen ihren Sitz im alten Gebirge haben. Die störende Ursache liegt also anscheinend durchweg im Culm bezw. Produktiven Carbon.

Eine Ausnahme macht scheinbar nur die Störung bei Guttentag, da das zweite Profil eine Teufe wahrscheinlich macht, die den Sitz des Magnetismus in der Trias vermuten ließe. Hier ist indes zweifellos eine Komplikation durch eine quer zu der hercynischen Hauptstörung verlaufende Störung vorhanden. Dadurch muß eine auf vereinfachenden Annahmen beruhende Deutung des Profils unwahrscheinliche Werte ergeben.

Außer diesen auf physikalischem Wege gefundenen Anhaltspunkten liefert aber auch die geologische Betrachtung Anzeichen dafür, daß die störende Ursache ihren Sitz im alten Gebirge hat. Die Richtung der aufgefundenen Minima folgt in ganz auffallender Weise Linien, die für die alte Tektonik des Gebietes maßgebend sind. Ins Auge fallen besonders hercynisch streichende Minima. Das am genauesten Erforschte folgt zunächst von Gleiwitz aus dem Klodnitztal. Wo bei Scherwionka die Klodnitz aus dieser Richtung nach Westen abbiegt, erscheint das Minimum etwas nach Westen verschoben, folgt aber dann weiter der alten Richtung, und ließ sich gut bis über Tost hinaus verfolgen. Ein weiteres derartig streichendes Minimum ist durch die beiden bei Sandowitz und Radun angelegten Stationen angedeutet, aber nicht näher untersucht worden. Es dürfte etwa von Woiska über Radun und Sandowitz nach Mischline verlaufen. Ein drittes zwischen Mischline und Guttentag gelegenes wurde z. T. genauer, später auch durch Herrn Bergrat Barsch mit der Drehwage vermessen. Diese im Detail untersuchte Stelle ist anscheinend, wie schon erwähnt, durch eine Querstörung kompliziert. Hierauf weisen auch die Drehwage-Messungen hin, da die Gradienten sich zwar meist senkrecht zur hercynischen Richtung einstellen, längs einer bestimmten Linie aber von dieser Richtung abweichen. Im großen und ganzen ist aber der hercynische Verlauf auch dieser Störung deutlich zu erkennen. Ihre Fortsetzung würde in der Linie Langer Teich-Potempa-Brynnek-Tarnowitz liegen.

Geologisch spielt diese Richtung, während sie im Westen und Süden des Beckens ohne größere Bedeutung ist, im Nordosten desselben die Hauptrolle: Der Beckenrand sowie das Streichen des Carbongebirges folgt dort auf weite Erstreckung dieser Richtung. Ferner sind die Ablagerungen des Rotliegenden ausgesprochen hercynisch angeordnet. Michael[1]) sagt hierüber: »Die Grenze zwischen den zu

[1]) Michael, Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 71, S. 279.

Tage anstehenden, geringmächtigen roten (Perm) Schichten verläuft in ausgesprochener NW-SO-Richtung. Sie läßt sich von Friedrichshütte über Tarnowitz verfolgen und trifft in ihrer Verlängerung das westgalizische Gebiet von Karniowice und Alwernia. Die mächtige, durch die Bohrungen nachgewiesene Entwicklung setzt also augenscheinlich an einer großen Dislokation in dieser Richtung ein.« Auch eine ganze Anzahl in dieser Richtung streichende Verwerfungen sind im Nordosten des Beckens durch den Bergbau und die geologische Kartierung bekannt geworden. Es liegt daher nahe, als Ursache der magnetischen Minima ähnliche Dislokationen, wie sie Michael fordert, z. T. sogar die Verlängerung dieser selbst, anzunehmen.

Daß nordwestlich Gleiwitz tatsächlich alte Störungen hercynischer Art verlaufen, ist nicht nur durch den Verlauf des Klodnitztales angedeutet, sondern wird auch durch ein hier vorhandenes, im alten Gebirge ausgewaschenes Tal in derselben Richtung wahrscheinlich gemacht.

Die geäußerte Ansicht findet eine weitere Stütze in der Tatsache, daß das südlich Gleiwitz über der Orlauer Störungszone konstatierte Minimum, soweit es die dort gemachten Messungen vermuten lassen, auch wirklich in der Richtung der Orlauer Störung SSW-NNE streicht. Ebenso scheint die bei Ostroppa [1]) vermutete Aufsattelung des Carbons in ostwestlicher Richtung sich im magnetischen Bilde widerzuspiegeln. Auch das ganze Umbiegen der Streichrichtung über SW-NE nach W-E bei Gleiwitz spricht sich in der magnetischen Aufnahme aus.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Annahme, daß Störungen irgendwelcher Art (Verwerfungen, Verschiebungen und Aufsattelungen) des alten Gebirges in Oberschlesien die magnetischen Minima bedingen, hinreichend begründet erscheint. Damit scheint die Möglichkeit gegeben zu sein, daß auch andere als Salzgesteine solche Minima verursachen können. Ja, es erhebt sich die Frage, da gerade die Salzhorste wieder an alte Störungen gebunden sind, ob nicht in beiden Fällen die gleiche Ursache für die anormale Verteilung der magnetischen Kraft zugrunde liegt [2]), daß es zum mindesten nicht allein das Salz [3]) zu sein braucht, das solche magnetischen Gebilde bedingt. Um allerdings völlige Sicherheit über den Zusammenhang zwischen magnetischen und tektonischen Störungen zu erhalten, dazu ist das untersuchte Gebiet, soweit es genau magnetisch untersucht wurde, noch nicht genügend geologisch bis in alle Einzelheiten bekannt, und soweit es geologisch genau geklärt ist, verbieten die großen industriellen Anlagen mit ihren Eisenmassen, ihren Schienensträngen, elektrischen Leitungen usw. eine genaue magnetische Aufnahme.

Wenn Unterschiede in der Gesteinsmagnetisierung für die magnetischen Anomalien verantwortlich sind, dann lassen sich i. a. zwei

[1]) Michael, a. a. O., S. 165.
[2]) Hochkommen alter nordmagnetischer Gesteine!
[3]) Siehe auch Koenigsberger a. a. O. und Kali 1924, Nr. 5, S. 57—59.

Fälle denken, die solche Anomalien hervorrufen. Entweder es stoßen zwei verschieden magnetisierte Gesteine aneinander, oder innerhalb eines annähernd gleichmäßig magnetiierten Geteinskomplexes treten irgendwie gestaltete, z. B. gang- oder stockförmige Massen auf, die sich hinreichend in ihrem magnetischen Verhalten von diesen unterscheiden. Eine typische Störung der ersten Art (Randwirkung) ist die über der Orlauer Störung festgestellte. Die genauer untersuchten magnetischen Anomalien entsprechen aber mehr dem zweiten Typus, und zwar sieht es so aus, als ob es sich um relativ schmale Züge eines nordmagnetischen Gesteins handelte. Da aber gangförmige Eruptiva oder Eisenerzgänge von größerem Ausmaße hier ausgeschlossen erscheinen, wird man an verhältnismäßig schmale Sattel- oder Horst- bezw. Mulden- oder Grabenbildungen im alten Gebirge denken müssen. Jedenfalls gilt auch hier der bemerkenswerte Satz Nippoldt's: »Einem bestimmten geologischen Bau entspricht nur eine Form des magnetischen Feldes; ein bestimmtes magnetisches Feld kann durch mehrere geologische Zustände verursacht sein.«

Schließlich muß als nicht ganz ausgeschlossen erwähnt werden, daß die vorgefundenen magnetischen Anomalien auch durch Erdströme hervorgerufen werden und so ihre Erklärung finden könnten. Heiland[1]) beschreibt in seiner Dissertation eine seiner Ansicht nach auf solche Ursachen zurückzuführende magnetische Störung. In Oberschlesien wäre es denkbar, daß die Pyrit-führenden Kohlen- und Ton-Gesteine oder die im unteren Muschelkalk auftretenden Metallsulfide solche Erscheinungen hervorrufen. Aber auch dann müßten sie an Störungszonen gebunden sein, da sonst in so schmalen Zonen kein Potentialgefälle nach zwei Seiten hin auftreten könnte.

Wir kommen also bei beiden Annahmen zu der Auffassung, daß die magnetischen Anomalien an Störungszonen gebunden sind, ohne daß wir zunächst etwas Bestimmtes über den Sinn und das Ausmaß dieser Störungen aussagen könnten. Wenn dieses Ergebnis auch bescheiden genug genannt werden kann, so zeigt es doch, daß die magnetische Methode bei weiterem gewissenhaften Ausbau auch für die praktische Geologie etwas leisten kann. Besonders vielversprechend ist, wie die Untersuchungen bei Guttentag zeigten, eine Kombination mit Drehwage-Messungen, durch welche man in die Lage versetzt wird, auch über den Sinn der magnetisch nachgewiesenen Störungen positive Aussagen zu machen. Die weiteren Versuche auf diesem Gebiet sollten sich daher auf solche kombinierte Untersuchungen konzentrieren. Ferner sollte man, auch wenn damit zunächst kein unmittelbarer praktischer Zweck verfolgt wird, Vorkommen magnetisch vermessen, bei denen die geologischen Verhältnisse so einfach als möglich und hinreichend bekannt sind. Dann ist zu erwarten, daß die magnetische Methode, die im Vergleich zu anderen Aufschlußmethoden verhältnismäßig rasch und billig durchgeführt werden kann, sich mit der Zeit zu einem brauchbaren Werkzeug des Bergmanns und des Geologen auswächst.

[1]) a. a. O.

Untersuchung oberschlesischer Gesteine hinsichtlich ihres magnetischen Verhaltens

A. Triasgesteine

Lfd. Nr.	Petrographische Beschaffenheit	Geologisches Alter	Fundort	Ablenkung der sehr empfindlichen Nadel I. Versuch	II. Versuch
1.	Rote Letten	Keuper	Bohrl. Mielencin, Bl. Bogoschütz	± 0,15 Skalenteile	ganz schwach
2.	Sandstein	Mittlerer Keuper	südlich Kaminitz bei Lubschau	unwirksam	
3.	Kalkstein	Mittlerer Keuper	Grojec-Berg bei Lubschau	unwirksam	
4.	Graue Letten	Keuper	Tiefbohr. Oppeln, 246 m Teufe	ganz schwach	ganz schwach
5.	Kalkstein	Oberer Muschelkalk ($m o_1$)	Tarnowitzer Gegend, Ornatlowitz	unwirksam	
6.	Kalkstein	Unterer Muschelkalk	Tiefbohr. Oppeln, 326 m Teufe	unwirksam	
7.	Brauner Dolomit	Röt	Ziegelei bei Königshütte, Bl. Beuthen	unwirksam	
8.	Toneisenstein	Oberer Keuper (Wilmsdorfer Schichten)	Lowkowitz	0,3 Skalenteile	0,2—0,3 Skalenteile

B. Carbongesteine

9.	Grauwacken-Sandstein	Prod. Carbon, Randgruppe	Bohr. Neudeck, 358 m Teufe	0,5 Skalenteile	0,3 Skalenteile
10.	desgl.	Prod. Carbon, Randgruppe	Emma-Grube bei Rybnik	0,7 Skalenteile	0,5 Skalenteile
11.	Sandiger Tonschiefer	Prod. Carbon, Randgruppe	Bohr. Gleiwitz, 346 m Teufe	schwach	schwach, etwa 0,2 Skalenteile
12.	Milder Schieferton	Prod. Carbon, Randgruppe	Bohrung Trynek bei Gleiwitz, 305,5 m Teufe	unwirksam	unwirksam
13.	Steinkohle	Prod. Carbon, Randgruppe	Radzionkau-Grube, Querschlag	1,3 Skalenteile	schwach, an einzelnen Stellen (Pyrit!) stark
14.	Brauner, tonig schiefrig. Kalk m. marinen Fossilien	Prod. Carbon	N-Bohrloch der Preußen-Grube bei Miechowitz	0,6 Skalenteile	0,4 Skalenteile
15.	Toneisenstein	Prod. Carbon	—	merklich, an einzelnen Stellen stark	merklich, an einzelnen Stellen stark
16.	Culm-Grauwacke	Culm	Bohr. Oppeln, 675 m Teufe	unwirksam	schwach, etwa 0,2 Skalenteile
17.	Roter Tonschiefer	Culm	Bohr. Oppeln, 692 m Teufe	sehr schwach	schwach, etwa 0,1 Skalenteile

C. Diluvialgesteine

Lfd. Nr.	Petrographische Beschaffenheit	Geologisches Alter	Fundort	Ablenkung der sehr empfindlichen Nadel
18.	Sand	Diluvium	Bohr. Friedrichshütte, Teufe 1— 7 m	magnetisch, 0,2 Skalenteile
19.	Toniger Feinsand	»	dsgl., » 7—10 »	unwirksam
20.	Toniger Sand	»	dsgl., » 11 »	magnetisch, 0,2 Skalenteile
21.	Geschiebemergel	»	dsgl., » 12—15 »	spurenweise magnetisch?
22.	»	»	dsgl., » 16—17 »	»
23.	Sand mit Kies	»	dsgl., » 18—21 »	magnetisch, 0,8 Skalenteile
24.	Sandiger Geschiebemergel	»	dsgl., » 22—23 »	unwirksam

D. Röt-Permgesteine

25.	Rötliche sandige Letten	Unteres Röt	Bohr. Friedrichshütte, Teufe 260—264 m	schwach magnetisch, 0,4 Skalenteile
26.	Graue Letten	Unteres Röt?	dsgl., » 264 »	schwach magnetisch, 0,2 Skalenteile
27.	Rötliche gestreifte Letten	Oberes Rotliegendes	dsgl., » 264—281 »	eisenhaltig, 0,2 Skalenteile
28.	Stark sandige Letten	»	dsgl., » 283—304 »	schwach magnetisch, 0,2 Skalenteile
29.	Gelblicher Sandstein	»	dsgl., » 304—312 »	spurenweise magnetisch
30.	Rötliche grobe harte Sandsteine	»	dsgl., » 312—315 »	magnetisch, 1,2 Skalenteile
31.	Konglomerat	»	dsgl., » 315—320 »	magnetisch, 0,4 Skalenteile
32.	Konglomerat	»	dsgl., » 412 »	unwirksam
33.	Rote Letten	»	dsgl., » 440 »	spurenweise eisenhaltig
34.	Krystalltuff	Mittleres Rotliegendes	dsgl., » 646 »	magnetisch, 0,6 Skalenteile
35.	Tuffit (grob)	»	dsgl., » 655 »	magnetisch, 0,3 Skalenteile

E. Erzproben

36.	Erzführender Dolomit	Unterer Muschelkalk	Hauptbruch bei Granica	eisenhaltig, 0,2 Skalenteile
37.	»	»	Friedrichsgrube	»

Spezifisches Gewicht oberschlesischer Gesteine

A. Perm

Lfd. Nr.	Petrographische Beschaffenheit	Geologisches Alter	Fundort	Dichte
32.	Konglomerat	Oberes Rotliegendes	Bohr. Friedrichshütte, Teufe 412 m	2,41
33.	Rote Letten	»	dsgl., » 440 »	2,43
34.	Krystalltuff	Mittleres Rotliegendes	» 646 »	2,52

B. Produktives Carbon

9.	Grauwackensandstein	Randgruppe	Bohrung Neudeck	2,42
10.	»	»	Emma-Grube	2,65
11.	Sandiger Tonschiefer	»	Bohrung Gleiwitz, Teufe 346 m	2,67
12.	Milder Tonschiefer	»	Bohrung Trynek, Teufe 305,5 m	2,71
14.	Mariner, eisenhaltiger Kalk	»	N-Bohrloch der Preußengrube	2,90

C. Culm

16.	Grauwacke	Culm	Bohrung Oppeln, Teufe 675 m	2,65
17.	Roter Tonschiefer	»	Bohrung Oppeln, Teufe 692 m	2,60

Tabelle der vermessenen Stationen[1])

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
1	50° 18,65′	36° 28,23′	+15			−30	−15	
2	50 18,73	36 29,20	+13			−30	−17	
3	50 17,09	36 27,16	+29			−12	+17	
4	50 16,91	36 26,35	+17			− 9	+ 8	
5	50 17,10	36 25,13	+16			−12	+ 4	
6	50 16,83	36 24,31	+28			− 8	+20	
7	50 16,84	36 22,99	+18			− 9	+ 9	
8	50 16,30	36 21,87	+28			− 3	+25	
9	50 15,95	36 20,35	+47			± 0	+47	
10	50 16,06	36 19,69	− 7			± 0	− 7	
11	50 17,20	36 19,84	**− 6**	**+ 6**	± 0	−12	−12	
11	50 17,20	36 19,84	**0**	**0**	0	−12	−12	
12	50 15,26	36 19,55	**−22**	**0**	−22	+ 9	−13	Eisenbahnfahrt
11	50 17,20	36 19,84	**+ 9**	**− 9**	0	−12	−12	
13	50 17,78	36 18,60	+30	−13	+17	−18	− 1	
14	50 18,34	36 18,10	**+57**	**−17**	+40	−24	+16	
15	50 19,01	36 20,04	**+36**	**− 6**	+30	−33	− 3	
11	50 17,20	36 19,84	**− 1**	**+ 1**	0	−12	−12	

[1]) Die ΔZ_I und x wiederholt gemessenen Stationen sind fettgedruckt. Zeitliche Unterbrechungen der Vermessung sind durch Zwischenräume angedeutet.

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
14	50° 18,34′	36° 18,10′	+ **33**	+ **7**	+ 40	− 24	+16	
16	50 18,92	36 15,99	+ 50	+ 7	+ 57	− 30	+27	
17	50 19,48	36 14,91	+ 41	+ 6	+ 47	− 36	+11	
18	50 19,91	36 14,26	+ 69	+ 6	+ 75	− 42	+33	
19	50 20,45	36 12,55	+ 88	+ 6	+ 94	− 48	+46	
20	50 20,65	36 10,35	+ 89	+ 5	+ 94	− 51	+43	
21	50 21,81	36 9,03	+ **91**	+ **5**	+ 96	− 66	+30	
22	50 21,59	36 10,66	+ 80	+ 5	+ 85	− 60	+25	Eisenbahnfahrt
11	50 17,20	36 19,84	− 5	+ **5**	0	− 12	−12	
12	50 15,26	36 19,55	+ **2**	**−24**	− 22	+ 9	−13	
23	50 15,77	36 18,47	+ 17	−22	− 5	+ 3	− 2	
24	50 15,86	36 17,42	+ 10	−20	− 10	+ 3	− 7	
25	50 15,62	36 16,01	+ 6	−18	− 12	+ 6	− 6	
26	50 15,92	36 14,17	− 2	−16	− 18	0	−18	Werte unsicher, da Anschlußmessung unbrauchbar. (Die letzten 6 Werte besonders unsicher!)
27	50 16,13	36 12,39	− 2	−14	− 16	0	−16	
28	50 16,77	36 11,03	+ 29	−12	+ 17	− 6	+11	
29	50 16,52	36 10,07	+ 43	−10	+ 33	− 6	+27	
30	50 15,92	36 10,47	+ 25	− 8	+ 17	0	+17	
31	50 15,05	36 11,32	+ 46	− 6	+ 40	+ 12	+52	
32	50 14,22	36 12,78	+ 21	− 4	+ 17	+ 20	+37	
33	50 13,41	36 13,58	± 0	− 2	− 2	+ 30	+28	
11	Messung unbrauchbar (Platzregen!)							
15	50 19,01	36 20,04	+ **15**	**+15**	+ 30	− 33	− 3	
34	50 20,18	36 20,68	+ 37	+12	+ 49	− 45	+ 4	
35	50 22,07	36 22,13	+ 97	+ 9	+106	− 66	+40	
36	50 22,48	36 23,56	+101	+ 6	+107	− 72	+35	
37	50 23,50	36 24,63	+ 93	+ 3	+ 96	− 84	+12	
38	50 22,98	36 25,25	+125	± 0	+125	− 78	+47	
15	50 19,01	36 20,04	+ **34**	− **4**	+ 30	− 33	− 3	
15	50 19,01	36 20,04	+ **32**	− **2**	+ 30	− 33	− 3	
39	50 19,63	36 19,82	+ 82	− 2	+ 80	− 42	+38	Einstellgenauigkeit unbefriedigend
40	50 21,11	36 18,90	+ 9			− 57	?	
41	50 22,34	36 18,16	+123			− 69	?	
42	50 23,42	36 18,19	+ **69**	± **0**	+ 69	− 84	−15	
43	50 24,06	36 16,76	**+106**	+ **4**	+110	− 90	+20	
44	50 24,95	36 14,75	+ **96**	± **0**	+ 96	− 99	− 3	
45	50 24,79	36 14,17	+ 50	± 0	+ 50	− 99	−49	Eisenbahnfahrt. Standänderung des Instruments um 85γ. Veränderte Ruhelage!
11	50 17,20	36 19,84	− **11**	**+11**				
15	50 19,01	36 20,04	+ **22**	+ **8**	+ 30	− 33	− 3	Temperatur noch nicht ausgeglichen
44	50 24,95	36 14,75	**+110**	**−14**	+ 96	− 99	− 3	Automobilfahrt
46	50 26,80	36 11,89	**+139**	**−13**	+126	−120	+ 6	
47	50 29,46	36 13,94	+166	−12	+154	−150	+ 4	
48	50 32,28	36 15,06	+161	−11	+150	−180	−30	
49	50 34,88	36 11,33	+198	−10	+188	−210	−22	
50	50 37,77	36 6,91	+286	− 9	+277	−243	(+34)	Messung unbrauchbar! falsche Libelle
51	50 40,66	35 59,95	**+278**	− **8**	+270	−276	− 6	
50	50 37,77	36 6,91	+252	− 7	+245	−243	+ 2	
52	50 34,05	36 4,51	+205	− 7	+198	−201	− 3	
53	50 32,65	36 2,51	+194	− 6	+188	−186	+ 2	
54	50 31,31	35 59,13	**+166**	− **6**	+160	−168	− 8	

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
55	50° 30,12′	36° 0,61′	+157	— 5	+152	−156	— 4	
56	50 28,90	36 6,53	+146	— 5	+141	−144	— 3	
46	50 26,80	36 11,89	**+130**	— 4	+126	−120	+ 6	
57	50 27,02	36 11,17	**+101**	**+29**	+130	−122	+ 8	Temperatur noch nicht aus-
58	50 25,97	36 10,56	**+187**	**−20**	+167	−111	+56	[geglichen
59	50 25,39	36 10,09	+197	−16	+181	−105	+76	
60	50 24,42	36 9,94	+119	−12	+107	— 93	+14	
61	50 23,90	36 8,58	+111	— 8	+103	— 87	+16	
62	50 22,66	36 8,71	+ 97	— 4	+ 93	— 72	+21	
21	50 21,81	36 9,03	**+ 97**	**— 1**	+ 96	— 66	+30	
63	50 22,49	36 10,86	+ 87	— 5	+ 82	— 72	+10	
64	50 21,98	36 12,33	+ 98	−10	+ 88	— 66	+22	
65	50 21,35	36 14,45	+102	−15	+ 87	— 60	+27	
66	50 20,74	36 16,20	**+ 88**	**−20**	+ 68	— 51	+17	Eisenbahnfahrt
67	50 23,19	36 17,32	**+ 91**	**−21**	+ 70	— 80	−10	Eisenbahnfahrt
57	50 27,02	36 11,17	**+156**	**−26**	+130	−122	+ 8	
46	50 26,80	36 11,89	**+120**	**+ 6**	+126	−120	+ 6	
57	50 27,02	36 11,17	**+128**	**+ 2**	+130	−122	+ 8	
46	50 26,80	36 11,89	**+114**	**+12**	+126	−120	+ 6	
68	50 26,11	36 12,44	+116	+10	+126	−111	+15	
69	50 25,62	36 13,36	+ 87	+ 8	+ 95	−108	−13	
44	50 24,95	36 14,75	**+ 89**	**+ 7**	+ 96	— 99	— 3	
43	50 24,06	36 16,76	**+105**	**+ 5**	+110	— 90	+20	
67	50 23,19	36 17,32	**+ 68**	**+ 2**	+ 70	— 80	−10	
70	50 22,13	36 17,15	**+ 37**	**+11**	+ 48	— 66	−18	
41	50 22,34	36 18,16	**+ 60**	**+ 8**	+ 68	— 69	— 1	
67	50 23,19	36 17,32	**+ 60**	**+10**	+ 70	— 80	−10	Eisenbahnfahrt
57	50 27,02	36 11,17	**+131**	**— 1**	+130	−122	+ 8	
57	50 27,02	36 11,17	**+122**	**+ 8**	+130	−122	+ 8	
57a	50 26,82	36 11,22	+116	+ 9	+125	−120	+ 5	
71	50 25,89	36 11,33	**+ 88**	**+10**	+ 98	−110	−12	
72	50 26,10	36 11,75	+122	+10	+132	−112	+20	
73	50 26,47	36 12,00	+125	+10	+135	−116	+19	
46a	50 26,77	36 11,91	**+ 93**	**+10**	+103	−120	−17	
74	50 26,81	36 12,86	+ 76	+10	+ 86	−120	−34	
75	50 27,00	36 13,46	**+138**	**+10**	+148	−123	+25	
76	50 27,66	36 13,34	+137	+10	+147	−130	+17	
77	50 28,14	36 13,42	+134	+10	+144	−135	+ 9	
78	50 28,34	36 13,22	+130	+10	+140	−138	+ 2	
79	50 27,82	36 12,66	**+143**	**+10**	+153	−132	+21	
80	50 27,46	36 12,12	**+ 79**	**+13**	+ 92	−128	−36	
57	50 27,02	36 11,17	**+118**	**+12**	+130	−122	+ 8	
57	50 27,02	36 11,17	**+109**	**+21**	+130	−122	+ 8	
58	50 25,97	36 10,56	**+137**	**+30**	+167	−111	+56	
71	50 25,89	36 11,33	**+118**	**−20**	+ 98	−110	−12	
81	50 25,12	36 11,78	+131	−17	+114	−100	+14	
82	50 24,49	36 12,49	+107	−15	+ 92	— 94	— 2	
83	50 24,63	36 13,28	+ 93	−12	+ 81	— 96	−15	
44	50 24,95	36 14,75	**+105**	**— 9**	+ 96	— 99	— 3	

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
84	50° 25,02'	36° 15,97'	+109	− 8	+101	−100	+ 1	
85	50 25,13	36 17,45	+110	− 7	+103	−102	+ 1	
86	50 25,11	36 18,47	+148	− 7	+141	−102	+39	
87	50 24,73	36 19,28	+ 75	− 6	+ 69	− 98	- 29	
88	50 24,31	36 18,20	+ 81	− 6	+ 75	− 93	−18	
42	50 23,42	36 18,19	+ **75**	− **6**	+ 69	− 84	−15	
67	50 23,19	36 17,32	+ **71**	− **1**	+ 70	− 80	−10	} in Potsdam magnetische Störung registriert, die hier nicht festzustellen ist
57	50 27,02	36 11,17	+**135**	− **5**	+130	−122	+ 8	
57	50 27,02	36 11,17	+**101**	+**29**	+130	−122	+ 8	
89	50 27,45	36 10,70	+**123**	+**21**	+144	−126	+18	
90	50 27,89	36 9,87	+110	+21	+131	−132	− 1	
91	50 28,72	36 9,06	+**110**	+**20**	+130	−141	−11	
92	50 29,48	36 8,71	+126	+20	+146	−150	− 4	
93	50 30,51	36 8,44	+164	+19	+183	−162	+21	
94	50 31,38	36 8,66	+174	+19	+193	−171	+22	
95	50 30,78	36 9,52	+123	+18	+141	−165	−24	
96	50 29,87	36 10,12	+132	+18	+150	−154	− 4	
97	50 29,33	36 10,75	+116	+18	+134	−148	−14	
98	50 28,34	36 10,58	+130	+17	+147	−138	+ 9	
89	50 27,45	36 10,70	+**127**	+**17**	+144	−126	+18	
75	50 27,00	36 13,46	+**140**	+ **8**	+148	−122	+26	Temperatur noch nicht ausgeglichen
99	50 26,62	36 14,32	+**151**	−**31**	+120	−117	+ 3	
100	50 25,79	36 13,98	+135	−30	+105	−109	− 4	
101	50 25,45	36 13,83	+104	−30	+ 74	−105	−31	
102	50 25,34	36 13,81	+ 99	−29	+ 70	−103	−33	
103	50 25,06	36 13,75	+107	−28	+ 79	−102	−23	
104	50 24,26	36 13,76	+127	−27	+100	− 87	+13	
105	50 23,25	36 13,15	+ 89	−27	+ 62	− 80	−18	
106	50 23,31	36 14,22	+ 97	−26	+ 71	− 81	−10	
107	50 23,58	36 15,42	+ 63	−25	+ 38	− 84	−46	
108	50 22,31	36 16,16	+ 51	−25	+ 26	− 69	−43	
109	50 22,21	36 16,70	+ **76**	−**24**	+ 52	− 68	−16	
110	50 23,05	36 16,79	+**105**	−**22**	+ 83	− 78	+ 5	
67	50 23,19	36 17,32	− **6**	+**76**	+ 70	− 80	−10	} Plötzlicher Regenguß
57	50 27,02	36 11,17	+ **84**	+**46**	+130	−122	+ 8	} Messungen unbrauchbar
89	50 27,45	36 10,70	+**106**	+**38**	+144	−126	+18	
111	50 28,46	36 11,81	+**107**	+**38**	+145	−138	+ 7	
111a	50 28,51	36 11,89	+111	+34	+145	−138	+ 7	
111b	50 28,56	36 11,83	+132	+30	+162	−138	+24	
111	50 28,46	36 11,81	+**120**	+**25**	+145	−138	+ 7	
80	50 27,46	36 12,12	+**104**			−128		???
75	50 27,00	36 13,46	+**116**	+**32**	+148	−122	+26	
99	50 26,62	36 14,32	+ **88**	+**32**	+120	−117	+ 3	
112	50 26,46	36 15,60	+ 95	+28	+123	−112	+11	
113	50 26,22	36 17,11	+ 90	+24	+114	−115	− 1	
114	50 26,01	36 18,57	+ 76	+20	+ 96	−112	−16	
115	50 25,19	36 19,89	+ 71	+16	+ 87	−102	−15	
116	50 24,14	36 20,87	+ 61	+12	+ 73	− 90	−17	
110	50 23,05	36 16,79	+ **74**	+ **9**	+ 83	− 78	+ 5	
67	50 23,19	36 17,32	+ **67**	+ **3**	+ 70	− 80	−10	

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
57	50°27,02'	36°11,17	+127	+ 3	+130	−122	+ 8	
117	50 33,23	35 56,74	+186	± 0	+186	−192	− 6	
118	50 35,57	35 57,03	+224	− 2	+222	−218	+ 4	
119	50 38,06	35 55,41	+212	− 2	+210	−247	−37	← Sprung! Wagen stark erschüttert
120	50 40,68	35 54,76	+220	+50	+270	−275	− 5	
121	50 42,32	35 51,46	+237	+50	+287	−294	− 7	
122	50 44,80	35 52,15	+252	+50	+302	−325	−23	
123	50 46,94	35 55,66	+286	+50	+336	−345	− 9	Autofahrt
124	50 46,42	35 59,07	+285	+51	+336	−340	− 4	
125	50 45,77	36 2,38	+270	+51	+321	−332	−11	
126	50 44,02	36 6,09	+255	+51	+306	−314	− 8	
127	50 43,16	36 3,52	+221	+51	+272	−304	−32	
128	50 41,67	36 1,26	+225	+51	+276	−288	−12	
51	50 40,66	35 59,95	+216	+54	+270	−276	− 6	
57	50 27,02	36 11,17	+124	+ 6	+130	−122	+ 8	
91	50 28,72	36 9,06	+162	−32	+130	−141	−11	Temperatur nicht ausgleichbar
129	50 28,77	36 8,84	+109	− 2	+107	−141	−34	
130	50 28,81	36 8,59	+126	− 1	+125	−141	−16	
131	50 28,83	36 8,35	+106	+ 4	+110	−141	−31	Sehr heißer Tag!
131a	50 28,74	36 8,33	+102	+ 8	+110	−141	−31	
132	50 28,61	36 8,28	+107	+12	+119	−140	−21	
133	50 28,48	36 8,21	+ 74	+16	+ 90	−140	−50	
130	50 28,81	36 8,59	+105	+20	+125	−141	−16	
129	50 28,77	36 8,84	+ 87	+20	+107	−141	−34	
91	50 28,72	36 9,06	+110	+20	+130	−141	−11	
89	50 27,45	36 10,70	+ 79	+65	+144	−128	+16	besonders niedriger Instrumentenstand?
80	50 27,46	36 12,12	+ 79	+13	+ 92	−128	−36	
134	50 27,69	36 12,38	+ 88	+56	+144	−130	+14	desgleichen
79	50 27,82	36 12,66	+ 87	+66	+153	−132	+21	„ Sprung?
135	50 28,12	36 13,19	+ 92	+25	+117	−135	−18	
136	50 27,95	36 12,83	+119	+20	+139	−133	+ 6	
134	50 27,69	36 12,38	+124	+20	+144	−130	+14	
80	50 27,46	36 12,12	+ 75	+17	+ 92	−128	−36	
54	50 31,31	35 59,13	+151	+ 9	+160	−168	− 8	
137	50 32,87	35 59,86	+195	+15	+210	−188	+22	
138	50 33,94	36 0,29	+201	+22	+223	−200	+23	
139	50 34,64	35 58,21	+206	+29	+235	−202	+27	
118	50 35,57	35 57,03	+187	+35	+222	−218	+ 4	
140	50 36,02	35 55,88	+186	+37	+223	−222	+ 1	
141	50 37,23	35 55,90	+203	+39	+242	−236	− 6	
119	50 38,06	35 55,41	+170	+40	+210	−247	−37	
142	50 38,01	35 56,03	+205	+37	+242	−246	− 4	
143	50 37,87	35 57,07	+199	+34	+233	−245	−12	
57	50 27,02	36 11,17	+ 99	+31	+130	−122	+ 8	
80	50 27,46	36 12,12	+ 95	− 3	+ 92	−128	−36	
136	50 27,95	36 12,83	*+145*	*− 6*	+139	−133	+ 6	
135a	50 28,08	36 13,19	+ 87	*+30*	+117	−135	−18	
144	50 28,00	36 13,12	+ 96	+30	+126	−134	−12	
136a	50 27,93	36 12,85	*+104*	*+30*	+134	−133	+ 1	
136b	50 27,90	36 12,81	*+105*	*+30*	+135	−133	+ 2	

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
80	50°27,46'	36°12,12'	+ **88**	+ **4**	+ 92	−128	−36	
46a	50 26,77	36 11,91	+ **90**	+**13**	+103	−120	−17	
41	50 22,34	36 18,16	+ **85**	−**15**	+ 70	− 69	− 1	
40	50 22,11	36 18,90	+ **61**	−**10**	+ 51	− 57	− 6	
145	50 21,18	36 19,56	+ 63	− 5	+ 58	− 57	+ 1	
146	50 21,27	36 19,93	+ 39	± 0	+ 39	− 57	−18	
147	50 21,05	36 18,39	+ 10	+ 5	+ 15	− 54	−39	
148	50 21,54	36 17,84	+ 12	+10	+ 22	− 60	−38	
149	50 21,08	36 17,69	+ 30	+15	+ 45	− 56	−11	
150	50 21,57	36 16,91	+ 9	+20	+ 29	− 60	−31	
151	50 21,89	36 16,19	+ 47	+25	+ 72	− 65	+ 7	
152	50 21,74	36 15,25	+ **36**	+**30**	+ 66	− 63	+ 3	
153	50 22,09	36 16,56	+ **26**	+**33**	+ 59	− 66	− 7	
109	50 22,21	36 16,70	+ **16**	+**36**	+ 52	− 68	−16	
154	50 22,63	36 16,58	+ **63**	+**40**	+103	− 73	+30	
110	50 23,05	36 16,79	+ **27**	+**50**	+ 77	− 78	− 1	
67	50 23,19	36 17,15	+ **17**	+**53**	+ 70	− 80	−10	
67	50 23,19	36 17,15	+ **36**	+**34**	+ 70	− 80	−10	
110	50 23,05	36 16,79	+ **49**	+**28**	+ 77	− 78	− 1	
154	50 22,63	36 16,58	+ **69**	+**34**	+103	− 73	+30	
109	50 22,21	36 16,70	+ **47**	+ **5**	+ 52	− 68	−16	
108	50 22,31	36 16,16	+ **38**	−**11**	+ 27	− 69	−42	
155	50 22,60	36 15,45	+ 50	− 5	+ 45	− 72	−27	
156	50 22,34	36 14,69	+ 73	± 0	+ 73	− 70	+ 3	
157	50 22,37	36 13,85	+ 83	+ 5	+ 88	− 70	+18	
158	50 21,98	36 14,16	+ 65	+10	+ 75	− 66	+ 9	
159	50 21,59	36 13,95	+ 29	+15	+ 44	− 60	−16	
160	50 21,14	36 14,25	+ 28	+20	+ 48	− 56	− 8	
161	50 20,87	36 15,13	+ 27	+25	+ 52	− 54	− 2	
66	50 20,74	36 16,20	+ **38**	+**30**	+ 68	− 51	+17	Mittagspause
162	50 21,37	36 15,38	+ 69	+29	+ 98	− 58	+40	
152	50 21,74	36 15,25	+ **38**	+**28**	+ 66	− 63	+ 3	
163	50 21,98	36 15,71	+ 38	+28	+ 66	− 66	± 0	← Sprung?
153	50 22,09	36 16,56	+ **58**	+ **1**	+ 59	− 66	− 7	
164	50 22,11	36 16,82	+ 71	+12	+ 83	− 66	+17	
70	50 22,13	36 17,15	+ **24**	+**24**	+ 48	− 66	−18	
165	50 22,58	36 17,14	+ 53	+36	+ 89	− 72	+17	
67	50 23,19	36 17,32	+ **21**	+**49**	+ 70	− 80	−10	
42	50 23,42	36 18,19	+**103**	−**33**	+ 70	− 84	−14	
166	50 22,85	36 19,18	+118	−31	+ 87	− 75	+12	
167	50 23,60	36 19,11	+125	−29	+ 96	− 84	+12	
67	50 23,19	36 17,32	+ **97**	−**27**	+ 70	− 80	−10	Bahnfahrt
143	50 37,87	35 57,07	+**180**	+**53**	+233	−245	−12	
168	50 37,61	35 56,38	+186	+54	+240	−241	− 1	
169	50 37,58	35 55,92	+196	+55	+251	−241	+10	
170	50 37,63	35 55,35	+191	+56	+247	−241	+ 6	
171	50 37,66	35 54,97	+204	+57	+261	−242	+19	
172	50 37,82	35 54,40	+161	+58	+219	−242	−23	
173	50 38,15	35 54,55	+160	+59	+219	−245	−26	
174	50 38,39	35 54,59	+192	+60	+252	−249	+ 3	
175	50 38,45	35 55,19	+186	+61	+247	−249	− 2	

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
176	50° 38,33′	35° 55,87′	+196	+62	+258	−249	+9	
177	50 38,23	35 56,04	+172	+63	+235	−248	−13	
178	50 38,11	35 56,49	+162	+64	+226	−246	−20	
143	50 37,87	35 57,07	**+168**	**+65**	+233	−245	−12	
179	50 39,32	36 1,59	+253	+50	+303	−261	+42	
180	50 39,84	36 1,41	+188	+60	+248	−267	−19	
51	50 40,66	35 59,95	**+204**	**+66**	+270	−276	− 6	
128	50 41,67	36 1,26	**+201**	**+75**	+276	−288	−12	
181	50 41,53	36 2,63	+205	+76	+281	−287	− 6	
182	50 41,76	36 3,90	+233	+78	+311	−289	+22	
183	50 42,13	36 5,08	**+197**	**+80**	+277	−292	−15	
184	50 42,09	36 6,62	+228	+82	+310	−291	+19	
185	50 43,05	36 6,97	+256	+84	+340	−301	+39	
126	50 44,02	36 6,09	**+220**	**+86**	+306	−314	− 8	
186	50 43,97	36 4,10	+208	+88	+296	−312	−16	
187	50 43,57	36 3,39	+270	+90	+360	−309	+51	
127	50 43,16	36 3,52	**+181**	**+91**	+272	−304	−32	
188	50 42,92	36 2,36	*+208*	*+92*	+300	−301	− 1	
188a	50 42,83	36 2,66	*+205*	*+94*	+299	−300	− 1	
124	50 46,42	35 59,07	**+241**	**+95**	+336	−340	− 4	
189	50 47,61	35 57,35	+245	+95	+340	−352	−12	
190	50 48,38	35 56,62	+281	+95	+376	−360	+16	
191	50 48,78	35 55,72	+244	+95	+339	−366	−27	
192	50 49,62	35 55,48	+278	+95	+373	−374	− 1	
193	50 50,24	35 54,86	+294	+95	+389	−381	+ 8	Die Messungen sind wegen fehlender Schlußkontrolle unsicher
194	50 51,19	35 54,66	+295	+95	+390	−391	− 1	
195	50 52,04	35 53,79	+243	+95	+338	−399	−61	
196	50 52,95	35 53,27	+306	+95	+401	−410	− 9	
197	50 53,45	35 54,51	+326	+95	+421	−414	+ 7	
198	50 54,78	35 55,37	+340	+95	+435	−429	+ 6	
199	50 42,99	36 4,48	+360	−44	+316	−300	+16	2 Monate später. Stand des Instruments wesentlich verändert
200	50 42,95	36 4,43	**+335**	**−40**	+295	−300	− 5	
201	50 42,92	36 4,23	**+303**	**−36**	+267	−299	−32	−20
201a	50 42,91	36 4,19	*+323*	*−32*	+291	−299	− 8	
202	50 42,92	36 4,00	**+312**	**−28**	+284	−299	−15	−1
202a	50 42,91	36 3,98	*+335*	*−24*	+311	−299	+12	
203	50 42,88	36 3,66	**+326**	**−20**	+306	−298	+ 8	
204	50 42,85	36 3,46	**+318**	**−16**	+302	−298	+ 4	
200	50 42,95	36 4,43	**+309**	**−14**	+295	−300	− 5	
204	50 42,85	36 3,46	**+301**	**− 6**	+295	−298	− 3	+4
204a	50 42,85	36 3,44	*+315*	*− 6*	+309	−298	+11	
205	50 42,73	36 3,09	*+334*	*− 6*	+328	−298	+30	+13
205a	50 42,73	36 3,07	*+300*	*− 6*	+294	−298	− 4	
206	50 42,47	36 3,20	*+324*	*− 6*	+318	−295	+23	+15
206a	50 42,47	36 3,23	*+307*	*− 6*	+301	−295	+ 6	
207	50 42,43	36 3,53	*+287*	*− 6*	+281	−295	−14	
200	50 42,95	36 4,43	**+288**	**+ 7**	+295	−300	− 5	
208	50 42,78	36 4,30	+288	+ 9	+297	−297	0	
209	50 42,56	36 4,19	+255	+11	+266	−296	−30	
210	50 42,62	36 3,67	*+266*	*+13*	+279	−297	−18	−14

Nr.	Nördliche Breite	Länge östl. von Ferro	ΔZ_I	x	ΔZ_{II}	y	ΔZ_{III}	
210a	50° 42,63′	36° 3,64′	+*275*	+*13*	+288	−297	− 9	− 14
207a	50 42,44	36 3,54	+*265*	+*16*	+281	−295	−14	
203	50 42,88	36 3,66	**+283**	**+20**	+303	−298	+ 5	
202	50 42,92	36 4,00	**+286**	**+20**	+306	−299	+ 7	
201	50 42,92	36 4,23	**+260**	**+20**	+280	−299	−19	
200	50 42,95	36 4,43	**+274**	**+21**	+295	−300	− 5	
211	50 42,28	36 4,53	+255	+22	+277	−293	−16	
183	50 42,13	36 5,08	**+253**	**+24**	+277	−292	−15	
212	50 42,47	36 4,87	+245	+26	+271	−295	−24	
200	50 42,95	36 4,43	**+267**	**+28**	+295	−300	− 5	
213	50 43,10	36 4,93	+290	+30	+320	−301	+19	

Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren Produktiven Carbon des Gebietes von Witten (Westfalen)

Von Herrn **Carl Schmidt** in Göttingen

Hierzu Tafel 14—17

Inhalt

Seite

Einleitung 343
I. Allgemeiner Teil 344
1. Die petrographische Ausbildung der Magerkohlenschichten und die wichtigsten Sandstein- und Konglomerathorizonte 344
2. Die marinen Horizonte 349
3. Die Anthrakosien-Horizonte 352
4. Die geologische Geschichte zur Bildungszeit der Magerkohlenflöze . . 353
II. Paläontologisch-stratigraphischer Teil 356
1. Die Fauna der Anthrakosien-Horizonte 356
2. Die Fauna der marinen Horizonte ausschließlich der Goniatiten . . . 358
3. Die Goniatitenfauna der Magerkohlengruppe 370
III. Die Altersstellung der Westfälischen Magerkohlengruppe 385
Literaturverzeichnis 387
Tabellen 389
Tafelerklärungen 394

Einleitung

Das rheinisch-westfälische Produktive Carbon besteht bekanntlich aus einem über 3000 m mächtigen Schichtenkomplex von wechsellagernden Sandsteinen, Konglomeraten, Schiefertonen und Sandschiefern, denen die Steinkohlen- und Eisensteinflöze eingelagert sind. Nach dem Gasgehalt der Kohle ist eine Gliederung in Magerkohlen-, Fettkohlen-, Gaskohlen- und Gasflammkohlengruppe vorgenommen worden.

Durch die bergbaulichen Aufschlüsse und die Veröffentlichungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt ist die Formation ziemlich genau bekannt geworden; es fehlte bisher jedoch noch die spezielle paläontologische Bearbeitung der Fauna der Anthrakosienschichten und der marinen Horizonte. Anfänge hierzu sind bereits von Ludwig 1864, von Cremer 1893 und von Wedekind 1914 gemacht worden, doch reichten die Ergebnisse dieser Arbeiten zu einer faunistischen Gliederung des Unteren Produktiven Carbons nicht aus, da einerseits das zugrunde liegende Material oft nur sehr schlecht erhalten war, andererseits nicht aus allen Horizonten zur Verfügung stand.

Die eingehende Untersuchung der Fossilhorizonte der Magerkohlengruppe hat nun eine Fülle zum größten Teil sehr gut erhaltenen Materials ergeben, das eine genauere Bearbeitung gestattete. Im Vordergrund dieser Bearbeitung stand die bereits 1914 von Wedekind angeregte Frage, wie weit eine Gliederung der Magerkohlenschichten auf Grund der Goniatiten durchführbar ist, und ob der Vergleich der marinen Fauna Westfalens mit derjenigen der anderen paralischen Obercarbongebiete Europas eine genauere Parallelisierung ermöglicht.

Daneben wurde die Lage und Ausbildung der wichtigsten petrographischen Leithorizonte der Magerkohlengruppe untersucht. Der Vollständigkeit halber sind die hierbei erzielten Ergebnisse im Folgenden mitbehandelt worden, obwohl die Kartierungsergebnisse der Geologischen Landesanstalt diese Frage bereits wesentlich geklärt haben.

Bei der Abfassung der vorliegenden Arbeit fand ich die Unterstützung der Herren Prof. Dr. Stille und Prof. Dr. Salfeld in Göttingen; ebenso hat mir Herr Bergrat Prof. Dr. Bärtling-Berlin mit mancherlei Rat zur Seite gestanden. Während der Aufnahmetätigkeit in Westfalen hat mir ganz besonders Herr Dr. Kahrs, Direktor des Heimatmuseums in Essen, in verdienstvoller Weise seine Hilfe zukommen lassen. Allen genannten Herren bin ich zu großem Dank verpflichtet.

Paläontologisches Vergleichsmaterial ist mir in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden von der Geologischen Landesanstalt in Berlin, dem Museum für Heimat- und Naturkunde in Essen und dem Geologisehen Museum der Westfälischen Berggewerkschaftskasse in Bochum, ferner von den Herren Ingenieur Sundhausen-Essen und Lehrer Laurent-Hörde.

Das von mir gesammelte Material liegt in der Hauptsache im Geologisch-paläontologischen Institut in Göttingen, zum Teil auch im Museum für Heimat- und Naturkunde in Essen, wo sich überhaupt ein reichhaltiges Material aus den marinen Horizonten der Magerkohlengruppe befindet.

I. Allgemeiner Teil

1. Die petrographische Ausbildung der Magerkohlenschichten und die wichtigsten Sandstein- und Konglomeratbänke

Die Sedimente der Magerkohlengruppe ausschließlich der Steinkohlen- und Eisensteinflöze umfassen

a) Sandsteine und Konglomerate,
b) Schiefersandsteine, Sandschiefer und sandige Schiefertone,
c) Reine Schiefertone.

a) Die Sandsteine und Konglomerate

Krusch hat in den Erläuterungen zu Blatt Hagen pp. eine Tabelle wichtiger Sandstein- und Konglomerathorizonte zusammengestellt. Im Folgenden sind nur diejenigen Bänke angeführt, die sich im ganzen Industriebezirk in annähernd gleicher Lage und Ausbildung wiederfinden und daher für die Flözidentifizierung und Kartierung von Bedeutung

sind. Außer KRUSCH haben G. MÜLLER und BÄRTLING in den Erläuterungen der Geologischen Spezialkarte usw. die wichtigsten Leithorizonte bereits beschrieben. Auf ihre Ausführungen ist im Folgenden im Text verwiesen.

Die Magerkohlengruppe lasse ich entsprechend der Gepflogenheit der Preußischen Geologischen Landesanstalt etwa 50 m unter dem Flöz Sengsbank mit dem sogenannten Grenzsandstein beginnen, dem untersten Gliede einer Reihe von Sandsteinbänken und Sandschieferlagen, das sich als guter Kartierungshorizont von den Schiefertonen des obersten Flözleeren abhebt.

Die dritte Sandsteinbank dieses Schichtkomplexes ist als typisches grobes Konglomerat ausgebildet und als Königsborner oder Kaisberg-Konglomerat bekannt. Seine Komponenten sind gut gerundete Quarz- und Kieselschiefergerölle; eckige und kantige Schiefertonbruchstücke sind weniger zahlreich. Das Bindemittel der feldspatreichen, mittel- bis grobkörnigen, teils grauen, teils gelben Arkosesandsteinen ist kieselig, seltener etwas tonig. Die einzelnen Werksandsteinbänke sind durch Lagen von stark sandigen Schiefern und dünnplattigen Schiefersandsteinen voneinander getrennt. Bei Grundschöttel tritt innerhalb dieser Schichtreihe eine Partie stark quarzitischen Sandsteins auf, die durchschnittlich 87 % freies SiO_2 enthält und unter Zusatz von reinem Quarz zur Herstellung feuerfester Steine Verwendung findet.

In der Schichtreihe von Flöz Sengsbank bis Flöz Besserdich treten mehrere Sandsteinhorizonte auf, die teils feinkörnig, teils quarzitisch ausgebildet sind. Die festeren Bänke sind grau gefärbt, die feldspatreicheren und mürberen gelblich. Örtlich können Teile dieser Sandsteinbänke einen schwach konglomeratischen Charakter annehmen.

Von großer Bedeutung sind die Sandsteine der Flözgruppe Hinnebeke-Besserdich. Unter dem Flöz Besserdich liegt ein Paket von plattigem, gelbgrauen, schieferigen Sandstein, über dem Flöz folgt eine graue teils bankige, teils dickplattige Lage. Der letztere Sandsteinkomplex ist z. B. am Böllberg 16—18 m mächtig. Der Grenzsandstein, mit dem WUNSTORF auf Blatt Kettwig das Produktive Carbon gegen das Flözleere abgrenzt, dürfte etwa diesem Horizont entsprechen. (Die tieferen Flöze und das Königsborner Konglomerat fehlen im Kettwiger Gebiet.) Die »Besserdichsandsteine« sind im allgemeinen fest, feinkörnig und dicht, in den oberen Lagen oft schichtig mit dünnen schwarzen Schichten in Wechsellagerung mit dem normalen grauen Sandstein. Die Komponenten sind wie gewöhnlich Quarz und Feldspäte. Die in KRUSCH's Tabelle mit LSi bezeichnete Sandsteinbank »ca. 120 m im Liegenden von Flöz Wasserbank« entspricht diesem Horizont.

Ungefähr 80 m über diesem Komplex beginnt das Konglomerat unter Flöz Wasserbank, für das ganze Industriegebiet einer der wichtigsten Leithorizonte der Magerkohlengruppe. Die Mächtigkeit und vertikale Ausdehnung dieses Konglomerats ist nicht überall dieselbe. Vielfach, besonders im Osten, ist das Neuflöz vollkommen in das Konglomerat eingebettet. Dünne Schieferlagen können im Liegenden und Hangenden des Flözes eingeschaltet sein, keilen aber oft schon auf nahen Entfer-

nungen aus. Das Konglomerat reicht meistens bis ins unmittelbar Liegende des Wasserbankflözes hinauf, selten sind unter dem Flöz noch Schiefer eingelagert. Die örtlich über dem Flöz auftretenden Schiefer führen bei Silschede Anthrakosien.

Bei Bommern, im Kohlensiepen bei Witten und auf Zeche Gottessegen bei Löttringhausen liegen auch über dem Flöz dickbankige Sandsteine und Konglomerate. Flöz Wasserbank wird in diesen Fällen vom Konglomerat eingeschlossen, genau wie das Neuflöz im unteren Teil des Komplexes. Bei Unna sind diese Sandsteine über dem Flöz nicht mehr vorhanden, hier liegt bereits 8 m über dem Flöz der Lingulidenhorizont.

In fast allen Aufschlüssen des Wasserbankkonglomerates sind Pflanzenfragmente, besonders Calamiten und Lepidodendron, häufig. Die Geröllkomponenten sind gut gerundete, z. T. allseitig glattgeschliffene Quarze und Kieselschiefer, daneben finden sich Toneisenstein- und Schiefertonbruchstücke sowie Kohletrümmer. Einzelne Partien können sehr reich an Muskovit sein.

Auf Schacht Mühlhausen I bei Unna ist das Konglomerat als sehr fester, stark eisenschüssiger Quarzit ausgebildet, so daß seine Deutung Schwierigkeiten machte. Doch handelt es sich nach dem ganzen Schichtenverband, dem Vorhandensein des marinen Lingulahorizontes über dem umstrittenen Flöz und dem Auftreten von Geröllagen wohl doch nur um eine lokal abweichende Ausbildung des Wasserbankkonglomerates.

Zwischen Flöz Wasserbank und dem Hauptflöz liegt ein etwa 10 m mächtiger Sandstein, der als Leithorizont infolge seines starken faciellen Wechsels und der Mächtigkeitsschwankungen nur geringe Bedeutung hat.

Als nächsthöhere bezeichnende feste Bank sehe ich den Sandstein 60—70 m über dem Hauptflöz an, nach Krusch's Tabelle SHH1. Diese wechselnd mächtige, meist 9—12 m dicke Sandsteinpartie bildet gleich dem Wasserbankkonglomerat scharf markierte Rücken im Gelände. Das Gestein ist sehr fest, z. T., meist in der unteren Hälfte, quarzitisch, mittel- bis feinkörnig, oft stark eisenschüssig. Einzelne Partien sind sehr feldspatreich, andere führen auffallend viel Muskovit. Bemerkenswert sind ferner knollige Kieselkonkretionen, die als sehr harte, unförmige Gebilde in dieser Bank gefunden wurden. Abweichend von Krusch's Tabelle nenne ich diesen Horizont SHH, er ist wichtig für die Indentifizierung des Hauptflözes und der Schieferbankflöze; letztere sind ihm dicht aufgelagert.

Der nächste Sandsteinleithorizont befindet sich im Liegenden der Sarnsbankflöze. Er besteht aus einer Folge von grauen, teils dichten feinkörnigen, teils gröberen Partien, im Osten mit stellenweise auftretenden Geröllagen, und dürfte ungefähr mit der von Krusch angegebenen Sandsteinbank SLM1 »ca. 100—108 m im Liegenden von Flöz Mausegatt« zu identifizieren sein.

Die Schichtfolge von Flöz Sarnsbank bis Flöz Mausegatt ist, abgesehen von den beiden marinen Horizonten, die sich unmittelbar über Flöz Sarnsbank II bezw. etwa 40 m über diesem Flöz befinden, durchweg sandig-schieferig. Hier sei nur der Sandstein meist unmittelbar im Liegenden von Flöz Mausegatt besprochen. Er ist dickbankig, z. T.

grau und fest, oft viel Muskovit führend, z. T. gelblich, feldspatreicher und mürber, bei Witten stellenweise konglomeratisch werdend, mit überwiegenden bis haselnußgroßen Quarzgeröllen. Die Bänke enthalten viel Pflanzenreste, viel Häcksel, oft aber auch gut erhaltene Calamitenfragmente und Sigillarien. Dünnplattige Zwischenlagen sind sehr muskovitreich. Die Mächtigkeit dieses Sandsteinkomplexes ist ziemlich bedeutend, sie schwankt zwischen 20 und 25 m.

Die Schichtgruppe der Kreftenscheer-Geitling-Flöze ist ebenfalls sehr sandig ausgebildet. Sandige Schiefer, örtlich Anthrakosien führend, wechseln mit Sandsteinpacken, die z. T. lokal Gerölle führen können. Auf die örtlich beschränkte Bedeutung eines Konglomerathorizontes im Liegenden der Geitlingflöze hat schon BÄRTLING (Erläut. zu Bl. Unna) hingewiesen. Ein fester bankiger Sandstein, lokal mit haselnußgroßen Geröllen, tritt in diesem Niveau in der westlichen Wittener Mulde und im mittleren Teile der Bochumer und Stoppenberger Mulde auf.

Dieselbe Wichtigkeit, die das Wasserbankkonglomerat für die untere Hälfte der Magerkohlengruppe hat, kommt für die obere Hälfte dem Konglomerat unter dem Flöz Finefrau zu. Es ist besonders von BÄRTLING beschrieben worden (Erläut. zu Bl. Unna usw.). Die Komponenten des Konglomerates sind wie üblich Quarze, Toneisensteine, Schieferton, Kohle und Culmkieselgestein. Die Quarze und Culmkieselgerölle sind sämtlich sehr gut gerundet und allseitig abgeschliffen, die Kohle- und Schiefertonbruchstücke sind eckig und kantig. Auf die rötliche Farbe des Gesteins infolge der Verwitterung der meist sehr häufigen Toneisensteine hat BÄRTLING besonders hingewiesen. Das Konglomerat bildet überall im Ausstreichen scharf abgesetzte Bergrücken und Geländekanten. Ein sehr guter Aufschluß dieses Horizontes befindet sich an der Wickenburgstraße bei Essen. Hier werden die festen grauen Konglomeratpacken überlagert von gelben, mürberen Sandsteinbänken mit diskordanter Parallelstruktur, über denen dann das Wurzelbett des Flözes Finefrau liegt. Bei Wullen wurden im Konglomerat kugelige konkretionäre Absonderungen von sehr harten quarzitischen Sandsteingeoden beobachtet. Überall sind Calamitenreste im Finefraukonglomerat sehr häufig.

Das Konglomerat der Girondelle-Flözgruppe ist nicht horizontbeständig und bisher nur an wenigen Punkten des Industriebezirkes festgestellt worden. In ihm treten, wie schon CREMER hervorgehoben hat, die Quarzgerölle sehr zurück, Schieferton und Toneisensteinbruchstücke überwiegen. Dieser Horizont scheint nur an wenigen sehr eng begrenzten Orten durch stärkere Aufarbeitung des Untergrundes als Schiefertonkonglomerat ausgebildet zu sein. Im allgemeinen findet man im Schichtenverband der Girondelleflöze sandige Schiefer und feinkörnige dünnbankige Sandsteine.

Wichtig ist erst wieder das Konglomerat unter Flöz Sonnenschein, das zugleich der Grenzhorizont gegen die Fettkohlengruppe ist. Es zeigt alle typischen Eigenschaften der Ruhr-Sandsteinkonglomerate. Sein Abstand von Flöz Sonnenschein schwankt im allgemeinen zwischen 60 und 80 m. Die Quarzgerölle sind allseitig rundgeschliffen, Kohletrümmer sind ziemlich zahlreich vorhanden, die anderen Geröllkomponenten sind seltener.

Außer den angeführten Sandstein- uud Konglomerathorizonten kommen für lokale Untersuchungen natürlich noch eine Reihe anderer in Frage, deren Benutzung zur Flözidentifizierung aber eben nur lokale Bedeutung hat infolge ihrer schwankenden Ausbildung und Übergängen zu Sandschiefern und sandigen Schiefertonen. Auch bei Anwendung der oben beschriebenen Leithorizonte können Schwierigkeiten entstehen durch Schwankungen in der Mächtigkeit, im Abstand von den liegenden oder hangenden Flözen oder durch Teilungen der Horizonte in mehrere Bänke mit eingeschalteten sandigen Schiefertonpacken.

Auf Klüften und Spalten der Sandsteine und Konglomerate der Magerkohlengruppe sind, oft in sehr guter Krystallausbildung, Ausscheidungen von Quarz, Kalkspat, Dolomit, Pyrit, Markasit, Bleiglanz und Kupferkies beobachtet worden.

b) Die Sandschiefer, Schiefersandsteine und sandigen Schiefertone

Als petrographisches Zwischenglied zwischen den Sandsteinen und Schiefertonen treten sogenannte Sandschiefer auf. Man versteht hierunter eine Wechsellagerung von sehr dünnplattigen Sandsteinlagen mit Schiefertonschichten. Diese Sandschiefer sind meistens sehr reich an Muskovitplättchen; ferner sind die Schichtflächen häufig übersät von Pflanzenhäcksel.

Oft fehlen in den Sandschiefern die Schiefertonschichten; es ist also nur ein sehr dünnplattiger Sandstein vorhanden, dessen Platten nur höchstens fingerdick sind und den man als Schiefersandstein bezeichnen kann.

Als dritten Typ kann man unter den Übergangsgesteinen die sandigen Schiefertone ausscheiden, die sich von den reinen Schiefertonen durch einen mehr oder weniger starken Gehalt an Sand und meistens auch Muskovit unterscheiden. Diese Schiefer sind grauschwarz bis gelbgrau, meistens nicht sehr dicht. Sie zerfallen dünnschieferig in eckige oder rundmuschelige Bruchstücke und führen häufig Pflanzenhäcksel. Sie enthalten ferner sehr oft die Anthrakosienhorizonte, die im übrigen in allen Gesteinen außer den typischen Ruhrsandsteinkonglomeraten auftreten. Seltener führen diese sandigen Schiefertone marine Fossilien.

Alle vorgenannten Gesteinstypen sind durch Übergänge miteinander verbunden. Von den Sandsteinen bis zu den noch zu besprechenden reinen Schiefertonen sind alle möglichen mehr oder weniger sandigen Zwischenglieder vorhanden.

c) Die reinen Schiefertone

Als Typ der reinen Schiefertone sehe ich mit Bärtling die sogenannten »marinen Schiefer« an. Die marinen Horizonte bestehen in der Mehrzahl der Fälle aus einem dichten, graublauen, meist ebenplattig-tafelig zerfallenden Schieferton. Seltener ist der Bruch muschelig oder strahlig. Das Gestein ist meistens reich an Konkretionen von Pyrit und tonigem Sphärosiderit. Die Geoden sind z. T. kalkig und enthalten oft Kalkspatausscheidungen aus den eingeschlossenen Organismenschalen. Sie erreichen vereinzelt Wagenradgröße, meist sind sie kugelig-eiförmig,

oft an 2 Polen abgeplattet. Der relativ hohe Pyritgehalt der marinen Schiefer ist hauptsächlich bedingt durch die reduzierende Wirkung organischer Faulstoffe. Die Schiefer sind infolgedessen sehr stark der Alaunisierung und damit sehr schnellem und gründlichem Zerfall ausgesetzt. Auf die weißen Überzüge der Fossilien durch basisches Eisensulfat hat schon CREMER hingewiesen. Bei Silschede fanden sich auf Klüften im marinen Schiefer Stufen von sehr guten Pyrit- und Markasitkrystallen. Häufig treten auf den Schichtflächen strahlig angeordnete Gipskryställchen auf, die dadurch entstanden sind, daß der kohlensaure Kalk der Organismenschalen bei der Alaunisierung des Schiefertones in Sulfat umgewandelt wurde. Oft sind die Reste von Muschelschalen an dem Gips noch erkennbar. Die Farbe der marinen Schiefer schwankt zwischen tiefblaugrau und hellgrau; bemerkenswert sind Linsen von tonig-kalkigem Sandstein im Schiefer, die oft sehr fossilreich sind.

2. Die marinen Horizonte

(vergl. Tabelle 1, S. 389)

Eine Zusammenstellung der marinen Horizonte der Magerkohlengruppe hat zuerst CREMER 1893 gegeben. Anliegende Tabelle 1 zeigt, daß fast über jedem Flöz ein mariner Horizont folgt. Die tiefsten der von CREMER angeführten Horizonte unter dem Flöz Besserdich waren auf den Zechen Königsborn und Vereinigte Bickefeld-Tiefbau nicht mehr zugänglich. Der Horizont über Flöz Besserdich wurde von mir am Böllberg bei Albringhausen nachgewiesen, die beiden Horizonte über Flöz Hinnebecke am Böllberg, am Brunsberg und bei Bommern. Den Horizont über Flöz Wasserbank beobachtete ich bei Silschede und auf den Zechen Trappe, Gottessegen bei Löttringhausen und Mühlhausen I bei Unna. Auf letzterer liegt er nur etwa 8 m über dem Flöz Wasserbank. Auf Zeche Trappe und bei Silschede folgt er über einem kleinen etwa 30 cm mächtigen Flözchen etwa 35 m im Hangenden von Flöz Wasserbank. Er führt durchweg nur Linguliden. Der marine Horizont über dem Hauptflöz scheint nach allen bisherigen Feststellungen als Leithorizont durch das ganze Industriegebiet zu verfolgen zu sein. Er wurde von mir auf allen Zechen, die ich daraufhin untersuchte, aufgefunden. Meistens beginnen die fossilführenden Schiefertone dicht über dem Flöz; auf Zeche Alter Hellwig bei Unna folgen über dem Flöz noch etwa 12 m sandige Schiefer mit Pflanzenhäcksel, hierüber einige dünnplattige Sandsteinbänke, über denen dann die fossilführenden Schiefer einsetzen. Der marine Horizont über den Schieferbankflözen ist ebenfalls in den verschiedensten Gebieten des Industriebezirkes nachgewiesen. Er wurde von mir bei Silschede und auf den Zechen Gottessegen bei Löttringhausen und Alter Hellweg bei Unna aufgefunden, ferner liegt mir Material vor von der Zeche Ludwig bei Rellinghausen. Der Horizont über Flöz Sarnsbank II ist gleichfalls als sehr wichtiger Leithorizont seit langem bekannt; das gleiche gilt von dem Horizont etwa 11 m über Flöz Finefrau-Nebenbank. Beide Horizonte sind von mir an mehreren Fundpunkten untersucht worden. Den Horizont etwa 60 m unter Flöz Mause-

gatt fand ich bei Silschede und Löttringhausen. Er ist im folgenden zum Unterschied von dem nächst tieferen Hozizont über Flöz Sarnsbank II als »Horizont unter Flöz Mausegatt« bezeichnet. Die beiden höchsten marinen Horizonte der Magerkohlenpartie unter und über den Girondelleflözen haben nur örtliche Bedeutung und sind bisher nur auf 2 bezw. 3 Zechen nachgewiesen. Der etwa 18 m unter der Girondellegruppe befindliche Horizont führt massenhaft Linguliden und wurde von mir auf Zeche Franziska in Witten aufgefunden. Nach meinen Beobachtungen gehört dieser Lingulidenhorizont zu den marinen Schichten über Flöz Finefrau-Nebenbank. Das alleinige Vorkommen von Linguliden bis weit ins meist sandigere Hangende der Goniatiten führenden Schiefertone hinein wurde gerade zwischen den Flözen Finefrau-Nebenbank und der Girondellegruppe mehrfach von mir beobachtet. Der Horizont etwa 10 m über der Girondellegruppe ist m. E. kein durchgehend mariner, sondern ebenso oft ein örtlicher Brackwasserhorizont. Er ist bisher auf verschiedenen Zechen einmal als Süßwasser-, einmal als mariner Horizont festgestellt worden. Unzweifelhaft marine Fossilien sind mir aus diesem Horizont nicht bekannt; ich fand auf Zeche Franziska in Witten nur vereinzelte Linguliden und unbestimmbare Muschelbruchstücke.

Alle marinen Horizonte sind durchweg als typische graublaue Schiefertone ausgebildet, mit zahlreichen Pyrit- und tonigen oder kalkigen Sphärosiderit-Konkretionen. Abweichende Ausbildung zeigte bei Silschede und Löttringhausen der Horizont unter Flöz Mausegatt, ferner der Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank an der Wickenburgstraße bei Essen. Diese drei Profile seien nachstehend wiedergegeben:

1. Mariner Horizont unter Flöz Mausegatt in der kleinen Ziegeleigrube bei Löttringhausen:

11.			2 Flözchen, zwischenlagert von Sandsteinen und sandigen Schiefern.
10.	1	m	mürber, gelber, feinkörniger Sandstein.
9.	3	»	sandige, teils rundlich, teils schieferig-eckig brechende Schiefertone.
8.	6	»	milder toniger, glimmeriger Sandstein, mit festen Sandstein-Quarzitgeoden in allen Größen und Formen. Das Gestein ist im hangenden Teil dichter.
7.	11	»	marine fossilführende Schiefertone. Das Gestein ist grau bis graublau, dicht, tonig, mit erdigem, weichem Bruch. Es enthält *Lingula*, Goniatiten, Nautiliden, Muscheln und Schnecken. In sandig-kalkigen Linsen sind Brachiopoden häufig. Im unteren Teil ist der Komplex fest und plattig. Dann folgt eine dicke, feste Bank mit Toneisensteingeoden und ganz unregelmäßigem Bruch; hierüber folgen Schiefer mit plattig-tafeligem Bruch. Die Schiefer bleiben von hier ab weich, tonig und dicht, werden z. T. schichtig, wobei die sich einschaltenden sandig-glimmerigen Schichten schließlich zum Hangenden hin überwiegen.
6.	3,5	»	sandige Schiefer mit gröberen Sandsteinschichten und großen harten Quarzitsandsteinabsonderungen; im oberen Teile sehr sandig mit Pflanzenhäcksel, auf der obersten Bank Toneisensteinkonkretionen.
5.	2	»	schichtige, sehr sandige Schiefer, sehr viel Pflanzenhäcksel führend. Graublau, sehr glimmerig, mit kugeligen harten Absonderungen.
4.	1,3	»	sandige Schiefertone, dunkelgrau, glimmerig, dicht und fest, mit Pflanzenhäcksel.
3.	3,5	»	grobsandiger, feinkörniger, plattiger Sandschiefer, schichtig, mit grauen, gelben und grauschwarzen Schichtchen, viel Muskovit und Pflanzenhäcksel führend.

2. 5,8 m grauer, sehr feinkörniger, fester Sandstein. Schichtig mit diskordanter Parallelstruktur; Krystallausscheidungen auf den Klüften; auf den Schichtflächen Pflanzenhäcksel und viel Muskovit. In einer Bank große, harte kugelige Quarzitabsonderungen.
1. Sehr sandige, glimmerige Sandschiefer.

In diesem Profil kommt außer der abweichenden Art des marinen Horizontes (Ziffer 5) auch die durchweg sehr sandige Ausbildung der Schichtengruppe zwischen den Flözen Sarnsbank II und Mausegatt zum Ausdruck.

Bei Silschede ist der Horizont ein hellgrauer, sandig-kalkiger Schieferton, der in Blöcken zerfällt und mürbe, flach eiförmige Konkretionen von tonigem Sphärosiderit führt.

Der marine Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank ist an der Wickenburgstraße bei Essen folgendermaßen ausgebildet (ich gebe hier das gesamte aufgeschlossene Profil wieder):

11. 0,4 m Kohle.
10. 8 » sandige, graublaue Schiefer, z. T. bankig.
9. Kleines Flöz.
8. Sehr sandige Schiefer, nach oben hin in Sandschiefer übergehend, mit kugeligen Absonderungen.
7. Marine Schiefertone, zu unterst grau, mit weichem, erdigem Bruch. Sehr tonig und dicht. Calamitenfragmente häufig. Darüber eine pyrithaltige, alaunisierte, bituminöse Schicht von schwarzer Farbe mit zahlreichen Fossilien. Feste verkieselte Partien mit Silikatausscheidungen sind eingeschaltet. Darüber hellgraue, fettonige, plattige Schiefer mit erdigem, weichem Bruch und Fossilien (*Lingula* geht allein noch ziemlich weit ins Hangende hinein). Toneisensteinkonkretionen sind häufig. Dann werden die Schiefer schichtig mit graublauen Schichtchen, ferner sandiger, fester und dickplattiger. Der Bruch wird ebener und härter. Inmitten ist noch eine fettonige, 25 cm mächtige Lage eingeschaltet. Im obersten Teile folgen einige kleine Sandsteinbänke.
6. 4 » Sandschiefer mit festeren hell- und dunkelgrauen, schichtigen, glimmerigen Sandsteinbänken.
5. 3 » sandige graue, feinkörnige, glimmerige Tonschiefer.
4. 1 » Kohle = Flöz Finefrau-Nebenbank.
3. 9—10 m hellgrau verwitternde, sandige Schiefer mit mürben, gelben Sandsteinbänken.
2. 1 m Kohle = Flöz Finefrau.
1. Konglomerat CLF, im hangenden Teil mürbere, gelbe, feinkörnige Sandsteine mit diskordanter Parallelstruktur.

Interessant ist in diesem Profil vor allem die Ausbildung der dünnen fossilreichen Schicht im Komplex 7, die so stark alaunisiert ist, daß das Gestein vollkommen erdig-bröckelig geworden ist.

Die sicher marinen Fossilien treten selten in feinkörnigen Sandsteinbänken auf. Wo dies der Fall ist, bildet der Sandstein meistens das unmittelbar Liegende von Schiefertonen. Die Fossilien finden sich dann in der obersten Sandsteinbank bezw. auf der oberen Schichtfläche derselben und erreichen ihre größte Häufigkeit in den überlagernden Schiefertonen.

Über die spezielle Fossilführung der einzelnen marinen Horizonte vergleiche den paläontologisch-stratigraphischen Teil.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

3. Die Anthrakosienhorizonte

(vergl. Tabelle 2, S. 390)

Anliegende Tabelle 2 gibt eine Zusammenstellung der bisher bekannten Anthrakosienhorizonte. Den tiefsten Horizont unter dem Flöz Besserdich fand ich im ersten Einschnitt der neuen Bahnlinie Witten-Barmen, südlich von Wengern. Der Horizont über Flöz Hinnebecke ist am Böllberg und am Brunsberg sehr gut aufgeschlossen; die sandigen Schiefer bezw. dünnplattigen mürben Sandsteine dieses Horizontes sind sehr reich an Anthrakosiiden. Der Horizont liegt zwischen marinen Schiefern im Liegenden und Hangenden (vergl. die Profile unten). Der Horizont über Flöz Wasserbank liegt bei Silschede direkt über dem Flöz und ist etwa 6 m mächtig. Über dem marinen Horizont über dem Hauptflöz folgen bei Silschede etwa 30 m sehr fossilreiche schwachsandige Schiefertone mit Anthrakosien, im unteren Teil auch Linguliden führend (vergl. das Profil unten). Auch über den marinen Horizonten über den Schieferbankflözen tritt örtlich ein Brackwasserhorizont auf, der von mir an der Straße Steinenhaus-Burg Blankenstein festgestellt wurde. Den Horizont im Sandstein unter Flöz Mausegatt fand ich am Fuße des Hohensteins bei Witten, wo etwa 6 m mürbe, dunkle Anthrakosienschiefer dem Sandstein eingelagert sind. Die meist sehr sandigen Anthrakosienschichten der Kreftenscheer-Geitlinggruppe treten in der weiteren Umgebung von Witten mehrfach auf. Über den Horizont über den Girondelleflözen vergl. oben.

Die Anthrakosien sind sicher ursprünglich Süßwasserbewohner gewesen, die jedoch auch in brackischen Meeresgebieten, sich aussüßenden Strandbezirken, Ästuaren, Lagunen und abgeschnürten Meeresteilen leben konnten. Hierfür sprechen folgende Profile:

1. Profil vom Eisenbahneinschnitt nördlich Silschede:

6. Flöze der Schieferbankgruppe
5. Sandstein SHH
4. 30 m schwachsandige Anthrakosienschiefer
3. Anthrakosienschiefer mit Linguliden
2. Typisch marine Schiefer mit Goniatiten usw.
1. Hauptflöz.

2. Profil vom Böllberg:

7. CLW-Konglomerat (unter Neuflöz)
6. Marine Schiefer, fossilführend
5. Sandige Schiefer
4. Marine Schiefer, fossilführend
3. Sehr sandige Anthrakosienschichten
2. Marine Schiefer, fossilführend
1. Flöz Hinnebeke.

Analog ist

3. Das Profil vom Brunsberg:

6. CLW-Konglomerat (unter Neuflöz)
5. Sandige Schiefer
4. Marine Schiefer, fossilführend
3. Anthrakosienschiefer
2. Marine Schiefer, fossilführend
1. Flöz Hinnebeke.

Bei Bommern ist derselbe Schichtenkomplex aufgeschlossen:

6. CLW-Konglomerat (unter Neuflöz)
5. Sandige Schiefer
4. Marine Schiefer, fossilführend
3. Anthrakosiensandstein
2. Marine Schiefer, fossilführend
1. Flöz Hinnebeke.

Aus diesen Profilen geht hervor, daß die fraglichen Anthrakosienhorizonte Bildungen von sich aussüßenden Meeresteilen sind. Über dem Flöz Hinnebeke wurde der Anthrakosienhorizont noch einmal vom tieferen Meere überflutet; über dem Hauptflöz erfolgte nach dem Absatz der Goniatitenschiefer eine Aussüßung, schließlich die Versandung und Trockenlegung des Gebietes und die Bildung der Schieferbankflöze.

Ähnlichen Vorgängen in brackischen, bezw. reinen Süßwassergebieten verdanken die anderen in der Tabelle angegebenen Anthrakosienhorizonte ihre Entstehung.

Die bereits mehrfach, vor allem durch MICHAEL [1]) und v. KLEBELSBERG [2]) nach oberschlesischen Funden betonte Tatsache des Zusammenvorkommens von Linguliden und Anthrakosien in demselben Horizont wurde auch von mir beobachtet. Solche *Lingula* und Anthrakosien gleichzeitig führenden Schichten sind auch in Westfalen als ausgesprochene Brackwasserbildungen anzusehen. Über dem Hauptflöz bei Silschede fand ich auf einer Schichtfläche im obersten Teil der Goniatitenschiefer Anthrakosien und Goniatiten zusammen. Es dürfte sich hierbei jedoch lediglich um einzelne ins offene Meer verschwemmte Anthrakosien handeln.

Entsprechend ihren Entstehungsbedingungen haben die Anthrakosienhorizonte nur örtliche Bedeutung. Für das Gebiet von Witten-Hörde und südlich davon ist nur der Horizont über Flöz Hinnebeke von größerer Wichtigkeit. Er wurde von mir an vier verschiedenen Punkten festgestellt und ist bereits von BÄRTLING [3]) auf der ganzen Strecke von Witten bis Löttringhausen verfolgt worden. Über die verschiedenen Arten der gefundenen Anthrakosiiden vergleiche den paläontologisch-stratigraphischen Teil.

4. Die geologische Geschichte zur Bildungszeit der westfälischen Magerkohlenflöze

(vergl. Tabelle 3, S. 391)

Aus der Zusammenstellung der marinen Horizonte, der Anthrakosienhorizonte, der Sandstein- und Konglomeratbänke und der Steinkohlenflöze ergibt sich die geologische Geschichte unseres Gebietes.

Am Fuße des altpaläozoischen Gebirges, das zunächst das Material für die Sedimente des Flözleeren geliefert hatte, bestanden in der Region zwischen Gebirge und Meer ausgedehnte litorale Sümpfe. Nieder-

[1]) MICHAEL, Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 71, 1913.

[2]) v. KLEBELSBERG, Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Bd. LXII, 1912.

[3]) BÄRTLING, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Unna.

schlagreiches, feuchtwarmes Klima begünstigte sowohl den Pflanzenwuchs als auch die Schnelligkeit und Stärke der Denudation des Hinterlandes. Schon Frech [1]) hat darauf hingewiesen, daß in Westfalen dem marinen Element eine größere Bedeutung für die Sedimentbildung zukommt, als im allgemeinen angenommen wurde. Die marinen Schiefertone sind keineswegs immer nur wenige Meter mächtig. Der marine Horizont über dem Hauptflöz ist z. B. bei Silschede etwa 15—18 m mächtig und geht dann allmählich in den brackischen Anthrakosienschiefer über; der marine Horizont über den Schieferbankflözen umfaßt etwa 11 m. Das Gestein wird zum Hangenden hin nur ganz allmählich sandiger. Die beiden marinen Horizonte über den Sarnsbankflözen gehören m. E. zueinander und sind nur durch sandige Zwischenmittel von einander getrennt. Daß über Flöz Finefrau-Nebenbank der hangende *Lingula*-Horizont sehr wahrscheinlich nicht von dem unteren typisch marinen Horizont 8 m über dem Flöz zu trennen ist, ist bereits oben ausgeführt.

Außer den Schiefertonen der marinen Horizonte mit ihrem petrographisch fast gleichen und sich oft nur ganz allmählich verändernden fossilfreien Hangenden sind auch die feinkörnigen dichten Sandschiefer und sandigen Schiefertone mit dem feinzerriebenen Pflanzenhäcksel, ferner die Linguliden und Anthrakosien gleichzeitig führenden Horizonte und die durchgehenden Sandstein- und Konglomeratbänke als Absätze des Meeresbezirkes anzusehen, sei es als Sedimente der sogenannten küstennahen Tiefenzone, der Schelf- und Litoralregion, brackischer Strand- bezw. Lagunen- oder Ästuargebiete oder endlich als Bildungen der vor- oder rückschreitenden Brandungszone des obercarbonen Meeres, das von Osten her in langgezogenem schmalen Verlauf die fraglichen Gebiete immer wieder überflutete.

In der Magerkohlenpartie Westfalens, besonders in der unteren Hälfte, liegt nun fast über jedem Flöz ein fossilführender mariner bezw. marin-brackischer Horizont. Nach den Untersuchungen Donath's [2]), Fischer's, Lissner's u. A. bezüglich des Ligningehaltes der Steinkohle ist man nun geneigt, als hauptsächlichste Ausgangssubstanz der obercarbonen Steinkohle ligninarme amphibische Sumpfgewächse anzunehmen, die in litoralen Sümpfen in nächster Nähe des Meeres, z. T. in wasserbedeckten flachen Strandregionen, wucherten und sich von hier aus landeinwärts ausdehnten. Mit dieser Ansicht sind schon mehrfach die Moore der deutschen und holländischen Küste und besonders die Swamps in Nordamerika (Florida) verglichen worden. Diese litoralen Sümpfe waren der Überflutung durch das Meer naturgemäß ganz besonders ausgesetzt. Während wir nun in der Magerkohlengruppe noch in der Mehrzahl Goniatiten führende Horizonte haben, treten solche von der Fettkohle bis zur Gasflammkohle nach unserer bisherigen Kenntnis nur noch zweimal auf, einmal über dem Flöz Catharina der oberen Fettkohle und zweitens über dem Flöz Ägir der Gasflammkohle. Es erscheint mir sehr zweifelhaft, ob die zahlreichen über der Magerkohlenpartie auftretenden

[1]) Frech, Lethaea Palaeozoica II.
[2]) Donath und Lissner, Kohle und Erdöl.

Anthrakosienhorizonte alle als Süßwasserabsätze aufzufassen sind. Bei einem Besuch der Zeche Baldur bei Hervest-Dorsten zwecks Bearbeitung des Ägirhorizontes der Gasflammkohlenpartie habe ich bereits das Auftreten von *Lingula*-Horizonten, bezw. Schichten mit Linguliden und Anthrakosien zusammen über den meisten liegenden Flözen dieser Zeche feststellen können. Eine genauere Bearbeitung aller sogenannten Muschelhorizonte der gesamten über den Magerkohlenschichten folgenden Flözpartien würden m. E. sicher ergeben, daß zum mindesten ein großer Teil der Muschelhorizonte, soweit sie dicht über den Flözen folgen, ihrer gemischten Fauna wegen als Absätze brackischer Litoralbezirke, vielleicht sogar z. T. als marine Horizonte anzusehen sind.

Bezüglich der Muldengruppe Oberschlesien-Mährens hat Michael l. c. S. 138 bereits dieselbe Ansicht ausgesprochen.

Aus Vorstehendem ergibt sich, daß das Hangende der Flöze stets darauf zu prüfen ist, ob tatsächlich brackische, bezw. marine Sedimente vorliegen. Die Bedeutung der Flözbildungen und der direkt über dem Flöz folgenden Sedimente für die Erkenntnis der Senkungsvorgänge in paralischen Obercarbongebieten hat vor kurzem A. Born[1]) auseinandergesetzt. Die Zeiten der Sumpfbildung sind Zeiten langsamer stetiger Senkung, mit der die Anhäufung, bezw. das Wachsen der Pflanzensubstanz Schritt halten konnte. Die Flözbildung wurde dann durch eine ruckartige Senkung des Gebietes abgeschnitten, die zur Überflutung durch das Meer führte. Diese tiefen Senken wurden nun zunächst Regionen der küstennahen Tiefenzone, wie uns die Goniatiten führenden marinen Schiefertone beweisen. Dann verlangsamte sich die Senkung, kam vielleicht sogar zeitweise ganz zum Stillstand. Jedenfalls wird die Aufschüttung von gröberen klastischen Sedimenten stärker als die Senkung. Es kommt zur Bildung von Sandsteinen und Konglomeraten, bis eine mehr oder weniger vollständige Verlandung eintritt und die einsetzende Vegetation einen neuen Zyklus der Flözbildung, Senkung und Sedimentation einleitet. Im allgemeinen ergibt sich, zum mindesten für die durchgehenden Leitflöze der Magerkohlengruppe, die Schichtenfolge:

Mariner Horizont
Flöz
Sandstein bezw. Konglomerat
mehr oder weniger sandige Schiefer
marine Schiefertone
Flöz.

Diese Schichtfolgen sind in dem großen Eisenbahneinschnitt bei Silschede mehrfach aufgeschlossen.

Abweichungen durch Einschaltungen feinerer oder gröberer Sedimente sind bedingt durch örtlich spezielle Faktoren der Sedimentation, wie Spezialsenkungen, Meeresströmungen, örtlich limnisch-brackische Sedimentation und lokal eng begrenzte Trockenlegungen, die zur Bildung der nicht durchgehenden unbedeutenden kleinen Flözchen führten.

[1]) A. Born, Über jungpaläozoische, kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Senckenb. Naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1921.

Wir haben es also mit einer Senkungszeit mit unregelmäßigem Rythmus der Senkungsgeschwindigkeit und mit zeitweisen kurzen Stillstandslagen zu tun. (»Ruckweise Senkung mit Zwischenpausen«, vergl. Stille: Die Begriffe Epirogenese und Orogenese. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1919, S. 190.)

Diese ruckartigen Senkungen unmittelbar nach den Flözbildungen haben nicht immer das gleiche Ausmaß gehabt. Über den Flözen Hauptflöz, Schieferbank, Sarnsbank II und Finefrau-Nebenbank sind sie wohl am stärksten gewesen, wie das massenhafte Auftreten von Cephalopoden beweist. Über den Flözen Besserdich und Hinnebeke sind die Gebiete wahrscheinlich nur in den Bereich der Schelfregion gekommen, was aus der fast nur aus Muscheln und Schnecken bestehenden Fauna hervorgeht. Noch geringer war das Ausmaß der Senkungen nach der Bildung der Flöze Neuflöz, Wasserbank, Mausegatt, Kreftenscheer, Geitling, Finefrau, der Girondelleflöze und Flöz Plaßhofsbank[1]), denn die über diesen Flözen auftretenden Anthrakosienschichten, Sandsteine und Konglomerate weisen auf litorale bezw. brackische bis örtlich limnische Absatzverhältnisse hin.

In der Tabelle 3 ist versucht worden, in großen Zügen ein Bild dieser Senkungs- und Sedimentationsvorgänge zu geben. Die gezeichnete Kurve ist natürlich nicht für den ganzen Industriebezirk in allen Einzelheiten zutreffend, und es sind die unbedeutenden, zwischen den Leitflözen auftretenden Flözchen ganz vernachlässigt. Es können ferner die Senkungsausmaße nach demselben Flöz in verschiedenen Gebieten verschieden stark gewesen und nicht präzise gleichzeitig eingetreten sein, so daß sich einzelne Verschiebungen der Kurve herausstellen würden. Die Art der Darstellung gibt aber vielleicht doch eine allgemeine Vorstellung der Senkungs- und Sedimentationsverhältnisse unseres Gebietes zur Bildungszeit der Magerkohlenflöze. Es ist aber zu beachten, daß die Kurve nicht den Wechsel von Hebung und Senkung darstellen soll, vielmehr ist die Tendenz des Gebietes, stetig zu sinken. Die Kurve stellt lediglich das Bildungsgebiet der Flöze und der durch den unregelmäßigen Rythmus der Senkungsgeschwindigkeit bedingten Sedimente dar. Daß ruckartige Veränderungen der Sedimentationsbedingungen eingetreten sind, beweist auch das oft zu beobachtende scharfe, gänzlich unvermittelte Aufsetzen einer Gesteinsbank auf ganz anders ausgebildetem Liegendem, z. B. grobkörnige Sandsteine auf dichten Schiefertonen u. s. f.

II. Paläontologisch-stratigrapischer Teil

1. Die Fauna der Anthrakosienhorizonte

(vergl. Tabelle 4, S. 392)

Die Bestimmung der Anthrakosiiden der Süß- bezw. Brackwasserhorizonte erfolgte nach:

[1]) Nach neueren Untersuchungen Kukuks (Glückauf 1923) befindet sich auch über Flöz Plaßhofsbank ein Goniatitenhorizont. Damit ist ein neuer Beweis erbracht für das Überwiegen des marinen Elements in den Sedimenten der Magerkohlengruppe.

W. Hind, *Carbonicola*, *Anthracomya*, *Najadites*. Palaeontographical Society London 1894—1896.

Folgende Arten lassen sich danach unterscheiden:

I. Gattung Anthracomya

Anthracomya modiolaris Sow.
Häufig in den Schiefern 4—5 m über Flöz Wasserbank bei Silschede unmittelbar am Nordportal des großen Tunnels.

Anthracomya Wardi Salt.
Sehr häufig in den meisten Horizonten. Große Formen besonders aus dem Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede, ferner aus einem Horizont unter dem Flöz Besserdich bei Wengern, aus dem Horizont über dem Flöz Hinnebeke am Brunsberg und Böllberg, aus dem Horizont über den Schieferbankflözen beim Steinenhaus, aus dem Horizont unter Flöz Mausegatt bei Witten, aus dem Horizont der Mausegatt-Kreftenscheer-Geitlinggruppe bei Witten.

Anthracomya pulchra Hind.
Aus dem Horizont über Flöz Hinnebeke am Böllberg und Brunsberg und den Anthrakosienschiefern über dem Hauptflöz bei Silschede.

Anthracomya cf. *Williamsoni* Brown.
Aus dem Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede. Kleine Formen, z. T. von großer Ähnlichkeit mit

Anthracomya minima Ldwg.
Häufig in den Horizonten über Flöz Hinnebeke am Böllberg und Brunsberg, über dem Hauptflöz bei Silschede und aus den Horizonten zwischen den Flözen Mausegatt und Geitling bei Witten.

II. Gattung Carbonicola

Carbonicola acuta Sow.
Häufig über Flöz Hinnebeke am Brunsberg.

Carbonicola ovalis Mart.
Über Flöz Hinnebeke am Brunsberg.

Carbonicola similis Brown.
Über Flöz Hinnebeke am Brunsberg und Böllberg, ferner häufig aus dem Horizont über Flöz Wasserbank bei Silschede.

Carbonicola nucularis Hind.
Über Flöz Wasserbank, Silschede.

Carbonicola turgida Brown.
Über Flöz Wasserbank, Silschede.

Carbonicola robusta Sow.
Über Flöz Hinnebeke, Böllberg und Brunsberg.

Carbonicola obtusa Ludwg.
Über Flöz Hinnebeke am Böllberg und Brunsberg.

Carbonicola aquilina Sow.
Sehr häufig in charakteristischen Exemplaren aus dem Horizont über Flöz Hinnebeke am Böllberg und Brunsberg, ferner aus den Horizonten der Mausegatt-Kreftenscheer-Geitlinggruppe bei Witten und aus der großen Ziegelei bei Löttringhausen.

III. Gattung Najadites

Najadites modiolaris Sow.

Über dem Hauptflöz, Silschede.

Najadites triangularis Sow.

Über Flöz Hinnebeke am Böllberg und über dem Hauptflöz bei Silschede.

Najadites carinata Sow. = *Dreissenia Feldmannia* Ldwg.

Über Flöz Hinnebeke am Böllberg und Brunsberg, über dem Hauptflöz bei Silschede. Bisher nur aus höheren Horizonten bekannt.

Najadites sp.

Aus dem Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede. Die Form der Schale weicht von den anderen *Najadites*-Arten durch die spitze dreieckige Ausbildung ab. Eine nähere Bestimmung ist nicht möglich, da Wirbel und Schloßrand zu stark verdrückt sind.

Eine Beschreibung von Süßwassermuscheln aus der westfälischen Steinkohlenformation hat schon Ludwig[1]) gegeben.

Die von mir gefundenen und oben ausgeführten Arten sind sämtlich bekannt aus den Gannister-Series bezw. Lower bis Middle Coalmeasures Englands und Schottlands, während bezeichnende Arten der englischen Upper Coal-measures auch in der westfälischen Magerkohlengruppe bisher nicht gefunden worden sind. Aus Oberschlesien[2]) werden von vorstehenden Arten erwähnt: *Carbonicola nucularis* Hind, *aquilina* Sow., *acuta* Sow.; *Anthracomya modiolaris* Sow., *Wardi* Salt., *minima* Ldwg. Im Aachener Revier ist, wie in Westfalen, *Carbonicola aquilina* Sow. sehr häufig.

2. Die Fauna der marinen Horizonte in der Magerkohlengruppe

(vergl. Tabelle 5, S. 292—293)

Die reiche marine Fauna der westfälischen Magerkohlenpartie zeigt in ihrer Gesamtheit einen untercarbonischen Charakter, genau wie die Fauna der oberschlesisch-mährischen Steinkohlenformation. Der Artenreichtum ist weit größer, als bisher bekannt war. Die einzelnen Faunenelemente weisen große Übereinstimmung sowohl mit den östlichen als auch mit den westlichen belgischen und englischen paralischen Obercarbongebieten auf, so daß die marinen Horizonte Westfalens in ausgezeichneter Weise zwischen dem Donetzgebiet und Oberschlesien einerseits und Belgien-England andererseits vermitteln.

Die von mir gefundenen Arten sind folgende[3]):

a) Crinoidea

1. Poteriocrinus cf. crassus Miller

vgl. de Koninck 1840/42 und Frech, Lethaea I, 2.

[1]) Ludwig, Palaeontographica 1861, Bd. VIII.

[2]) Michael, l. c. 1913.

[3]) Die zur Bestimmung benutzte Literatur ist im Literaturverzeichnis S. 387—388 u. f. angegeben.

2. Actinocrinus Gilbertsoni de Kon.

vgl. de Koninck 1840/42.

Von beiden Arten fanden sich nur Stielglieder, deren Bestimmung natürlich sehr unsicher ist. Doch weisen die Funde mit den Beschreibungen und Abbildungen de Koninck's und Frech's so große Übereinstimmungen auf, daß es sich sehr wahrscheinlich um idente Formen handelt.

Horizont: Mariner Horizont über Flöz Hinnebeke.

Fundort: Brunsberg.

Poteriocrinus crassus Miller ist bisher bekannt aus dem Kohlenkalk Englands, Belgiens und Nordamerikas, ferner aus den Ostrauer Schichten Oberschlesien-Mährens; *Actinocrinus Gilbertsoni* de Kon. aus dem belgischen Kohlenkalk.

b) Brachiopoden

1. Lingula mythiloides Sow.

vgl. Davidson 1861, de Koninck 1840/42 u. 1883, v. Klebelsberg 1912; ferner Hind, Etheridge, Sowerby u. A.

Aus allen Horizonten, besonders aus dem marinen Horizont über Flöz Wasserbank. Sehr häufig. Kleine Variationsunterschiede am Wirbel:

a) schlank, spitz-rundlich zusammenlaufend,
b) in breiteren Bogen zusammenlaufend,
c) abgerundete Ecken am Schalenrand.

2. Lingula squamiformis Phill.

vgl. Davidson 1861, de Koninck 1840/42, 1883; Etheridge, Hind, v. Klebelsberg u. A.

Aus fast allen Horizonten, besonders häufig im marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede und Löttringhausen.

3. Orthis (Schizophoria) resupinata Mart.

vgl. Roemer 1863, Davidson 1863, de Koninck 1840/42, Frech, Lethaea I, 2, v. Klebelsberg 1912.

In typischen Exemplaren, die z. T. auch das starke Medianseptum deutlich erkennen lassen, aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen, wo sandige Linsen im Tonschiefer *Orthis resupinata* in großen Mengen enthalten.

4. Strophomena (Leptaena) rhomboidalis var. analoga Phill. (depressa de Kon. 1840/42)

vgl. besonders Davidson 1861, de Koninck 1840/42.

In mehreren, mit Davidson's Abbildungen (1861, Taf. XXVIII, Fig. 1—13) gut übereinstimmenden Exemplaren aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede.

5. Orthotetes crenistria Phill.

vgl. Davidson 1858, 1880; v. Klebelsberg 1912.

Ein Exemplar in guter Erhaltung aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

6. Chonetes Hardrensis Phill.

vgl. Davidson 1858, 1880; v. Klebelsberg 1912.

Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen in mehreren Exemplaren, die z. T. große Ähnlichkeit zeigen mit verwandten Formen wie *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Chonetes Buchiana* de Kon. und *Chonetes laguessiana* de Kon.

7. Productus semireticulatus Mart.

vgl. de Koninck 1840/42, Davidson 1861, 1880, Roemer 1863, Frech Lethaea I, 2.

Häufig in großen Exemplaren im marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede.

8. Productus scabriculus Mart.

vgl. de Koninck 1840/42, Davidson 1861, v. Klebelsberg 1912.

In drei Exemplaren aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

9. Productus longispinus Sow.

vgl. de Koninck 1840/42, Davidson 1861, Roemer 1863, v. Klebelsberg 1912.

In z. T. gut erhaltenen Exemplaren ziemlich häufig aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede und Löttringhausen. Die grobe Berippung und der tiefe Sinus auf der größeren Klappe sind deutlich erkennbar.

Die gesamte Brachiopodenfauna des westfälischen Produktiven Carbons ist bereits aus dem Untercarbon bekannt. Aus obercarbonen flözführenden Schichten sind schon erwähnt:

Lingula mytiloides Sow.: aus allen Gebieten.

Lingula squamiformis Phill.: aus den Lower Coal-measures, den Yoredale-Series und dem Millstone-Grit Englands, ferner aus den Ostrauer Schichten Oberschlesien-Mährens.

Schizophoria resupinata Mart.: aus der oberen Abteilung des Donetz-Gebietes, dem Millstone-Grit Englands, den Ostrauer Schichten Oberschlesien-Mährens.

Orthotetes crenistria Phill.: aus dem Aachener Steinkohlenrevier, den Lower Coal-measures Englands und Nordamerikas, den Ostrauer Schichten, dem Donetz-Gebiet.

Chonetes Hardrensis Phill.: aus dem Millstone-Grit, den Yoredale-Series und den Lower Coal-measures Englands, dem belgischen Obercarbon, den Ostrauer Schichten und dem Donetz-Gebiet.

Productus longispinus Sow.: aus den Ostrauer Schichten, dem belgischen und nordamerikanischen Obercarbon und der unteren und mittleren Abteilung des Donetz-Gebietes.

Productus scabriculus Mart.: aus den Ostrauer Schichten, dem Donetz-Gebiet und den britischen Lower und Middle Coal-measures.

Productus semireticulatus Mart.: aus dem Donetz-Gebiet, aus Oberschlesien, aus dem Aachener Revier und den britischen Lower Coal-measures, ferner aus den nordamerikanischen Lower bis Upper Coal-

measures. In Westfalen ist er auch in der Gasflammkohlenpartie in dem Horizont über Flöz Ägir gefunden worden.

Leptaena rhomboidalis var. *analoga* PHILL. und die anderen Variationen dieser seit dem Silur bekannten Art sind bisher nur bis zum Untercarbon bekannt gewesen.

c) Cephalopoden (ohne Goniatiten)

1. Orthoceras undatum FLEMMING

vgl. ROEMER 1863, DE KONINCK 1840/42, FOORD 1897, CRAMER 1910, v. KLEBELSBERG 1912.

Wachstumsverhältnis 1 : 4—5, feine Querstreifen zwischen und auf den starken Querrippen. Der Abstand der Querrippen voneinander beträgt nicht ganz das Doppelte der Rippenbreite.

Fundpunkte: marine Horizonte über dem Hauptflöz bei Silschede und über Flöz Finefrau-Nebenbank an der Wickenburgstraße bei Essen.

2. Orthoceras cf. asciculare BROWN.

vgl. HIND 1905.

Die Septen sind schräg gestellt und verhältnismäßig dicht aneinander gerückt. Die Schale ist lang und spitz ausgezogen. Das Wachstumsverhältnis ist 1 : 11—12. Je ein Exemplar aus den marinen Horizonten über dem Hauptflöz und über den Flözen der Schieferbankgruppe bei Silschede.

3. Orthoceras variabile FOORD

vgl. FOORD 1897.

Der schwach elliptische Querschnitt, die exzentrische Lage des zylindrischen Sipho, der schräge, schwach gewellte Verlauf der Septen und die große Anzahl und dicht gedrängte Anordnung derselben weisen auf die Identität mit dem *Orthoceras variabile* FOORD's hin.

Wachstumsverhältnis 1 : 6. Fundorte: in den marinen Schiefern über dem Hauptflöz und über der Schieferbankgruppe bei Silschede, über Flöz Sarnsbank II auf Zeche Katharina bei Essen, und über dem Flöz Katharina der Fettkohlenpartie.

4. Orthoceras acre FOORD

vgl. FOORD 1897 und v. KLEBELSBERG 1912.

Schale sehr lang und gestreckt, im unteren Teile fast zylindrisch werdend, dann spitz zulaufend. Querschnitt fast kreisförmig, Sipho schwach exzentrisch, Septen zahlreich, in Abständen von 3,5—5 mm aufeinander folgend, schräg gestellt. Schale glatt.

Fundorte: marine Horizonte über dem Hauptflöz und der Schieferbankgruppe bei Silschede, über Flöz Sarnsbank II der Zeche Katharina bei Essen und unter Flöz Mausegatt bei Silschede und Löttringhausen.

5. Orthoceras n. sp.

vgl. Taf. 16, Fig. 4a u. 4b

vgl. FOORD 1897, DE KONINCK 1840/42.

Querschnitt kreisrund, Wachstumsverhältnis 1 : 9. Sipho zylindrisch, exzentrisch, dünn. Auf der Schale deutliche gewellte Querstreifen, etwa

3 auf 1 mm, die von sehr feinen parallelen Längsstreifen geschnitten werden, so daß die Schale ein undeutlich reticuliertes Aussehen bekommt. Von *Orthoceras Kildarense* Foord unterscheidet sich diese Art vor allem durch die exzentrische Lage des Sipho, sowie durch das Auftreten der Längsskulptur; von *Orthoceras pulcherrimum* Foord durch das starke Vorherrschen der Querstreifen und den runden Querschnitt; von *Orthoceras salvum* de Kon. s. str. durch das Auftreten der Längsskulptur und die gröbere Querstreifung.

Fundort: mariner Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede.

6. Orthoceras sp.

Plattgedrücktes Exemplar mit scharfen geschwungenen Querrippen. Wachstumsverhältnisse 1 : 5. Die Rippen sind 1 mm voneinander entfernt. Eine nähere Bestimmung ist infolge des mangelhaften Erhaltungszustandes nicht möglich. Fundort: mariner Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank an der Wickenburgstraße bei Essen.

7. Cyrtoceras n. sp.

Bruchstück mit ellipsischem Querschnitt, ziemlich starker Krümmung des Gehäuses und einem Wachstumsverhältnis von 1 : 2,5 (am breiteren Durchmesser gemessen). Verhältnis der Durchmesser wie 8 : 9,5. Lage und Ausbildung des Sipho ist nicht erkennbar. Die Schale ist mit sehr zahlreichen dichten scharfen Anwachsstreifen versehen, die einen flachgewellten Verlauf zeigen und von undeutlichen feinen Längsstreifen durchkreuzt werden. Fundort: mariner Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede.

8. Coelonautilus subsulcatus Phill. cf. sulcatulus Phill.

vgl. Hind 1905, Roemer 1863, de Koninck 1840/42.

Häufig. Aus den marinen Horizonten über dem Hauptflöz bei Silschede und unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

9. Coelonautilus quadratus M'Coy

vgl. Hind 1905, Foord 1891.

Aus dem marinen Horizont über dem Hauptflöz, Zeche Alter Hellweg bei Unna.

10. Nautilus (Ephippioceras) clitellarius Sow.

vgl. Sowerby 1840, Hind 1905.

Ein Gehäusebruchstück mit typischen Merkmalen aus dem marinen Horizont über den Schieferbankflözen bei Silschede.

11. cf. Discitoceras Wrightii Foord

vgl. Foord 1900.

Ein Gehäusebruchstück, das die Tuberkulierung der Schale durch die Durchkreuzung der feinen Spiralrippen durch leichtgeschwungene Anwachsstreifen deutlich erkennen läßt. Immerhin kann die Bestimmung nur vergleichsweise erfolgen. Fundort: mariner Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede.

12. Vestinautilus sp.

Aus dem marinen Horizont über dem Hauptflöz liegen einige Exemplare vor, deren überaus starke Verdrückung jedoch jegliche nähere Bestimmung ausschließt.

Die Mehrzahl der vorstehend aufgeführten Arten ist bereits aus dem Untercarbon bekannt. Nur aus dem Untercarbon wurden bisher beschrieben: *Orthoceras variable* Foord aus dem irischen Kohlenkalk, ebenso *Discitoceras Wrightii* Foord. Aus Untercarbon und Produktivem Carbon werden erwähnt: *Orthoceras undatum* Flemming aus dem belgischen und britischen Kohlenkalk, den unteren bis oberen Abteilungen des Donetzgebietes, den Ostrauer Schichten Oberschlesiens und aus den Lower und Middle Coal-measures Gr. Britanniens; ferner *Orthoceras acre* Foord aus dem irischen Kohlenkalk und den Ostrauer Schichten; *Coelonautilus subsulcatus* Phill. aus dem belgischen und britischen Kohlenkalk, den Coal-measures Englands und den Ostrauer Schichten; *Coelonautilus quadratus* M'Coy aus dem britischen Kohlenkalk und den Lower Coal-measures.

Nur aus Produktivem Carbon sind bisher bekannt: *Orthoceras asciculare* Brown von Staffordshire und Yorkshire, *Ephippioceras clithellarius* Sow. aus dem Coalbrookdale und von Worcestershire. *Orthoceras* sp. n. und *Cyrtoceras* sp. n. scheinen ebenfalls ans Obercarbon gebunden zu sein.

d) Lamellibranchiaten

Die Bestimmung der gefundenen Arten erfolgte in der Hauptsache nach W. Hind: The carboniferous Lamellibranchiata. Palaeontographical Society London 1896—1904.

1. Limatulina alternata M'Coy

vgl. Hind 1903.

Mariner Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

2. Pterinopecten carbonarius Hind

vgl. Hind 1904 u. 1905.

Mariner Horizont über den Schieferbankflözen bei Silschede.

3. Pterinopecten papyraceus Sow.

vgl. Hind 1903 u. 1905, Ludwig 1863 u. A.

Sehr häufig in allen Horizonten.

4. Pterinopecten cf. eximius de Kon.

vgl. Hind 1903.

Ausbildung und Verlauf der Skulpturelemente deuten auf *Pterinopecten eximius* de Kon. hin. Da jedoch Schloßrand und Flügel nicht erhalten sind, bleibt die Bestimmung unsicher.

Fundort: mariner Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

5. Aviculopecten aff. clathratus M'Coy

vgl. Hind 1903, Ludwig 1863 (*interstitialis* Phill.).

Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen

liegen zwei *Pecten*-Bruchstücke vor, die in ihrer Skulptur und Schalenform dem von Hind beschriebenen *clathratus* M'Coy sehr ähneln. Da die vorderen Schalenränder nicht erhalten sind, ist eine eindeutige Bestimmung nicht möglich.

6. Pseudamusium cf. fibrillosum Salt.

Hind 1903, 1905.

Die Exemplare zeigen auffallende Ähnlichkeit mit Hind's Darstellung 1903. Aus dem marinen Horizont über den Schieferbankflözen bei Silschede.

7. Posidomya Becheri Brown

Große Exemplare aus dem marinen Horizont über Flöz Sarnsbank II, Zechen Langenbrahm, Herkules und Katharina bei Essen (vgl. v. Koenen 1905).

8. Modiola lata Portlock

Hind 1896.

Aus den marinen Schiefern über Flöz Hinnebeke am Brunsberg.

9. Lithodomus carbonarius Hind

Hind 1896.

Aus dem marinen Schiefer über Flöz Hinnebeke am Brunsberg.

10. Posidoniella laevis Brown

vgl. Hind 1897, 1905. v. Klebelsberg 1912.

Sehr häufig in den marinen Horizonten über dem Hauptflöz, den Schieferbankflözen und über Flöz Sarnsbank II von allen Fundpunkten. Einzelne Exemplare zeigen starke Anlehnung an nahe verwandte Formen wie: *Posidoniella variabilis* Brown, *minor* Brown und *sulcata* Hind.

11. Posidoniella minor Brown

Hind 1897.

Typische Exemplare aus fast allen Horizonten, besonders über dem Hauptflöz bei Silschede und über Flöz Finefrau-Nebenbank an der Wickenburgstraße bei Essen.

12. Posidoniella sulcata Hind

Hind 1905.

Gut erhaltene Exemplare aus fast allen marinen Horizonten, besonders häufig in den Horizonten über dem Hauptflöz bei Silschede und über Flöz Finefrau-Nebenbank an der Wickenburgstraße bei Essen.

13. Myalina compressa Hind

Hind 1897.

Mariner Horizont über Flöz Sarnsbank II der Zeche Katharina bei Essen.

14. Myalina pernoides Portlock

Hind 1897.

Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede.

15. Myalina Verneuilli M'Coy

Hind 1897.

Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede.

16. cf. Myalina Redesdalensis Hind

Hind 1897.

Einige schlecht erhaltene Schalenbruchstücke dieser meist sehr großen Art mit der charakteristischen, stark geschwungenen Skulptur fanden sich in dem marinen Horizont über Flöz Sarnsbank II der Zechen Herkules und Katharina bei Essen.

17. Nuculana attenuata Flemming

Hind 1897; ferner Roemer 1863, v. Klebelsberg 1912.

In charakteristischen Exemplaren aus den marinen Horizonten über den Schieferbankflözen bei Silschede und unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

18. Nuculana acuta Sow.

Hind 1897.

Mariner Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

19. Nucula gibbosa Flem.

Hind 1897; Roemer 1863, Hind 1905, v. Klebelsberg 1912.

In zahlreichen Exemplaren aus den marinen Horizonten über Flöz Hinnebeke, Hauptflöz, Schieferbank, Sarnsbank II und unter Mausegatt.

Fundpunkte: Böllberg, Brunsberg, Bommern, Silschede, Steinbruch bei Hörde, Zeche Alter Hellweg bei Unna und bei Löttringhausen.

20. Nucula oblonga M'Coy

Hind 1897, 1904/05.

Aus allen Horizonten in zahlreichen und z. T. sehr gut erhaltenen Exemplaren.

21. Nucula luciniformis Phill.

Hind 1897, v. Klebelsberg 1912.

Häufig in den Horizonten über den Flözen Besserdich, Hinnebeke, Schieferbank und unter Flöz Mausegatt von allen Fundpunkten.

22. Nucula (Ctenodonta) undulata Phill.

Hind 1897, v. Klebelsberg 1912.

Aus den Horizonten über den Flözen Besserdich, Hinnebeke, Hauptflöz, Schieferbank und unter Flöz Mausegatt von allen Fundpunkten.

23. Ctenodonta laevirostris Portlock

Hind 1897.

Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

24. Schizodus antiquus Hind

Hind 1898, 1905.

Mariner Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede. Bei einigen der sehr zahlreich gefundenen Exemplaren ist die Schale relativ länger ausgezogen, als die Hind'schen Abbildungen zeigen, doch ist die Ausbildung des Kieles und des Wirbels durchaus dieselbe.

25. Protoschizodus axiniformis Portl.

Hind 1898.

Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede.

Die schärfere Umbiegung des hinteren Schalenrandes und der Verlauf des oberen Schalenrandes beiderseits des Wirbels lassen diese Art sofort von *Schizodus antiquus* Hind trennen. Bemerkenswert ist eine starke Ähnlichkeit einiger der gefundenen Exemplare mit den von Jakowlew 1903 aus dem Donetzgebiet dargestellten Arten *Schizodus rossicus* Vern. und *Schizodus Wheeleri* Shallow.

26. Sanguinolites V-scriptus Hind

Hind 1900.

2 Exemplare mit deutlicher charakteristischer Skulptur aus dem marinen Horizont über Flöz Hinnebeke am Böllberg und Brunsberg.

27. Solenomya primaeva Phill.

Hind 1905, v. Klebelsberg 1912.

Aus dem marinen Horizont über Flöz Hinnebeke am Böllberg.

Von den vorstehend aufgeführten Lamellibranchiaten der westfälischen Magerkohlenpartie ist der größere Teil bereits aus untercarbonen Schichten bekannt. Die Verteilung im britischen Carbon findet sich bei Hind 1904, Palaeontograph. Soc., Bd. LVIII, S. 181—188. Nähere Angaben über das Auftreten der Ostrauer Fauna gibt v. Klebelsberg 1912. Die Gesamtfauna des oberschlesisch-mährischen Steinkohlengebirges hat Michael 1913 zusammengestellt (S. 118—120).

Aus dem Vergleich dieser Angaben ergibt sich für die westfälischen Lamellibranchiaten folgendes: Nur aus dem Untercarbon sind bisher beschrieben:

Pterinopecten eximius de Kon., *Aviculopecten clathratus* M'Coy, *Modiola lata* Portl., *Lithodomus carbonarius* Hind., *Myalina pernoides* Portl. und *Myalina Redesdalensis* Hind.

Sowohl im Unter- als auch Obercarbon ist bisher gefunden worden: *Limatulina alternata* M'Coy, *Posidomya Becheri* Bronn, *Myalina Verneuilli* M'Coy, *Nucula gibbosa* Flem., *Nuculana attenuata* Flem., *Nucula oblonga* M'Coy, *Nucula luciniformis* Phill., *Ctenodonta undulata* Phill., *Protoschizodus axiniformis* Portl. und *Solenomya primaeva* Phill.

Nur an das Obercarbon scheinen nach den bisherigen Funden gebunden zu sein:

Pterinopecten carbonarius Hind, *Pterinopecten papyraceus* Sow., *Pseudamusium fibrillosum* Salt., *Posidoniella laevis* und *minor* Brown und *sulcata* Hind, *Myalina compressa* Hind, *Nuculana acuta* Sow., *Ctenodonta laevirostris* Portl., *Schizodus antiquus* Hind und *Sanguinolites V-scriptus* Hind.

e) Gastropoden

1. Litorinella oblonga Ldwg.

Palaeontographica X, 1863; Michael 1913.

4—6 Windungen; auf der letzten, sehr breiten geblähten Windung treten die Anwachsstreifen und die 4 Spiralbänder deutlicher hervor, so

daß eine gitterartige Skulptur entsteht. Die Mundöffnung ist groß, breit und schiefoval. Einzelne Exemplare sind relativ höher, schlanker und spitzer kegelförmig. Häufig.

Größenverhältnisse: Höhe 19 mm, Breite 13 mm.

Horizont: mariner Horizont über dem Hauptflöz.

Fundort: Silschede, Eisenbahneinschnitt.

2. Litorina obscura Sow.

Roemer 1863, Michael 1913 und Sowerby 1840.

Glatter Steinkern ohne Merkmale der Schalenskulptur. Anfangswindung spitz, Gehäuse schnell an Breite zunehmend, involut, letzte Windung sehr gebläht, Gehäuse dadurch sehr gedrungen. Mundöffnung groß, lang, oval.

Größenverhältnisse: Höhe 5,5 mm, Breite 4,5 mm.

Horizont: mariner Horizont unter dem Wasserbankkonglomerat.

Fundort: Bommern, Eisenbahneinschnitt.

3. Loxonema acutum de Kon.

de Koninck 1881, Hind 1905.

5 Windungen; Gehäuse spitz turmförmig. Windungen gerundet, so breit wie hoch. Am Anfang jeder Windung ein spirales, perlschnurartiges Band. Die konkaven Anwachsstreifen sind auf dem Steinkern nur sehr undeutlich erkennbar. Mundöffnung hochoval und schief.

Höhe: 9 mm, Breite der letzten Windungen: 3 mm. Horizont: mariner Horizont über dem Hauptflöz und über den Schieferbankflözen. Fundorte: Schacht Alter Hellweg bei Unna und Eisenbahneinschnitt bei Silschede.

4. Bellerophon anthracophilus Frech

Frech 1906, v. Klebelsberg 1912.

Die gefundenen Exemplare zeigen auffallende Übereinstimmung mit dem von v. Klebelsberg 1912 abgebildeten und beschriebenen Exemplar. Das Kielband springt zu einem mehr oder weniger scharfen Kiel aus der Wölbung der Schalenaußenseite hervor. Die prokonvexen, geschwungenen, transversalen Anwachsstreifen sind durchweg fein, zum Mündungstrichter hin meist schwach wulstig verdickt. Unterscheidet sich von den Formen des *Bellerophon tenuifascia* Sow., *B. hiulcus* Mart. und *B. costatus* Sow. u. a. besonders durch die beiderseits glatte, nicht von Furchen oder Einsenkungen begleitete Herausbildung des Kieles.

Mariner Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen und Silschede.

5. Bellerophon (Euphemus de Kon.) Urei Flemming.

de Koninck 1883, Flemming 1828, Roemer 1863, Stur 1875, Hind 1905, Cramer 1910, v. Klebelsberg 1912.

Zahlreiche feinrippige Exemplare von typischem Habitus. Wie in Oberschlesien auch in Westfalen das häufigste Gastropodenfossil. Horizonte und Fundorte: mariner Horizont über den Schieferbankflözen bei Silschede und unter Flöz Mausegatt bei Silschede und Löttringhausen.

Ebenso häufig ist die Variation:

5a. Bellerophon (Euphemus de Kon.) Urei forma d'Orbigny Portlock

Die Funde bestätigen die Angabe v. Klebelsberg's, daß es sich hier kaum um eine selbständige Art handeln dürfte, sondern lediglich um eine grobrippige Variation des *Bellerophon Urei* Flemm. Die gefundenen Exemplare zeigen die ungleich gröbere Berippung sehr deutlich.

Marine Horizonte über den Flözen Besserdich und Hinnebeke am Böllberg, über den Schieferbankflözen bei Silschede und unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

6. Bellerophon Moravicus v. Klebelsberg

v. Klebelsberg 1912.

Die gefundenen Exemplare stimmen sehr genau mit der 1912 von v. Klebelsberg gegebenen Abbildung (Taf. XXI, Fig. 10) überein. Der Schlitz ist mehr oder weniger tief und schmal. Das Kielband ist flach und verbreitert, beiderseits durch sehr schmale Rillen von der gewölbten Schalenaußenseite abgesetzt. Die Schale ist gitterförmig skulpturiert; Spiralstreifen laufen in gleichmäßigem Abstand bis zum Mundrand; zwischen den schärferen makroskopischen erscheinen unter der Lupe noch weitere feinere. Diese Spiralskulptur, die auch auf dem Kielband in gleicher Weise ausgebildet ist, wird gekreuzt von transversalen Streifen, welche auf beiden Flanken breite prokonvexe Bogen bilden und, ebenfalls das Kielband durchsetzend, auf diesem einen gerundeten prokonkaven Sinus bilden. Die Spiralstreifen stehen auf dem Kiel enger als auf den Flanken. Die Mundöffnung ist breit oval, der Nabel eng. Die Art variiert in mannigfacher Weise. Zum Teil tritt die Transversalstreifung sehr zurück. Bei einigen Exemplaren ist die Gehäuseform erheblich breiter, bei anderen tritt der Kiel sehr scharf hervor durch stärkere Ausbildung der Spiralstreifen auf dem Kielband. Fundorte und Horizonte: über der Schieferbankgruppe bei Silschede und unter Flöz Mausegatt bei Silschede und Löttringhausen.

7. Bellerophon (Bucania) Witryana de Kon.

de Koninck 1840/42, 1883.

Das Kielband ist zwischen zwei scharfen Leisten eingesenkt und zeigt keinerlei Spiralstreifen. Die Flanken sind durch ziemlich grobe Längs- und Querstreifen netzartig skulpturiert.

Mariner Horizont über den Schieferbankflözen bei Silschede.

8. Bellerophon sp.

Aus dem marinen Horizont unter dem Wasserbankkonglomerat am Böllberg liegt eine Art vor, die sich von dem *Bellerophon Urei* Flem. und *B. Moravicus* v. Kleb. durch die abweichende Ausbildung des Kielbandes unterscheidet. Letzteres wird beiderseits von zwei scharfen Spiralleisten begrenzt und ist flach gerundet zwischen diesen eingesenkt. Weitere spirale Skulpturelemente fehlen. Prokonvexe Anwachsstreifen laufen über die flachgewölbten Schalenflanken und bilden auf dem Kiel einen gerundeten prokonkaven Sinus.

9. Pleurotomaria cf. Ostraviensis v. Kleb.

v. Klebelsberg 1912.

Fundort und Horizont: mariner Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede und Löttringhausen.

10. Pleurotomaria atomaria Phill.

de Koninck 1840/42, v. Klebelsberg 1912.

Zur Unterscheidung von der sehr ähnlichen Art *Pleurotomaria Ostraviensis* v. Kleb. dient vor allem die Tuberkulierung der Schale auch auf der Unterseite und Außenseite des von sehr scharfen Spiralleisten eingefaßten schmalen Kielbandes und die spitze ausgezogene Form des Gehäusekegels.

Mariner Horizont über den Schieferbankflözen bei Silschede.

11. Conularia quadrisulcata Sow.

Sowerby 1840, Hind 1905.

Drei Exemplare aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Löttringhausen.

Die Gastropodenfauna der westfälischen Magerkohlenpartie vermittelt zwischen den west- und osteuropäischen Carbongebieten. *Litorina oblonga* ist bereits 1863 von Ludwig aus Westfalen beschrieben worden, *Litorina obscura* Sow. erwähnt Roemer schon 1863 aus dem Produktiven Carbon Oberschlesiens. *Litorina obscura* ist außerdem aus dem Coalbrookdale Englands bekannt. *Loxonema acutum* de Kon. wird aus dem belgischen Kohlenkalk und den obercarbonen Marin-bands von Staffordshire beschrieben; *Bellerophon Urei* Flem. ist fast aus allen Carbongebieten bekannt geworden, so aus dem englischen und belgischen Untercarbon, ferner aus dem Untercarbon Ungarns, aus dem englischen Millstone-Grit, den Yoredale-series, den Lower Coal-measures, dem Golonoger Sandstein Polens, den Ostrauer Schichten, dem Donetz-Gebiet, dem Aachener Revier, ferner aus Spanien, den Alpen, Nordamerika und dem marinen Obercarbon Dalmatiens. Die Variation forma *Orbigny* Portl. wurde bisher nur in den englischen Lower und Middle Coal-measures gefunden. *Bellerophon anthracophilus* Frech ist bisher nur aus Ungarn und den Ostrauer Schichten bekannt. *Bellerophon Moravicus* v. Kleb. hat große Ähnlichkeit mit einigen z. T. vielleicht identen Formen des englischen und belgischen Kohlenkalkes, des Donetzgebietes und der englischen und nordamerikanischen Coal-measures (vergl. z. B. *Bellerophon decussatus* Flem., *B. exilis* de Kon., *B. Kaynenianus* de Kon. usw.). *Bucania Witryana* de Kon. wird vor allem aus dem belgischen Untercarbon beschrieben. *Pleurotomaria Ostraviensis*, ebenso wie *Bellerophon Moravicus* durch v. Klebelsberg als neue Art aus den Ostrauer Schichten Oberschlesien-Mährens bekannt geworden, zeigt ebenfalls sehr nahe Verwandtschaft mit Formen des englischen und belgischen Kohlenkalks, des englischen Millstone-Grits und der englischen und nordamerikanischen Coal-measures. *Pleurotomaria atomaria* Phill. ist bisher bekannt aus dem Viséen Belgiens und dem Yorkshire-Kohlenkalk Englands. *Conularia quadrisulcata* wird schon 1840 von Sowerby aus dem Coalbrook-

dale Englands erwähnt, später 1905 von Hind aus den englischen sog. Marin-bands auch von anderen Fundpunkten.

f) Ostracoden

In den marinen Horizonten über dem Hauptflöz, über der Schieferbankgruppe, über Flöz Sarnsbank II und Flöz Finefrau-Nebenbank sind kleine, nur unter der Lupe bestimmbare Ostracoden nicht selten. In der Hauptsache handelt es sich um glattschalige Cypridinen, die z. T. Ähnlichkeit mit *Cypridina primaeva* de Kon. zeigen; daneben kommen berippte *Entomis*-Arten vor.

g) Phyllocarida

Aus dem marinen Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank, Fundpunkt Park der Villa Hügel bei Essen, liegen 2 Exemplare vor. Das am besten erhaltene zeigt einen kreisförmigen, am Hinterrande tief ausgeschnittenen Rückenschild mit 8 Hinterleibsegmenten; das Telson ist lappig, stachelige Fortsätze sind nicht zu erkennen. Eine nähere Bestimmung war vorläufig nicht möglich.

h) Pisces

Elonichthys aff. multistriatus Traquair

vgl. Ramsay Traquair, The ganoid fishes of the british Carboniferous formations. Part I. Palaeoniscidae. Palaeontigraphical Society 1901.

Aus dem marinen Horizont über Flöz Sarnsbank II, Fundort Zeche Langenbrahm, liegen 2 Geodenbruchstücke vor, auf deren Bruchflächen Schuppen und Zähnchen von einem Ganoidfisch regellos verstreut sind. Eine eindeutige Bestimmung ist wegen Mangel an wichtigeren Skeletteilen nicht möglich. Die Schuppen zeigen Ähnlichkeit mit denen des *Elonichthys multistriatus* Traquair aus dem Gilmerstone-Ironstone von Midlothian im schottischen Kohlenkalk. Die Schuppen sind rhombisch und mit zahlreichen welligen, sich stark verästelnden Runzeln versehen.

Sehr ähnlich sind diesen Funden die von de Koninck 1840 auf Taf. 55, Fig. 5a und b abgebildeten Schuppen.

In den marinen Horizonten über dem Hauptflöz und den Schieferbankflözen bei Silschede und über Flöz Finefrau-Nebenbank bei Essen fand ich einige schlecht erhaltene Selachier-Zähne.

3. Die Goniatitenfauna der Magerkohlenpartie

Hermann Schmidt hat 1921 in seiner Arbeit »Über Goniatiten, eine Revision ihrer Systematik mit Hinzufügung neuer Beobachtungen« darauf hingewiesen, daß die 1917 von Wedekind ausgearbeitete Systematik der Goniatiten auf Grund der Anwachsstreifen bei den obercarbonischen Formen der *Glyphioceratidae* Hyatt nicht ausreicht. Auch bei der Bearbeitung der Goniatitenfauna der Magerkohlenpartie stellten sich der Anwendung dieser Wedekind'schen Systematik Schwierigkeiten in den Weg. So soll z. B. die Gattung *Eumorphoceras* Girty biarkuate

Anwachsstreifen haben und damit zu den *Tornoceracea* WEDEKIND's gehören. Auf den innersten Windungen von *Eumorphoceras carinatum* FRECH ist nun aber die Wachstumsskulptur konvex, überhaupt ist im Kindheitsstadium der ganze Gehäusetyp gastriocerat. Erst im Laufe des Wachstums stellen sich bei größeren Formen biarcuate Anwachsstreifen ein, bei denen jedoch der innere Lateralvorsprung sehr schwach ist bezw. ganz fehlt. *Gastrioceras circumplicatile* FOORD soll nach WEDEKIND 1917 zu seiner Gattung *Girtyoceras* (= *Adelphoceras* GIRTY) gehören, also biarcuate Anwachsstreifen haben. Die schwach bikonvex gewellten Anwachsstreifen gehen nun aber innerhalb der Variationsbreite in konvexe über, auf den größten Formen sind sie ganz konvex.

H. SCHMIDT hat dann eine neue Einteilung der Goniatiten gegeben, die sich eng an die alte, 1883 von HYATT aufgestellte anschließt und sich auf die verschiedenen Typen der Lobenvermehrung gründet. Diese Systematik und die SCHMIDT'sche Lobenbezeichnung sind der folgenden Bearbeitung der Goniatiten der Magerkohlenpartie zu Grunde gelegt. Sämtliche Goniatiten der Magerkohlengruppe gehören zur Familie der *Glyphioceratidae* HYATT. Sie verteilen sich auf die Gattungen *Eumorphoceras* GIRTY, *Gastrioceras* HYATT und *Anthracoceras* FRECH.

1. Eumorphoceras GIRTY

GIRTY 1909, Fauna of the Caneyshale of Oklahoma.

Gehäuse in der Jugend weit genabelt, im Alter eng. Querschnitt in der Jugend viel breiter als hoch, die Externseite ist breit und flach gewölbt. Mit fortschreitendem Wachstum nimmt die Höhe des Querschnitts schnell zu, sodaß bei erwachsenen Formen die Querschnittshöhe etwa das Doppelte der Breite erreicht. Aus dem gedrungenen kugeligen Gehäuse der inneren Windungen wird also eine scheibenförmige Form mit mehr oder weniger gewölbten Flanken und Externseiten.

Der anfangs gerundete Nabelabfall wird kantig und stellt sich fast senkrecht zur Symmetrieebene. Die Nabelflächen stoßen meist winkelig und treppenförmig von den inneren Windungen ab.

Die Skulptur besteht auf den innersten Windungen aus Nabelknoten bezw. zu Nabelrippen ausgezogenen Knoten. Diese Nabelskulptur verschwindet mit zunehmendem Wachstum. Aus den anfangs arcuaten Anwachsstreifen werden biarcuate mit sehr schwachem inneren und stark vorgeschwungenem äußeren Lateralvorsprung und tiefem schlanken runden Sinus auf der Externseite. Einschnürungen können vorhanden sein oder fehlen, ebenso spirale Skulpturelemente.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Loben gerundet oder spitz. Sättel gerundet.

GIRTY hat von *Eumorphoceras* die ganz ähnliche Gattung *Adelphoceras* abgetrennt. Der Unterschied liegt darin, daß *Eumorphoceras* runde Loben und keine Einschnürungen, *Adelphoceras* spitze Loben und Einschnürungen besitzt. Diese Unterschiede sind gewiß sehr wichtig zur Artabtrennung, reichen jedoch wohl kaum für eine Gattungsunterscheidung aus. Die von GIRTY bei *Eumorphoceras* erwähnten beiden

spiralen Furchen sind als Artcharakteristikum des *Eumorphoceras bisulcatum* Girty zu bewerten. Da die Entwicklung des Gehäuses und der Skulptur und die Zahl und Anordnung der Loben bei *Eumorphoceras* und *Adelphoceras* genau übereinstimmen, sind die beiden Gattungen als eine Gattung, nämlich als „*Eumorphoceras*" zusammenzufassen. Es kommt hinzu, daß der Name *Adelphoceras*, schon ehe Girty ihn im obigen Sinne gebrauchte, von Hyatt für eine Nautilidengattung vergeben war.

Damit fällt auch die Wedekind'sche Gattung *Girtyoceras* (= *Adelphoceras* Girty, Wdkd. 1917). Die von Wedekind hierunter vereinigten Arten verteilen sich auf andere Gattungen: *Girtyoceras reticulatum* Phill. gehört zu *Glyphioceras* Hyatt, *Girtyoceras bilingue* Salt. und *Girtyoceras pulchellum* Foord zu *Eumorphoceras* Girty, und *Girtyoceras circumplicatile* Foord zu *Gastrioceras* Hyatt.

2. Gastrioceras Hyatt

Gehäuse immer weit und tief genabelt, kugelig gebläht bis sehr dick scheibenförmig. Nabelkante fast immer mit Knoten, bezw. Nabelrippen besetzt. Anwachsstreifen arcuat bis linear mit mehr oder weniger tiefem Sinus auf der Externseite. Spiralskulptur kann vorhanden sein. Einschnürungen sind immer vorhanden.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Lobus U wird subumbonal. Die Loben sind spitz, die Sättel gerundet.

3. Anthracoceras Frech

Gehäuse auf allen Wachstumsstadien extrem eng bis ungenabelt, flach scheibenförmig, mit stark biarcuaten Anwachsstreifen, die auf dem schmalen Externrücken einen tiefen schlanken runden Sinus bilden.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Loben und Sattel rund, Außensattel hoch, innerer Lateralsattel flach und breit, der Umschlag subumbonal.

---

1. Genus **Eumorphoceras** Girty

Taf. 14, Fig. 1.

Eumorphoceras cf. bilingue Salt

Foord, Carboniferus Cephalopoda of Ireland, p. 186, pl. XLIX, fig. 1.

Aus der Sammlung der Bergschule in Bochum liegt mir ein Exemplar mit der Fundbezeichnung »unter dem Hauptflöz, Zeche Margareta«, vor. Der genauere Horizont war nicht festzustellen. Das Exemplar zeigt die Gehäuseform, den weiten äußeren Lateralvorsprung der Anwachsstreifen mit dem tiefen schlanken runden Sinus auf der Externseite sowie die von 2 Spiralrillen eingefaßte spirale Leiste der Eumorphoceraten aus dem oberen Flözleeren von Fröndenberg. Es fehlt die flache spirale Zähnelung der Anwachsstreifen, die bei den Fröndenberger Formen, besonders an und beiderseits der Spiralleiste der Externkante auftritt. Ein weiteres Exemplar dieser Art ist mir nicht bekannt geworden.

2. Eumorphoceras carinatum Frech

Taf. 14, Fig. 2a—g u. Taf. 15, Fig. 1a—1n

vgl. Frech, Lethaea I, 2, Taf. 46b.

Zahlreiche Exemplare von 2 Fundpunkten bei Silschede, ferner von den Zechen Margareta, Alter Hellweg, Herkules bei Essen, Franziska und Grube Flachsteich bei Wengern.

Habitus: Innerste Windungen weit genabelt mit Knötchen, bezw. kurzen scharfen Nabelrippen auf den gerundeten Nabelkanten, die zur Symmetrieebene schräg abfallen. Querschnitt fast doppelt so breit wie hoch, Außenseite flach gewölbt. Im Verlauf des Wachstums verschwinden die Knoten und Nabelrippen. Die Außenseite wölbt sich immer stärker auf. Der Nabel wird relativ bedeutend enger, die Nabelkante wird scharf und stellt sich senkrecht zur Symmetrieebene. Je größer die Formen werden, desto hochmündiger wird der Querschnitt. Bei Exemplaren von etwa 25 mm Schalendurchmesser ist der charakteristische Gehäusetyp erreicht, d. h. der Querschnitt wird spitz dreieckig mit schwach gewölbten Flanken. Auf der Externseite bildet sich ein mehr oder weniger abgerundeter Kiel heraus, der beiderseits auf dem Abfall zu den Flanken etwas oberhalb der Umbiegungsstelle der Anwachsstreifen von 2 stumpfen spiralen Kanten begleitet wird. Die Nabelwände setzen treppenförmig winkelig von den nächstinneren Windungen ab. Die Entwicklung der Gehäuseform und des Querschnitts zeigt Fig. 1a—1g auf Taf. 15.

Skulptur: Auf den innersten Windungen laufen über die schmalen Flanken und die flachgewölbte Externseite lineare Anwachsstreifen mit seichtem runden Außensinus. Auf den nächstäußeren Windungen werden die Anwachsstreifen auf den Flanken gewellt, es bildet sich allmählich ein weit vorgezogener äußerer Lateralvorsprung heraus. Bei größeren Formen verschwindet die auf kleinen und mittelgroßen Exemplaren meist sehr gut erhaltene Spiralskulptur, die, sich über die ganze Schale erstreckend, derselben ein gekörneltes Aussehen gibt.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Der Laterallobus ist auf den innersten Windungen rund, wird aber sehr bald eckig und breit und zeigt an einem Exemplar von 46 mm Schalendurchmesser einen breit geschwungenen Innenschenkel (vgl. Taf. 15, Fig. 1k u. 1l). Lobus U liegt auf dem Umschlag und ist seicht und winkelig. Die inneren Lobenelemente K und I sind lang, eng, und spitz ausgezogen. Die Sättel sind sämtlich gerundet, die äußeren breit geschwungen, die inneren schmaler.

Ziemlich dicke, breite Einschnürungen, etwa 3—4 auf einem Umgang, sind vorhanden; sie folgen dem Verlauf der Anwachsstreifen, sind aber auf den Alterswindungen der größten Exemplare nicht mehr zu beobachten.

Die Maßverhältnisse seien in folgender Tabelle wiedergegeben (Maße in mm):

Schalen-durchmesser	Höhe des Querschnittes	Breite	Nabel-weite
7	2,2	4	3
13,5	6	7	4
22	10	12	5
28	16	16	7,5
38,5	22	20,5	10
57	29	26	15
67	33	29	16,5

Aus den mir vorliegenden etwa 500 zum größten Teil sehr gut erhaltenen Exemplaren konnte ich folgende Variationscharaktere feststellen (vgl. Taf. 15, Fig. 1a—1g):

a) auf verschiedenen Wachstumsstadien eintretende mehr oder weniger spitze Zuschärfung oder größere Breite des Querschnittes,
b) mehr oder weniger deutliches Hervortreten der beiden stumpfen Spiralkanten an der Externkante,
c) Abrundung oder Zuschärfung des Kiels; mehr oder weniger scharfes Absetzen des Kieles durch spirale Einsenkung der Schale dicht unterhalb des Kieles; gerundeter Rücken mit sehr flachem Kiel,
d) Schwankungen in der Nabelweite,
e) gewölbter bis fast senkrechter Abfall der Flanken,
f) längeres Erhaltenbleiben der kleinen Knötchen auf der Nabelkante,
g) stärkere oder schwächere Schwingung der Anwachsstreifen, besonders des äußeren Lateralvorsprungs,
h) starke oder schwache Einschnürungen.

Auf einigen Exemplaren sind auf den Alterswindungen wulstartige Verdickungen der Anwachsstreifen, besonders an den äußeren Lateralvorsprüngen, zu beobachten, die von runden, ebenfalls dem Verlauf der Anwachsstreifen folgenden Einsenkungen begleitet werden. Fig. 2d auf Taf. 14 zeigt ein solches Exemplar mit starken Wülsten. Übergänge vom normalen, fast glatten Schalentyp bis zu dieser Variation sind vorhanden.

Aus dem marinen Horizont über den Schieferbankflözen, Fundpunkt Silschede, wo der Horizont infolge der Faltung dreimal aufgeschlossen ist, liegen mir zahlreiche plattgedrückte Goniatiten vor, unter denen sich an der meistens sehr gut erhaltenen Schalenskulptur eine *Eumorphoceras*-Gruppe und eine *Gastrioceras*-Gruppe ausscheiden läßt. Die Eumorphoceraten, von denen auch ein gut erhaltener Hohlabdruck vorhanden ist, ähneln sehr stark dem *Eumorphoceras carinatum* Frech aus dem marinen Horizont über dem Hauptflöz. Die Diagnose der Funde aus dem Schieferbankhorizont ist folgende:

Biarcuate Anwachsstreifen; äußerer Lateralvorsprung wechselnd weit vorgezogen, meist stark geschwungen, Externsinus tief, Spiralskulptur immer vorhanden. Nabel auf größeren Exemplaren eng, auf kleineren relativ bedeutend weiter; Nabelwand auf großen Exemplaren kantig und senkrecht zur Symmetrieebene, auf kleinen Formen gerundet. Ein Exemplar läßt im Abdruck auch die wulstartigen Verdickungen der Anwachsstreifen erkennen, die innerhalb der Variationsbreite der Eumorphoceraten des Hauptflözhorizontes auftreten.

Nach meinen Beobachtungen scheint es mir nicht zweifelhaft, daß die Eumorphoceraten des Schieferbankhorizontes dieselben sind wie die des Hauptflözhorizontes. Ein Fortschritt der Entwicklung könnte bei den Exemplaren des Schieferbankhorizontes nur in der Lobenlinie zu suchen sein und damit zur Artentrennung Veranlassung geben. So lange ein solcher Unterschied nicht nachgewiesen ist, sehe ich die Eumorphoceraten des Schieferbankhorizontes ebenfalls als *Eumorphoceras carinatum* FRECH an.

Da die Eumorphoceraten im marinen Horizont über Flöz Sarnsbank II nicht mehr auftreten, ist der marine Horizont über der Schieferbankgruppe als obere Grenze der *Eumorphoceras*-Stufe und obere Zonengrenze der Zone des *Eumorphoceras carinatum* FRECH anzusehen. Ob in den marinen Horizonten unter dem Hauptflöz noch *Eumorphoceras carinatum* FRECH vorhanden ist, scheint mir zweifelhaft, wahrscheinlich schließen sich sehr bald die oben beschriebenen, dem *Eumorphoceras bibingue* SALT. sehr ähnlichen Arten an.

FRECH hat vorliegende Art noch als *Glyphioceras subcrenatum* var. *carinata* bezeichnet, doch kann über ihre Zugehörigkeit zur Gattung *Eumorphoceras* kein Zweifel bestehen. Da Formen mittleren Wachstumsstadiums dem *Glyphioceras reticulatum* PHILL. sehr ähnlich sind, muß die Angabe von Funden von *Glyphioceras reticulatum* PHILL. aus den unteren Steinkohlenschichten Oberschlesiens, Belgiens und Englands mit Vorsicht aufgenommen werden. Vielleicht handelt es sich auch dort teilweise um *Eumorphoceras carinatum* FRECH. *Glyphioceras reticulatum* PHILL. unterscheidet sich von *Eumorphoceras carinatum* FRECH vor allem durch den schrägen Nabelabfall und durch den sehr engen und glatten Nabel der inneren Windungen.

Bei *Eumorphoceras carinatum* FRECH treten die Merkmale der jüngeren Gattung (*Gastrioceras*) im Kindheitsstadium auf, während sich im Laufe der Ontogenie wieder die Charaktere der älteren Gattungen einstellen! (Umkehr des Entwicklungsganges!)

2. Genus **Gastrioceras** HYATT

Taf. 14, Fig. 3a, b u. 4 u. Taf. 15, Fig. 2a—2g

Gastrioceras circumplicatile FOORD

vgl. FOORD, Carboniferous Cephalopodes of Ireland. Palaeontographical Society 1897/1903, p. 200—202.

Von dieser Art liegen mir etwa 70 z. T. gut und vollständig erhaltene Exemplaxe in allen Größen aus dem marinen Horizont über dem Hauptflöz und verdrücktes Material aus dem Horizont über den Schieferbankflözen vor.

Fundpunkte: Silschede und Zeche Alter Hellweg bei Unna. Allgemeiner Habitus: Gehäuse weit und mäßig tief genabelt, im Kindheitsstadium dickscheibenförmig und gebläht, Außenseite breit konvex, Nabelkante etwas gerundet, Nabelfläche fast senkrecht zur Symmetrieebene. Querschnitt halbmondförmig, meist doppelt so breit wie hoch. Die inneren Windungen nehmen etwa $^1/_4$—$^1/_3$ der Windungshöhe des nächstäußeren Umgangs ein. Die Umfassung durch die nächstäußeren Windungen läßt

nur die Nabelkanten und Nabelrippen bezw. Knoten der inneren Windungen frei. Mit zunehmendem Wachstum wird die Nabelkante schärfer und stellt sich etwas schräger gegen die Symmetrieebene, der Querschnitt wird relativ höher, die Maßverhältnisse ändern sich derart, daß die Höhe ungefähr gleich $^3/_5$ der Breite wird. Die Außenseite wird spitzer konvex, bleibt aber gerundet. Eine mehr oder weniger deutliche Abdachung der Externseite beiderseits der Mitte derselben liegt innerhalb der Variationsbreite.

Die Größenverhältnisse seien in folgender Tabelle wiedergegeben (Maße in mm):

Schalen-durchmesser	Querschnitt der äußeren Windung		Nabelbreite
	Breite	Höhe	
11	8	4	4,5
15,5	9,5	5	6
20	13	6.5	7,5
26	16	8,5	11,5
38	21,5	12	19
45	23	13	22
52	31	19	28

Die Nabelweite wird also relativ größer, von $^1/_3$ zu $^1/_2$ des Schalendurchmessers.

Skulptur: die Nabelkante ist mit ziemlich langen, scharfen, durch Bündelung der Anwachsstreifen entstehenden Nabelrippen besetzt. Auf Alterswindungen werden diese Rippen in der Regel kürzer, bezw. gehen ganz zu mehr oder weniger spitzen Nabelknoten über, so daß dann die rutenartige (virgatome) Ausstrahlung der gebündelten Anwachsstreifen direkt von den Knoten am Nabel ausgeht.

Die Anwachsstreifen laufen in mehr oder weniger geschwungenem, schwach biarcuaten bis arcuaten Verlauf über die Flanken und bilden auf der Externseite einen mäßig tiefen runden Sinus, der sich auf größeren Formen etwas vertieft. Auf den Flanken und auf der Externseite ist, besonders auf kleineren bis mittelgroßen Exemplaren, eine scharfe Spiralskulptur vorhanden.

Einschnürungen treten zahlreich auf, meist drei auf einem Umgang; sie folgen dem Verlauf der Anwachsstreifen.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Die beiden Teile des Externlobus sind rund und durch einen schmalen runden Medianlobus getrennt. Lobus L ist spitz und leicht trichterförmig; der Umschlaglobus U liegt subumbonal nach innen gerückt und ist relativ seicht und winkelig; Lobus K ist schlank trichterförmig und scharf zugespitzt; der Internlobus ist spitz mit blattförmig gerundeten Schenkeln. Die Außensättel sind breit und rund, die Innensättel schlanker und ebenfalls gerundet.

Unter den mir vorliegenden Exemplaren ließen sich folgende Variationscharaktere feststellen:

a) Im Gehäusetypus: das Verhältnis der Windungshöhe zur Breite schwankt bei Exemplaren gleichen Wachstumsstadiums von 1:2,6 bis 1:1,7; die Abdachung der Externseite kann schärfer werden; das Verhältnis von Nabelweite zur Nabeltiefe schwankt von 1 : 3,5 bis 1 : 4.

b) In der Skulptur (vergl. Taf. 14, Fig. 3a u. 3b): neben Formen mit gewellten, schwach biarcuaten Anwachsstreifen mit sehr wenig vor-

gezogenem äußeren Lateralvorsprung treten Formen mit fast linearem Verlauf der Anwachsstreifen auf den Flanken auf. Der Außensinus ist stets vorhanden und wechselnd tief. Übergangsformen sind vorhanden. Der Windungsquerschnitt der Formen mit schwach biarcuat gewelltem Anwachsstreifen ist meistens relativ höher als derjenige der anderen Formen.

Wedekind hat 1917 *Gastrioceras circumplicatile* Foord zu seiner Gattung *Girtyoceras* (= *Adelphoceras* Girty) gestellt. Da jedoch typisch biarcuate Anwachsstreifen nicht vorhanden sind, bezw. die bei relativ höhermündigen Exemplaren auftretenden gewellten Anwachsstreifen innerhalb der Variationsbreite in linear-konvexe übergehen, ist diese Art mit der subumbonalen Lage des Lobus U und dem ausgesprochen gastrioceraten Gehäusetyp zur Gattung *Gastrioceras* Hyatt zu stellen.

Von dem äußerlich sehr ähnlichen *Gastrioceras Listeri* Mart. ist *Gastrioceras circumplicatile* Foord nach folgenden Merkmalen zu trennen: bei *Gastrioceras Listeri* Mart. ist das Breitenwachstum ein ungleich stärkeres; infolgedessen ist der Nabel bedeutend tiefer und der Querschnitt flacher als bei *Gastrioceras circumplicatile* Foord. Die Externseite ist bei *G. Listeri* breiter und niedriger gewölbt, ferner nimmt die innere Windung hier nur etwa $^1/_5$ der nächstäußeren Windungen ein. Der Hauptunterschied liegt in der Lobenlinie, *Gastr. Listeri* zeigt blattförmig gerundete, im Grunde zugespitzte, zungenartig ausgezogene Loben.

Gastrioceras circumplicatile Foord tritt im marinen Horizont über Flöz Sarnsbank nicht mehr auf und ist bisher nur aus den Horizonten über dem Hauptflöz und über der Schieferbankgruppe bekannt. Daher sind diese beiden Horizonte als »Zone des *Gastrioceras circumplicatile* Foord« anzusehen.

Gastrioceras circumplicatile wurde von Foord aus den irischen Lower Coal-measures bezw. Gannister-groups beschrieben.

Gastrioceras Listeri Mart.

vgl. Taf. 16, Fig. 1a—1e u. Taf. 17, Fig. 1a—1e

Ammonites Listeri Mart. bei de Koninck 1842/44, p. 577, pl. LI, fig. 4.
Gastrioceras Listeri Mart. bei Roemer 1863, Pal. Bd. X, S. 284, Taf. XLVIII.
» » z. T. bei Haug, Études sur les Goniatides, p. 100, fig. 28—31.
» » Mart. bei Crick und Foord 1897, Catal., p. 233.
» » Mart. bei I. P. Smith 1903, p. 93, pl. XIII, fig. 6—15.
» *carbonarium* v. B., Wedekind 1914, S. 16, Fig. 5b, Taf. 1, Fig. 1.
Glyphioceras Listeri (*Pericyclus*) bei Frech, Lethaea I, 2, Taf. 46b.

Material, zum Teil vollständig erhalten, aus den marinen Horizonten über dem Hauptflöz, über den Schieferbankflözen, über Flöz Sarnsbank II und unter Flöz Mausegatt. Fundpunkte: Silschede, Löttringhausen, Zechen Langenbrahm, Herkules, Katharina, Hoffnung und Kalksiepen bei Werden, Nachtigall, Neu-Lahn VIII und Müsen III.

Allgemeiner Habitus: Gehäuse gebläht und kugelig, weit und sehr tief genabelt. Nabelkante auf jungen Exemplaren kantig, im Alter gerundet. Nabelfläche schräg zur Symmetrieebene. Schnelles und starkes Breitenwachstum. Externseite breit und ziemlich flach gewölbt. Querschnitt der äußeren Windung $2^1/_2$ bis $2^3/_4$ mal so breit wie hoch. Die

innere Windung nimmt nur etwa $^1/_5$ der Windungshöhe des nächstäußeren Umgangs ein. Die Verbindungslinie der Nabelkanten des Querschnitts schneidet die Externseite des nächstinneren Umgangs nicht, sondern verläuft oberhalb derselben. Die Maßverhältnisse seien in folgender Tabelle wiedergegeben (Maße in mm):

Schalen-durchmesser	Windungsquerschnitt Breite	Höhe	Nabelweite	Nabeltiefe
16	13	5	9	2,5
25	17	6,5	14	3,5
33	24	8,5	17,5	5,5
40	27	11	21	7
57,8	37	14	32	9
65	41	18	39	11

Skulptur: Die Nabelkante ist mit kurzen, dicken, zugeschärften Nabelrippen versehen, die im Verlauf des Wachstums sehr bald zu kurzen, dicken Nabelknoten werden. Die Knoten sind innerhalb der Variationsbreite oft sehr abgeschwächt, so daß dann die virgatome Ausstrahlung der Anwachsstreifen direkt von kleinen Verdickungen am Nabel ausgeht. Die Anwachsstreifen laufen gradlinig oder schwach konvex über die Flanken und bilden auf der Externseite einen runden, breiten, wechselnd tiefen Sinus. Die Wellung der Anwachsstreifen auf den Flanken war bei großen Altersformen nicht mehr zu beobachten. Auf kleinen Formen bis zu mittleren Wachstumsstadien ist eine deutliche Spiralskulptur auf den Flanken und der Externseite vorhanden, die jedoch auf den Alterswindungen verschwindet. Jeder Umgang besitzt 2—3 Einschnürungen, die dem Verlauf der Anwachsstreifen folgen.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Die beiden Teile des Externlobus sind tief und zungenförmig zugespitzt. Der Laterallobus ist blattförmig und ebenfalls spitz ausgezogen. Der subumbonal liegende Umschlaglobus ist spitz, flach und breit trichterförmig. Die Sättel sind sämtlich gerundet, die Außensättel breit.

Variationsunterschiede konnte ich bei dieser Art nur in geringen Verschiebungen der Stärke des Breitenwachstums und der dadurch bedingten verschiedenen Nabeltiefe und mehr oder weniger gewölbten Externseite sowie in geringen Änderungen des Verhältnisses von Höhe zu Breite des Querschnittes feststellen. Die schwache Wellung der Anwachsstreifen auf den Flanken bei kleineren Exemplaren wurde schon erwähnt, ebenso die variierende Ausbildung der Nabelknoten.

Gastrioceras Listeri Mart. ist oft mit *Gastrioceras carbonarium* v. Buch verwechselt worden (vergl. unten). Eine schärfere eindeutige Unterscheidung hat I. P. Smith gegeben (Carbon. ammonoids of America, p. 93, pl. 13 und p. 84, pl. 11). Er hat vor allem den ungleich niedrigeren und breiteren Windungsquerschnitt und die blattförmige und spitz ausgezogene Ausbildung der äußeren Lohenelemente von *Gastrioceras Listeri* Mart. im Gegensatz zu *Gastrioceras carbonarium* v. Buch betont. Er gibt auch sehr gute Abbildungen des Querschnitts und der Lobenlinie. Crick und Foord (1897, Cat. p. 233, 234) haben ebenfalls eine sehr deutliche charakteristische Abbildung des Gehäuses gegeben; die gezeichnete Lobenlinie ist allerdings abweichend. Da die blattförmigen

und zugespitzten Lateralloben jedoch von mir an meinem Material mehrfach beobachtet wurden, muß ich die Frage der Richtigkeit der CRICK und FOORD'schen Abbildung offen lassen. FRECH hat (Lethaea I, 2, Atlas, Taf. 46b) eine Abbildung kleiner Formen von *Gastrioceras Listeri* gegeben und dabei den Unterschied der Gehäusequerschnitte von *Gastrioceras Listeri* und *carbonarium* durch den punktiert eingezeichneten Querschnitt von »*carbonarium*« deutlich gekennzeichnet. Seine Gattungsdefinition als *Glyphioceras* (*Pericyclus*) ist jedoch zurückzuweisen. Sie umfaßt zwei ganz getrennte Genera. Außerdem zeigt *Gastrioceras Listeri* MART. alle typischen Merkmale der Gattung *Gastrioceras* HYATT.

WEDEKIND hat 1914 die gleiche Art als *Gastrioceras carbonarium* v. BUCH bestimmt (vgl. WEDEKIND 1914, S. 16). Beim Präparieren seines Orignalexemplars (1914, Tafelfig. 1 und Textfig. 5b) ergab sich jedoch die blattförmige zugespitzte Form der äußeren Lobenelemente. Da ferner die Form des Gehäuses und die Maßverhältnisse des Querschnittes dieselben sind wie bei *Gastrioceras Listeri* MART., ist WEDEKIND's *Gastrioceras carbonarium* v. BUCH als *Gastrioceras Listeri* MART. zu bestimmen. (Der von WEDEKIND 1914, Textfig. 5b, abgebildete Querschnitt ist an der oberen äußersten Windung etwas zu schmal gezeichnet.) Über die Unterschiede des *Gastrioceras Listeri* MART. gegenüber *Gastrioceras circumplicatile* FOORD vergl. oben, gegenüber *Gastrioceras carbonarium* v. BUCH (= *subcrenatum* v. SCHLOTH.) vergl. im folgenden.

Gastrioceras Listeri MART. ist außerhalb Westfalens bekannt aus dem unteren Produktiven Carbon Belgien-Aachens, den Lower Coal-measures bezw. Gannister-groups Englands, den Middle Coal-measures Nordamerikas und den unteren Steinkohlenschichten Oberschlesien-Mährens.

Gastrioceras carbonarium v. BUCH = subcrenatum SCHLOTH.

vgl. Taf. 16, Fig. 2a—2c u. Taf. 17, Fig. 2a—2g

Gastrioceras carbonarium v. BUCH z. T. 1832, S. 198.
» *subcrenatum* SCHLOTH., BEYRICH 1884, S. 213.
» *Listeri* z. T. HAUG, Études sur les Goniatites, p. 103.
» *carbonarium* v. BUCH, CRICK u. FOORD, Cat., p. 229, fig. 271.
Glyphioceras subcrenatum SCHLOTH., FRECH, Lethaea I, 2, Taf. 46b.
Gastrioceras carbonarium v. BUCH, I. P. SMITH 1903, p. 84, pl. XI.
» *Langenbrahmi* WDKD. mit var. *crassa* WDKD. 1914, p. 17.

Von dieser Art liegt mir Material vor aus den marinen Horizonten über Flöz Sarnsbank II und unter Flöz Mausegatt. Fundpunkte: Zechen Langenbrahm, Herkules, Katharina, Hoffnung und Kalksiepen bei Werden, Nachtigall, Humboldt und Neu-Lahn VIII, und von Silschede und Löttringhausen.

Allgemeiner Habitus: Gehäuse dick scheibenförmig, weit und ziemlich flach genabelt. Innere Windungen wie bei *Gastrioceras Listeri*. Die anfangs gerundete Nabelkante wird im Verlauf des Wachstums kantig und stellt sich senkrecht zur Symmetrieebene. Die äußeren Windungen werden hochmündiger; während bei kleinen Formen die Höhe des Querschnittes etwa $^1/_3$ der Breite beträgt, wird bei Formen von 35 mm Schalendurchmesser das Verhältnis von Höhe zur Breite wie 1 : 1,7. Die inneren Windungen nehmen etwa $^1/_3$ der Windungshöhe des nächstäußeren Umgangs ein.

Maßverhältnisse in mm:

Schalen-durchmesser	Windungsquerschnitt Breite	Höhe	Nabelweite
13,5	8,5	4	5,5
25	15	8	9
29	18	10	11
39	20	13	14
68	39	24	33

Skulptur: Innere Windungen mit derselben Skulptur wie *Gastr. Listeri* Mart. Nabelkante abgerundet und mit zu kurzen scharfen Nabelrippen ausgezogenen Knoten besetzt. Im Verlauf des Wachstums werden diese Knoten meist ganz zurückgebildet, z. T. bleiben niedrige schwache Nabelrippen übrig, oder kleine knötchenartige Verdickungen auf der Nabelkante. Die Anwachsstreifen laufen fast gradlinig über die Flanken und bilden auf der Externseite einen breiten runden Sinus. Auf erwachsenen Exemplaren zeigt sich eine leichte Wellung der Anwachsstreifen auf dem oberen Teil der Flanken bei relativ höhermündigen Formen. Ziemlich starke Einschnürungen sind vorhanden, meist vier auf einem Umgang. Sie folgen dem Verlauf der Anwachsstreifen.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Die Externloben sind schlanktrichterförmig mit etwas geschwungenem Außenschenkel. Der Medianlobus ist ziemlich breit, spitz und seicht. Der Laterallobus ist spitz trichterförmig mit leicht geschwungenen Schenkeln. Der Umschlaglobus liegt subumbonal und ist breit trichterförmig, spitz und flach. Die inneren Lobenelemente sind spitz, Lobus K trichterförmig, der Innenlobus mit etwas geschwungenen Schenkeln.

An Variationscharakteren sind festzustellen: Zurückbleiben kleiner Knötchen auf der Nabelkante und Ausbildung schwacher undeutlicher Nabelrippen auch auf größeren Windungen; leichte Wellung der Anwachsstreifen auf dem oberen Teil der Flanken, besonders bei Formen mit höherem Querschnitt. Das Verhältnis von Querschnittshöhe zur Breite schwankt von 1 : 2 bis 1 : 1,5, auf den Formen mit niedrigerem Querschnitt bleiben in der Regel die Nabelknötchen länger erhalten.

Schon Beyrich hat 1884 hervorgehoben, daß v. Buch in seinem *Gastrioceras carbonarium* die verschiedenen Arten *Glyphioceras sphaericum* Mart. und *Gastrioceras subcrenatum* Schloth. zusammengeworfen hat. Da damit eine eindeutige Definition der ursprünglichen Art *carbonarium* v. Buch sehr in Frage gestellt ist, hat Beyrich vorgeschlagen, statt »*carbonarium* v. Buch« wieder die alte Bezeichnung »*subcrenatum* Schloth.« für die vorliegende Art einzuführen, ein Vorschlag, den ich wieder aufgreifen möchte, sowohl aus Prioritätsgründen, als auch um eine eindeutige Bezeichnung dieser Art herbeizuführen und den Artbegriff »*carbonarium*«, der oft mit *Listeri* verwechselt worden ist, aus der Literatur auszuschalten. Auch Frech hat (Lethaea I, 2, Taf. 46b) den alten Namen *subcrenatum* Schloth. wieder angewandt. Seine Gattungsbezeichnung als »*Glyphioceras*« ist jedoch unrichtig.

Gute eindeutige Abbildungen und Beschreibungen des *Gastr. subcrenatum* Schloth. (*carbonarium* v. Buch) geben vor allem Crick und Foord (Cat. 1897) und I. P. Smith (1903).

WEDEKIND hat 1914 diese Art als *Gastr. Langenbrahmi* mit der Variation *crassa* bestimmt und damit eine neue Art aufgestellt, weist jedoch selber schon auf die Ähnlichkeit mit *Gastr. subcrenatum* SCHLOTH. und mit den von CRICK und FOORD (Cat. 1897, p. 229) als »*carbonarium*« bestimmten Arten hin. Das zahlreichere mir vorliegende Material zeigt jedoch die Identität des *Gastr. Langenbrahmi* WEDEKIND's einschließlich var. *crassa* mit dem »*carbonarium* v. BUCH« bei CRICK und FOORD, I. P. SMITH und FRECH, namentlich ist die Übereinstimmung mit der Abbildung und Beschreibung bei CRICK und FOORD fast vollständig. WEDEKIND's Querschnitte (1914, Textfig. 6a und 6b) sind ungenau gegeben; es ist, wie sich bei Nachprüfung der Originale ergab, der Querschnitt von *Gastr. Langenbrahmi* (6a) im unteren Teil zu schmal abgebildet, der Windungsquerschnitt der Variation *crassa* aber zu breit und relativ zu niedrig, so daß der Unterschied zwischen den beiden Formen längst nicht so groß ist, wie aus WEDEKIND's Abbildungen hervorzugehen scheint. Übergänge zwischen beiden Formen sind vorhanden.

Von *Gastr. circumplicatile* FOORD ist *subcrenatum* SCHLOTH. durch das Fehlen der Spiralskulptur und die Ausbildung der Nabelkante zu unterscheiden; *Gastr. subcrenatum* ist außerdem flacher genabelt; ferner sind die Loben schlanker und spitzer. Die Unterschiede gegenüber *Gastr. Listeri* MART. liegen in dem Fehlen der Spiralskulptur, der scharfen Nabelkante, dem höheren Windungsquerschnitt, der viel geringeren Nabeltiefe, der dick scheibenförmigen wenig geblähten Gehäuseform, der viel stärkeren Umfassung der inneren Windungen durch die nächst äußeren Umgänge und der anderen Ausbildung der Lobenlinie mit schlank trichterförmigen, nicht blattförmig spitz ausgezogenen Loben. Das Vorkommen des *Gastr. subcrenatum* SCHLOTH. ist auf die beiden marinen Horizonte über Flöz Sarnsbank II und unter Mausegatt beschränkt. Diese beiden Horizonte sind deshalb als »Zone des *Gastrioceras subcrenatum* SCHLOTH.« zu bezeichnen.

Außerhalb Westfalens ist *Gastr. subcrenatum* SCHLOTH. aus den Lower Coal-measures Englands, dem unteren Produktiven Carbon Oberschlesien-Mährens und den Middle Coal-measures Nordamerikas bekannt.

Gastrioceras Kahrsi WDKD.

Taf. 17, Fig. 3a u. 3b

WEDEKIND 1914, S. 18, Tafelfig. 9.

Außer von dem 1914 von WEDEKIND angeführten Fundpunkt im Park der Villa Hügel bei Essen liegt mir Material aus der Kruppschen Ziegeleigrube an der Wickenburgstraße bei Essen und von der Zeche Konstantin der Große vor. Die Funde bestätigen die 1914 von WEDEKIND gegebene Diagnose der Gastrioceraten des marinen Horizontes über Flöz Finefrau-Nebenbank.

Allgemeiner Habitus: Gehäuse kugelig und gebläht, weit und tief genabelt. Querschnitt flach, halbmondförmig, ca. $2^1/_2$ mal so breit wie hoch; Außenseite breit gewölbt. Die Nabelkante steht bei den inneren Windungen ungefähr senkrecht zur Symmetrieebene und ist kantig, wird jedoch im Verlauf des Wachstums abgerundet und stellt

sich auf den Alterswindungen etwas schräger. Die inneren Windungen nehmen etwa $^1/_3$ der Windungshöhe des nächst äußeren Umgangs ein.

Skulptur: Nabelkante auf allen Windungen mit starken, spitzen, zu kurzen scharfen Nabelrippen ausgezogenen Knoten besetzt, die durch Bündelung der Anwachsstreifen entstehen. Die Anwachsstreifen laufen auf den inneren Windungen fast linear über die Flanken und bilden auf der Externseite einen flachen breiten prokonvexen Bogen. Dieser verliert sich auf den äußeren Windungen und geht in einen sehr flachen, etwas zugespitzten prokonkaven Sinus über, der sich allmählich etwas vertieft und ausrundet. An den Knoten und kurzen Nabelrippen ist bei gut erhaltenen Exemplaren eine feine Zähnelung erkennbar, die durch zarte Spiralstreifen und dem unteren Teil der Flanken hervorgerufen wird.

Starke tiefe ausgerundete Einschnürungen sind vorhanden, sie folgen dem Verlauf der Anwachsstreifen.

Lobenlinie: Die Lobenlinie ist typisch gastriocerat. Der Lateral-lobus ist spitz und eng, der äußere Schenkel steil und fast gradlinig, der innere Schenkel geschwungen. Die Sättel sind gerundet.

Geringe Variationen konnte ich nur bezüglich der schärferen oder schwächeren Ausbildung der Knoten und Anwachsstreifen und im geraden bis sehr wenig gewellten Verlauf der Anwachsstreifen auf den Flanken feststellen.

Die Unterschiede von *Gastr. Kahrsi* Wdkd. gegenüber den *Gastrioceras*-Arten der tieferen marinen Horizonte der Magerkohlenpartie hat schon Wedekind 1914 hervorgehoben. Sie liegen in dem linear-protrakten Verlauf der Anwachsstreifen auf den inneren Windungen. Der sich auf den Alterswindungen wieder einstellende schwache Sinus auf der Externseite ist auf die Umkehr des Entwicklungsganges zurückzuführen. (Es treten im Alter wieder frühere Charaktere auf.)

Da bei keinem der älteren Gastrioceraten der Magerkohlengruppe auf den inneren Windungen protrakte Anwachsstreifen ohne Externsinus vorhanden sind, ist *Gastr. Kahrsi* Wdkd. in der Tat als Zonenfossil für den marinen Horizont über dem Flöz Finefrau-Nebenbank anzusehen (vergl. Wedekind 1914, Tabelle).

Aus der Berliner Landessammlung liegt mir ein als »*Goniatites Listeri* Mart.« bestimmtes Exemplar aus der Königsgrube in Oberschlesien (Roemer-Horizont) vor, das genau dieselbe Schalenskulptur und denselben Querschnitt zeigt, wie *Gastr. Kahrsi* Wdkd.

Gastrioceras sp.

Neben *Gastr. Kahrsi* Wdkd. ist in dem marinen Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank noch eine Art vorhanden, deren genauere Definition vorläufig nicht möglich ist, da nur plattgedrückte Exemplare bisher zu finden waren.

Die vorläufige Diagnose dieser Art ist folgende: Nabel mäßig weit, Nabelkante gerundet, etwas geneigt zur Symmetrieebene, auf inneren Windungen schwache, zu scharfen Nabelrippen ausgezogene Knoten, die im Alter verschwinden und zu niedrigen Bündelungs-

wülsten der Anwachsstreifen werden. Letztere sind im Jugendstadium auf den Flanken linear, im Alter laufen sie in breitem prokonvexen Bogen über die Flanken und sind auf der Externseite zu einem breiten runden Sinus zurückgebogen.

Unterschiede gegenüber *Gastrioceras Kahrsi* WDKD.: Enger genabelt, keine ausgeprägten Spitzen, starke Knoten auf der Nabelkante, im Alter auf den Flanken prokonvexe Anwachsstreifen.

Die Lobenlinie war nicht zu beobachten.

3. Genus **Anthracoceras**

Anthracoceras arcuatilobatum LDWG.

Taf. 16, Fig. 3a—3c u. Taf. 17, Fig. 4

Anthracoceras discus FRECH, Lethaea I, 2, p. 377, 349, Taf. 46b.
Goniatites arcuatilobatus LDWG. 1863.
» » » , MICHAEL 1913.
» *diadema* GOLDF., DE KON., ROEMER u. A.
Anthracoceras discus FRECH, v. KLEBELSBERG 1912.
Nautilus Vonderbeckei LDWG. z. T.
? *Dimorphoceras Gilbertsoni* PHILL., HIND 1905.

FRECH hat die eng genabelten flach scheibenförmigen, von ROEMER, DE KONINCK und anderen fälschlich als *Goniatites diadema* bestimmten Goniatiten aus Oberschlesien bereits als selbständige Gattung und Art *Anthracoceras discus* abgetrennt. Die mir vorliegenden etwa 20 Exemplare aus den marinen Horizonten über dem Hauptflöz, über den Schieferbankflözen, über Flöz Sarnsbank II, unter Mausegatt und über Flöz Finefrau-Nebenbank zeigen bei Vergleich mit den Originalexemplaren des *Goniatites arcuatilobatus* LDWG. und den Exemplaren des *Anthracoceras discus* FRECH aus Oberschlesien, daß die beiden genannten Arten ident sind. Gehäusetyp, Skulptur und Lobenelemente sind genau dieselben. Der Typ der Gattung *Anthracoceras* ist *Anthrac. arcuatilobatum* LDWG. Die Artbezeichnung *arcuatilobatum* ist aus Prioritätsgründen anzuwenden, außerdem hat schon v. KLEBELSBREG 1912 darauf aufmerksam gemacht, daß der Artname *discus* von FRECH ungünstig gewählt ist (vergl v. KLEBELSBERG 1912, S. 514). Die Diagnose des *Anthracoceras arcuatilobatum* LDWG. ist folgende:

Allgemeiner Habitus: Gehäuse extrem eng genabelt, flach, scheibenförmig, Externseite gerundet. Flanken fast senkrecht und gerade, bei kleinsten Formen etwas gewölbt. Nabelkante glatt und etwas abgerundet.

Skulptur: Vom Nabel steigen feine, sehr dicht gedrängt stehende biarcuate Anwachsstreifen auf, die auf dem unteren Drittel der Flanken prokonvex sind, auf dem zweiten Drittel der Flanken zu einem prokonkaven Sinus zurückbiegen, dann auf dem oberen Flankenteil zu einem stark geschwungenen runden äußeren Lateralvorsprung vorgezogen sind und in einem tiefen schlanken ausgerundeten Externsinus über die Außenseite verlaufen. Bei kleinen Exemplaren ist eine rippenartige Verdickung der Anwachsstreifen, besonders auf den äußeren Lateralvorsprüngen zu beobachten. Eine feine Spiralskulptur ist namentlich in Höhe der äußeren Lateralvorsprünge sichtbar.

Lobenlinie: Formel MELUKI. Die Loben und Sättel sind rund; Mediansattel niedrig, Außensattel hoch, innerer Lateralsattel flach und breit. Innensättel schlanker. Laterallobus nicht sehr tief. Umschlaglobus flach. Kehllobus und Innenlobus schlank und tief. Die Septalflächen stehen sehr eng.

Frech schließt seine Gattung *Anthracoceras* einmal an *Nomismoceras* Hyatt, einmal an *Dimorphoceras* Hyatt an. Beide Namen umfassen aber ganz heterogene Formen. Bei *Dimorphoceras* sind die Loben durch kleine Spezialsättel geteilt, *Nomismoceras* ist immer weit genabelt.

Anthracoceras ist also selbständige Gattung innerhalb der Familie der *Glyphioceratidae* Hyatt anzusehen. Sehr wahrscheinlich ist *Nomismoceras ornatum* Crick und Foord (Cat. 1897, p. 219, fig. 104) hier anzuschließen.

Anthracoceras arcuatilobatum Ldwg. umfaßt, wenigstens z. T., die bisher aus Westfalen als *Thalassoceras atratum* Goldf. und *Nautilus Vonderbeckei* Ldwg. bezeichneten Formen. Der Gattungsname *Thalassoceras* wurde von Frech auf äußerlich dem *Anthracoceras* ähnliche Arten mit zweimal geteiltem Externlobus und geteiltem Laterallobus angewandt. (Unterschied von *Dimorphoceras:* dieser zeigt nur zweimal geteilte Externloben, aber ungeteilten Laterallobus; Typ: *Dimorphoceras Gilbertsoni* Phill.) Zu *Thalassoceras* würden dann gehören die Arten *Looneyi* Phill., *discrepans* Brown und *atratum* Goldf. (nach Frech)[1]).

3. Zusammenfassung der Ergebnisse der paläontologischen Bearbeitung der marinen Horizonte

(vergl. Tabellen 1 und 5)

Aus vorstehenden Ausführungen und anliegender, nach dem Auftreten der Fauna in den einzelnen Horizonten geordneten Tabelle 5 ergibt sich folgendes:

Die marinen Horizonte über den Flözen Besserdich, Hinnebeke und Wasserbank führen nur Linguliden, Lamellibranchiaten, Ostracoden und ganz vereinzelt Gastropoden. Ihnen fehlen die Cephalopoden; facielle Verhältnisse, wahrscheinlich ein schwach brackischer Charakter, dürften die Ursache sein. Im Gegensatz hierzu enthalten die folgenden höheren Horizonte eine cephalopodenreiche typisch marine Fauna. Auffällig ist der Reichtum an Brachiopoden in dem Horizont unter Flöz Mausegatt.

Das Flözleere einschließlich des unteren Teiles der Magerkohlenpartie ist als *Eumorphoceras*-Stufe zu bezeichnen; diese reicht bis zum marinen Horizont über den Schieferbankflözen hinauf und überschneidet damit

[1]) Nach neueren Feststellungen H. Schmidt's-Göttingen ist in dem von mir gesammelten Material auch das echte Genus *Dimorphoceras* enthalten.

die *Gastrioceras*-Stufe, die mit dem marinen Horizont über dem Hauptflöz einsetzt.

Eumorphoceras carinatum ist für die Horizonte über dem Hauptflöz und über den Schieferbankflözen bezeichnend, *Gastrioceras Listeri* tritt in den vier Horizonten vom Hauptflöz bis unter Flöz Mausegatt auf.

Als Zonenfossilien sind anzusehen:

Gastrioceras circumplicatile FOORD für die marinen Horizonte über dem Hauptflöz und über den Schieferbankflözen;

Gastrioceras subcrenatum SCHLOTH. für die beiden Horizonte über Flöz Sarnsbank II und unter Flöz Mausegatt;

Gastrioceras Kahrsi WDKD. für den Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank.

III. Die Altersstellung der westfälischen Magerkohlenpartie

Nach der üblichen Gliederung des Produktiven Carbons auf Grund der Flora gehört die Magerkohlengruppe zur westfälischen Stufe (= Saarbrücker Schichten). FRECH rechnet die untere Hälfte noch zu seiner oberen sudetischen Stufe (Lethaea I, 2, p. 342 u. ff.), v. KLEBELSBERG (N. J. 1912, p. 533, 535) hat auf Grund seiner Faunenuntersuchungen der Ostrauer Schichten die Ansicht ausgesprochen, daß Ostrauer Schichten und Magerkohlengruppe wenigstens annähernd gleichaltrig seien, mithin die Magerkohlengruppe zur sudetischen Stufe gehöre. MICHAEL l. c., p. 136—138) widerspricht dieser Anschauung aus tektonischen und floristischen Gründen und erklärt die Magerkohlenpartie Westfalens für jünger als die Ostrauer Schichten.

Bei den Parallelisierungsversuchen der westfälischen marinen Fauna mit derjenigen der anderen paralischen Obercarbongebiete ist zunächst die Frage zu entscheiden, ob die marinen, vor allem die Goniatiten führenden Horizonte als durchgehende, in den verschiedenen Gebieten annähernd gleichzeitig durch große einheitliche Überflutungen entstandene Leithorizonte zu bewerten sind. Diese Ansicht wurde von v. KLEBELSBERG (l. c., 1912) ausgesprochen; entgegengesetzter Meinung ist vor allem MICHAEL (l. c., 1913). Er scheint nach unserer bisherigen Kenntnis Recht zu haben, wenn er eine zu weitgehende Parallelisierung der marinen Horizonte zurückweist. Er betont die Unmöglichkeit, schon im oberschlesisch-mährischen Steinkohlenbezirk die einzelnen marinen Horizonte des Ostens und Westens genau in Übereinstimmung zu bringen.

Führt man sich die Entstehung der marinen Horizonte durch ruckartige Senkungen vor Augen, so ist nicht anzunehmen, daß diese Senkungen, deren Ausmaße und Zeitlichkeit schon in engeren Bezirken nicht präzise übereinstimmen können, das ganze Gebiet vom

Donetzrevier bis England so gleichzeitig und gleichmäßig betroffen haben, daß die entstehenden marinen Horizonte als Leithorizonte im engeren Sinne dieses Begriffes zu bewerten sind. Es bleibt also vorläufig nur ein Vergleich des Gesamtcharakters der Faunen der einzelnen paralischen Obercarbongebiete möglich.

Ich beginne mit dem Verhältnis der westfälischen Fauna zu der Oberschlesiens:

Hier zeigt sich eine weitgehende Übereinstimmung beim Vergleich anliegender Fossiltafel (s. 392 u. 393) mit der 1903 von Michael herausgegebenen Liste der oberschlesischen Fauna. Strittig bleibt vorläufig nur noch die Frage, ob die als *Thalassoceras atratum* Goldf. (z. T. *Nautilus Vonderbeckei* Ldwg.) bezeichneten Goniatitenarten wirklich auf Westfalen und England beschränkt sind. Vielleicht würde die noch ausstehende spezielle Bearbeitung des marinen Horizontes der Fettkohlenpartie Westfalens weitere Faunenübereinstimmungen mit Oberschlesien aufdecken. Die Sonderstellung der oberschlesischen Fauna gegenüber der westfälischen erscheint mir keineswegs so ausgeprägt zu sein, wie Frech und Michael betonen; tritt doch auch in Westfalen *Anthracoceras arcuatilobatum* Ldwg. auf, der von Frech als besonderes Charakteristikum der oberschlesischen Fauna angesehen wurde (Lethaea I. 2, p. 337).

Die äußerlich sehr ähnlichen, in England als *Dimorphoceras Gilbertsoni* Pphill. beschriebenen Formen aus den Marinbands von Staffordshire sind noch auf die tatsächliche Richtigkeit dieser Bestimmung zu prüfen (vergl. Hind, Quat. Journ. 1905).

Auf Grund der Gesamtheit der Fauna, besonders der gemeinsamen Goniatiten *Gastrioceras Listeri, G. subcrenatum, G. Kahrsi* und *Anthracoceras arcuatilobatum*, wäre also die ganze westfälische Magerkohlengruppe als Äquivalent der Ostrauer Schichten zu betrachten und zur oberen sudetischen Stufe Frech's zu stellen.

Es ergibt sich also hier wieder derselbe Widerspruch zwischen Fauna und Flora, wie er bereits durch v. Klebelsberg 1912 und Michael 1913 aufgedeckt worden ist. Ich lasse die Frage vorläufig offen, ob bei der Parallelisierung der paralischen Obercarbongebiete die Fauna oder die Flora als maßgebend anzusehen ist; ich weise nur darauf hin, daß meine Funde die Ansicht v. Klebelsberg's (l. c., 1912) bestätigen, und daß wir auch bei anderen Formationen eher geneigt sind, bei zeitlichen Vergleichen die Fauna und nicht die Flora zugrunde zu legen.

Ein Vergleich der Magerkohlenpartie mit den westlichen Gebieten ergibt folgendes:

Im Aachener Revier ist nach den marinen Funden das obere »stu« als gleichaltrig mit der Magerkohlengruppe anzusehen, während die höheren als »stm« Schichten mit ihrer dem Catharinenhorizont Westfalens entsprechenden marinen Einschaltung das Äquivalent der westfälischen Fettkohlenpartie einschließlich der obersten Magerkohlengruppe sind. Auch hier scheint sich im übrigen ein ähnlicher Widerspruch in der Altersbestimmung nach Fauna und Flora, wie in Oberschlesien zu ergeben.

In Belgien entsprechen unseren Magerkohlenschichten ungefähr die Assises de Chatelet und vielleicht noch die oberen Assises d'Andenne.

In England, wo die Fauna der Carbonformation durch DAVIDSON, HIND, CRICK, FOORD u. a. eine besonders ausführliche Bearbeitung erfahren hat, ist die Fauna der Lower Coalmeasures bezw. Gannistergroups dieselbe wie die der Magerkohlengruppe Westfalens, so daß die schon erkannte Gleichaltrigkeit dieser beiden Obercarbonablagerungen sich bestätigt.

Da in Nordamerika (vergl. J. P. SMITH 1903) *Gastrioceras Listeri* MART. und »*G. carbonarium* v. BUCH« leitend für die Middle Coalmeasures sind, entsprechen die unteren Steinkohlenschichten Westfalen-Englands den nordamerikanischen Middle Coalmeasures.

Literaturverzeichnis[1])

1. ACHEPOHL, Das niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebirge, Fauna und Flora 1880. Oberhausen und Leipzig.
2. BEYRICH, Erläuterungen zu den Goniatiten L. v. BUCH's. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1884.
3. A. BORN, Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Senck. naturf. Ges., Frankfurt a. M. 1921.
4. BRANCA, Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der fossilen Cephalopoden. Palaeontographica, Bd. 27.
5. L. v. BUCH, Über Goniatiten. L. v. BUCH's gesammelte Schriften, Bd. 4.
6. CRAMER, Fauna von Gonolog. Dies. Jahrb. f. 1910, Bd. XXXI, Teil II, Heft 1.
7. CREMER, Die marinen Schichten der Magerkohlenpartie des rheinisch-westfälischen Carbons. Glückauf 1893.
8. —, Beiträge zur Kenntnis der marinen Fauna des rheinisch-westfälischen Carbons. Glückauf 1893.
9. — und MENZEL, Die Magerkohlenpartie. Sammelw. 1903.
10. DAVIDSON, The Carboniferous brachiopodes. Pal. Soc. London 1858—63 und Suppl. 1880.
11. DONATH-LISSNER, Kohle und Erdöl. Samml. chemischer und chemisch-technischer Vorträge. Stuttgart 1920.
12. EBERT, Über ein neues Vorkommen mariner Versteinerungen in der Steinkohlenformation Oberschlesiens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1889.
13. —, Über einen neuen marinen Horizont in der Steinkohlenformation Oberschlesiens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1891, Bd. XLIII.
14. —, Ergebnisse der neuen Tiefbohrungen in der Steinkohlenformation Oberschlesiens. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 19. 1895.
15. —, Über neue Aufschlüsse im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898.
16. FOORD, Über die *Orthoceras* des carboniferous Limestone von Ireland. Diss. München 1896.
17. —, Monograph. of the carboniferous Cephalopods of Ireland. Pal. Soc. London 1897—1903.
18. — und CRICK, Catalogues of the fossil Cephalopods in the British Museum. Teil I, II, III. 1897.
19. FRECH, Die Steinkohlenformation. Lethaea palaeozoica, 2. Bd., II. Lfg. 1899.
20. —, Über das Hinaufgehen von *Posidonia Becheri* in das Produktive Carbon. Centralbl. 1905.
21. —, Das zweifellose Vorkommen von *Posidonia Becheri* im Obercarbon. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905.
22. GIRTY, The fauna of the caneyshale of Oklohama, U. St. Geol. Survy. Bull. 377. 1909.
23. HAUG, Études sur les Goniatites. Mémoires soc géol. de France, No. 18. 1898.

[1]) Ein ausführliches Literaturverzeichnis der in Betracht kommenden Literatur befindet sich bei v. KLEBELSBERG: »Die marine Fauna der Ostrauer Schichten«. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912.

24. Hind, 1895. *Carbonicola*, *Anthracomya*, *Najadites*. Pal. soc. London 1895.
25. —, A monograph of the british carbonif. Lamellibranch. Pal. soc. London 1896—1905.
26. —, Notes on the Palaeont. of the Marin-bands of the North-Staffordshire Coal-measures. Quat. Journ. 1905, Bd. LXI.
27. Hyatt, Genera of fossil Cephalopods. Proc. Boston, soc. nat. hist. Bd. XXII, 1884.
28. —, Carboniferous Cephalopods. Soc. ann. rep. geol. Survey, Texas 1890/92.
29. Jakowlew, Die Fauna einiger oberpaläozoischer Ablagerungen Rußlands. 1. Die Cephalopoden und Gastropoden. Mémoires com. géol. XV, 3, 1899.
30. —, Die Fauna der oberen Abteilung der paläozoischen Ablagerungen im Donetz-Bassin. 1. Die Lamellibranchiaten. Mém. com. géol. n. s. livr. 4, 1903.
31. v. Klebelsberg, Die marine Fauna der Ostrauer Schichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst, Bd. XLII, 1912.
32. v. Koenen, Über *Posidonia Becheri* im Produktiven Carbon und die Stellung von *Anthracosia*. Centralbl. 1905, Bd. 6.
33. de Koninck, Descriptes des animeaux fossils qui se trouvent dans le terrain carbonifère de Belgique. 1840—42.
34. —, Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Ann. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg. 1878—87.
35. Kukuk, Die Lippemulde. Glückauf 1920.
36. Krusch, Über die neueren Aufschlüsse im östlichen Teil des Ruhrkohlenbeckens. Glückauf 1904, Nr. 27.
37. —, Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten, auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. XXIX, Teil II.
38. Ludwig, Meeresconchylien aus der Produktiven Steinkohlenformation an der Ruhr. Palaeontographica X, S. 863.
39. —, Süßwasserbewohner aus der westfälischen Steinkohlenformation. Palaeontograph. VIII, 1861.
40. Michael, Die Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. Dies. Jahrb. f. 1901, Bd. XXII, Heft 3.
41. —, Über einige neue Fundpunkte von mariner Fauna im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. LIV, 1902.
42. —, Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirkes. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 71, 1913.
43. Phillips, Geology of Yorkshire. London 1836.
44. Prestwich, On the Geology of Coalbrookdale. Transact. Geol. soc. London, II. Ser., part 3. 1890.
45. Ramsay-Traquair, The Ganoidfishes of the british carboniferous formations. Part I. Palaeoniscide. Pal. soc. 1901.
46. H. Schmidt, Über Goniatiten, eine Revision ihrer Systematik mit Beifügung neuer Beobachtungen. Centralbl. 1921, Nr. 17.
47. I. P. Smith, The carboniferous Ammonoids of America. Monogr. U. St. geol. Survey XLII. 1903.
48. Sowerby, Descript. and Fig. of the Marin Mossusca from the Pennystone Ironstone of Coalbrookdale in Prestwich's Memoiren. Trasnav. geol. soc. Ser. II, Bd. 3, 1840.
49. Stille, Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1919.
50. Wedekind, Beiträge zur Kenntnis der obercarbonischen Goniatiten. 1914. Mittlg. a. d. Museum Essen.
51. —, Die Genera der Palaeamonoidea (Goniatiten). Palaeontographica 1918, Bd. LXII, 1916—1919.
52. Bärtling, Müller, Krusch, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte 1 : 25000. Blätter: Hagen, Witten, Dortmund, Hörde, Kamen, Unna, Menden. Geol. Landesanst. Berlin.
53. Wunstorf, Holzapfel, Quaas, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte 1 : 25000. Blätter: Erkelenz, Herzogenrath, Düren, Eschweiler, Stollberg, Limmnich, Geilenkirchen, Waldfeucht, Gangelt. Geol. Landesanst. Berlin.
54. Assmann, Michael, Tornau, Quitzow, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte 1 : 25000. Blätter: Gleiwitz, Kattowitz-Birkental, Schwientochlowitz, Zabrze, Tarnowitz-Brienitz, Beuthen-Laurahütte.
55. Bärtling, Geologisches Wanderbuch durch das rheinisch-westfälische Industriegebiet.

Tabelle 1

Die marinen Horizonte der Magerkohlengruppe (= ≈≈≈)

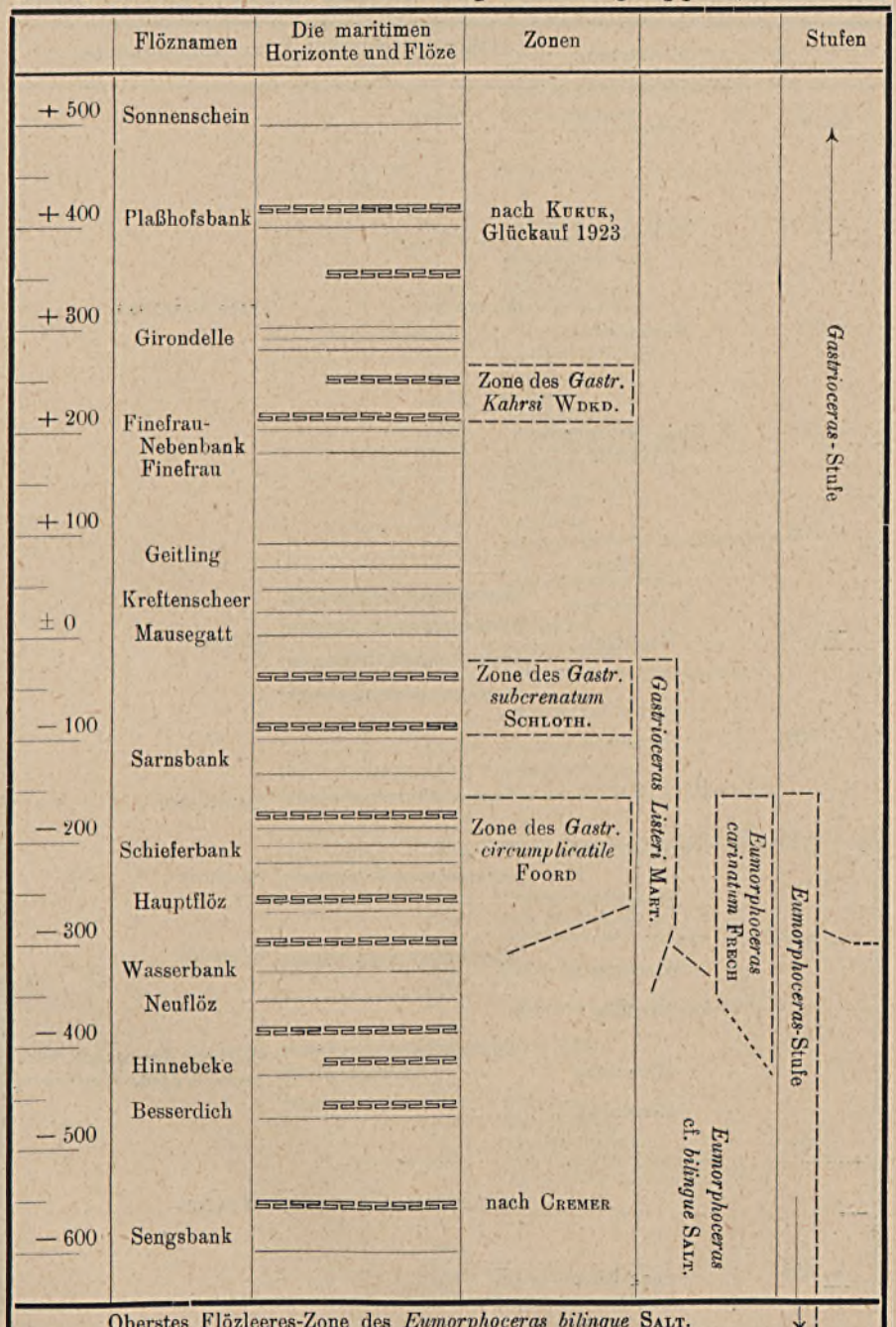


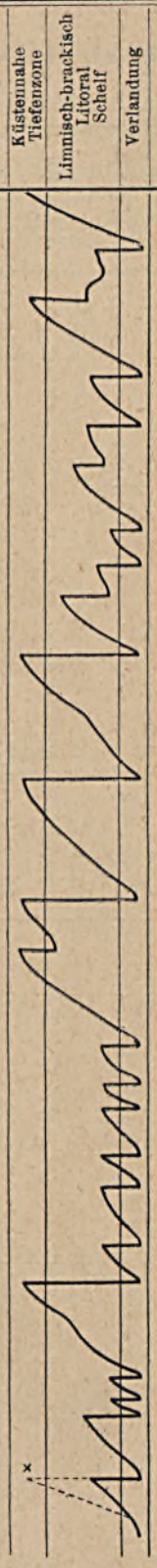
Tabelle 2

Die Anthracosienhorizonte der Magerkohlengruppe (= ▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮)

	Flöznamen	Anthracosienhorizonte und Flöze	Beobachtet bei
+ 500	Sonnenschein		
+ 400	Plaßhofsbank		
+ 300	Girondelle	▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮	Zeche Franziska
+ 200	Finefrau Nebenbank Finefrau		
+ 100			
	Geitling		
	Kreftenscheer	▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮▮

Tabelle 3

Der Sedimentations-Rythmus in der Magerkohlengruppe



Goniatitenschiefer des oberen Flözleeren
Königsborner Konglomerat
Flöz Sengsbank

Mariner Horizont nach Cremer

Sandstein
Flöz Besserdich
Muschelhorizont
Sandstein
Flöz Hinnebeke
Mariner Horizont
Anthrakosienhorizont
Mariner Horizont
Konglomerat
Neuflöz
Konglomerat
Flöz Wasserbank
Anthrakosienschichten
Sandstein
Lingulahorizont
Sandstein
Hauptflöz
Mariner Horizont (Goniatiten!)

Anthrakosienschiefer

Sandstein
Schieferbankflöze
Mariner Horizont (Goniatiten!)

Anthrakosienschiefer

Sandstein
Sarnsbankflöze
Mariner Horizont (Goniatiten!)

Marin. Horizont (Goniatiten u. Brachiopoden!)

Sandstein
Flöz Mausegatt
Sandsteine und sandige Schiefer
{ Kreftenscheerflöze
Sandsteine und sandige Schiefer
{ Geitlingflöze

Konglomerat
Flöz Finefrau
Sandige Schiefer
Flöz Finefrau-Nebenbank
Mariner Horizont (Goniatiten!)

Lingula-Horizont

{ Girondelleflöze
Brackwasserhorizont
Sandige Schiefer und Sandsteine
Flöz Plaßhofsbank
Konglomerat
Flöz Sonnenschein

x) n. Kukuk, Glückauf 1923

Tabelle 4. Die Fauna der Anthracosienhorizonte

Gattung und Art	Unter Flöz Besserdich Wengern	Über Flöz Hinnebecke	Über Flöz Wasserbank	Über den Hauptflöz	Über den Schieferbank-flözen	In SLM Witten	Über Flöz Mausegatt	Löttring-hausen
Anthracomya modiolaris Sow.	.	.	+ +	.	.	.	.	.
Anthracomya Wardi Salt. .	+	+	.	+ +	+	+ +	+	.
Anthracomya pulchra Hind .	.	+	.	+	.	.	.	.
Anthracomya cf. *Williamsoni* Br.	.	.	.	+	.	.	.	.
Anthracomya minima Ldwg.	+	+ +	.	+ +	.	.	+	.
Carbonicola acuta Sow. . .	.	+ +	.	.	.	.	.	.
Carbonicola ovalis Mart. .	.	+	.	.	.	.	.	.
Carbonicola similis Brown .	.	+	+ +	.	.	.	.	.
Carbonicola uncularis Hind	.	.	+	.	.	.	.	.
Carbonicola turgida Brown	.	.	+	.	.	.	.	.
Carbonicola robusta Sow. .	.	+	.	.	.	.	.	.
Carbonicola obtusa Ldwg. .	.	+	.	.	.	.	+	.
Carbonicola aquilina Sow. .	.	+ +	.	.	.	.	+	+ +
Najadites modiolaris Sow. .	.	.	.	.	+ +	.	.	.
Najadites triangularis Sow. .	.	+	.	+	.	.	.	.
Najadites carinata Sow. . .	.	+	.	+	.	.	.	.
Najadites sp.	.	.	.	+	.	.	.	.

Tabelle 5. Die marine Fauna der Magerkohlengruppe

Arten	Über Flöz Besserdich	Über Flöz Hinnebecke	Über Flöz Wasserbank	Über dem Hauptflöz	Über dem Schieferbank-flöz	Über Flöz Sarnsbank II	Unter Flöz Mausegatt	Über Flöz Finefrau-Nebenbank
Poteriocrinus crassus Miller . .	.	+	.	.	.	.	.	.
Actinocrinus Gilbertsoni de Kon.	.	+	.	.	.	.	.	.
Lingula mytiloides Sow. . . .	+	+	+ +	+ +	+ +	+ +	+ +	+ +
Lingula squamiformis Phill. . .	.	+	.	+	+	+	+ +	+
Schizophoria resupinata Mart. .	.	.	.	.	.	.	+ + +	.
Leptaena rhomboidalis var. *analoga* Phill.	.	.	.	.	.	.	+	.
Orthotetes crenistria Phill. . .	.	.	.	.	.	.	+	.
Chonetes Hardrensis Phill. . .	.	.	.	.	.	.	+ +	.
Productus semireticulatus Mart. .	.	.	.	.	.	.	+ +	.
Productus scabriculus Mart. . .	.	.	.	.	.	.	+	.
Productus longispinus Sow. . .	.	.	.	.	.	.	+	.
Limatulina alternata M'Coy . .	.	.	.	.	.	.	+	.
Pterinopecten carbonarius Hind .	.	.	.	.	+	.	.	.
Pterinopecten papyraceus Sow. .	.	+	.	+ + +	+ + +	+ + +	+ +	+ + +
Pterinopecten cf. *eximius* de Kon.	.	.	.	.	.	.	+	.
Aviculopecten aff. *clathratus* M'Coy	.	.	.	.	.	.	+	.
Pseudamusium cf. *fibrillosum* Salt	.	.	.	.	+	.	.	.
Posidomya Becheri Bronn . . .	.	.	.	.	.	+	.	.
Modiola lata Portlock . . .	.	+	.	.	.	.	.	.
Lithodomus carbonarius Hind .	.	+	.	.	.	.	.	.
Posidoniella laevis Brown . . .	.	.	.	+ + +	+ + +	+ + +	+ +	.

(Tabelle 5, Fortsetzung)

Arten	Über Flöz Besserdich	Über Flöz Hinnebecke	Über Flöz Wasserbank	Über dem Hauptflöz	Über dem Schieferbank flöz	Über Flöz Sarnsbank II	Über Flöz Mausegatt	Über Flöz Finefrau-Nebenbank
Posidoniella minor Brown	.	.	.	+ + +	+ +	+	+	+ + +
Posidoniella sulcata Hind	.	.	.	+ + +	+	+	+ +	+ + +
Myalina compressa Hind	.	.	.	.	.	+	.	.
Myalina pernoides Portlock	.	.	.	.	.	.	+	.
Myalina Verneuilli M'Coy	.	.	.	.	.	.	+	.
Nuculana attenuata Flemming	.	+ +	.	.	+ +	.	+ +	.
Nuculana acuta Sow.	.	.	.	.	.	.	+	.
Nucula gibbosa Flemming	+ +	+ +	.	+	+	+	+	.
Nucula oblonga M'Coy	+ +	+ +	.	+	+	+	+	+
Nucula luciniformis Phill.	+ +	+ +	.	.	+	.	+	.
Ctenodonta undulata Phill.	+ +	+ +	.	+	+	.	+	.
Ctenodonta laevirostris Portlock	.	.	.	.	.	.	+	.
Schizodus antiquus Hind	.	.	.	.	.	.	+ +	.
Protoschizodus axiniformis Portl.	.	.	.	.	.	.	+ +	.
Sanguinolites V-scriptus Hind	.	+	.	.	.	.	.	.
Solenomya primaeva Phill.	.	+	.	.	.	.	.	.
Myalina Redesdalensis Hind	.	.	.	.	.	+	.	.
Orthoceras undatum Flemming	.	.	.	+	.	.	.	+ +
Orthoceras cf. *asciculare* Brown	.	.	.	+	+	.	.	.
Orthoceras variabile Foord	.	.	.	+	+	+	.	.
Orthoceras acre Foord	.	.	.	+	+	+	+	.
Orthoceras sp. n.	.	.	.	+	.	.	.	.
Orthoceras sp.	.	.	.	.	.	.	.	+
Cyrthoceras sp. n.	.	.	.	+	.	.	.	.
Coelonautilus subsulcatus Phill.	.	.	.	+	.	.	+ +	.
Coelonautilus quadratus M'Coy	.	.	.	+	.	.	.	.
Ephippioceras clithillarius Sow.	.	.	.	.	+	.	.	.
Cf. *Discitoceras Wrightii* Foord	.	.	.	+	.	.	.	.
Vestinautilus sp.	.	.	.	+	.	.	.	.
Eumorphoceras carinatum Frech	.	.	.	+ + +	+ +	.	.	.
Gastrioceras circumplicatile Foord	.	.	.	+ + +	+ +	.	.	.
Gastrioceras Listeri Mart.	.	.	.	+ +	+ +	+ +	+ +	.
Gastrioceras subcrenatum Schloth	.	.	.	.	.	+ +	+ +	.
Gastrioceras Kahrsi Wdkd.	.	.	.	.	.	.	.	+ +
Gastrioceras sp.	.	.	.	.	.	.	.	+
Anthracoceras arcuatilobatum Ldwg.	.	.	.	+ + +	+ + +	+ + +	+ + +	+ + +
Litorina oblonga Ldwg.	.	.	.	+ +	.	.	.	.
Litorina obscura Ldwg.	.	+	.	.	.	.	.	.
Loxonema acutum de Kon.	.	.	.	+	+	.	.	.
Bellerophon anthracophilus Fr.	.	.	.	.	.	.	+	.
Bellerophon Urei Fl. — f. *Orbigny* Portl.	.	.	.	.	+ +	.	+ + +	.
Bellerophon Moravicus v. Kleb.	.	.	.	.	+	.	+ +	.
Bucania Witryana de Kon.	.	.	.	.	+	.	.	.
Bellerophon sp.	.	+	.	.	.	.	.	.
Pleurotomaria Ostraviensis v. Kleb.	.	.	.	.	.	.	+	.
Pleurotomaria atomaria Phill.	.	.	.	.	+ +	.	.	.
Conularia quadrisulcata Sow.	.	.	.	.	.	.	+	.
Ostracoden	+	+	+	+	+	+	+	+
Elonichthis cf. *multistriatus* Traq.	.	.	.	.	.	+	.	.
Selachii	.	.	.	.	.	.	.	+
Phyllocarida	.	.	.	.	.	.	.	+

Tafel 14

Fig. 1. *Eumorphoceras* cf. *bilingue* Salt.
Mariner Horizont »unter dem Hauptflöz. Zeche Margarethe.«
Fundort: Zeche Margarethe.
Orig. im Museum der Bergschule in Bochum.
Fig. 2a—2g. *Eumorphoceras carinatum* Frech.
2d. mit wulstartigen Verdickungen der Anwachsstreifen an den äußeren Lateralvorsprüngen.
2g. aufgebrochenes Exemplar mit weitgenabelten inneren Windungen und Lobenlinie. Etwa 8 × vergrößert.
Sämtlich aus dem marinen Horizont über dem Hauptflöz.
Fundort: Eisenbahneinschnitt bei Silschede.
Fig. 3a, 3b und 4. *Gastrioceras circumplicatile* Foord.
3a und 3b die Variation der Anwachsstreifen zeigend.
Mariner Horizont über dem Hauptflöz.
Fundort: Eisenbahneinschnitt bei Silschede.

Tafel 15

Fig. 1a—1n. *Eumorphoceras carinatum* Frech.
Mariner Horizont über dem Hauptflöz. Silschede.
1a—1g. Querschnitte zur Erläuterung der Variationsbreite.
1d u. 1e sind die extremsten Endglieder der Variationsbreite.
1h. Entwicklung des Querschnitts und der Nabelweite.
1k u. 1l. Entwicklung des Laterallobus.
(1k = 2 × vergr. vom Schlußumgang, 1l = 3 × vergr. von der dritten Windung.)
1i. Lobenlinie MELUKI.
1m. Innere Lobenelemente I und K.
1n. Laterallobus eines Exemplars von 10 mm Durchmesser, etwa 1,5 × vergr.
Fig. 2a—2g. *Gastrioceras circumplicatile* Foord.
Mariner Horizont über dem Hauptflöz. Silschede. (Eisenbahneinschnitt.)
2a—2d. Querschnitte.
2e—2g. Lobenelemente.

Tafel 16

Fig. 1a—1e. *Gastrioceras Listeri* Mart.
1a. aus dem marinen Horizont über den Sarnsbankflözen Zeche Hoffnung (Kalksiegen) bei Werden.
Orig. im Museum der Bergschule in Bochum.
1b—1e. Aus dem marinen Horizont über dem Hauptflöz. Eisenbahneinschnitt bei Silschede.
1e. Skulptur auf der Externseite von Fig. 1d, etwa 5 × vergr.
Fig. 2a—2c. *Gastrioceras subcrenatum* Schloth.
2a. Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt bei Silschede.
2b. Aus dem marinen Horizont über den Sarnsbankflözen.
Zeche Herkules.
Orig. im Museum zu Essen.
2c. Aus dem marinen Horizont über den Sarnsbankflözen.
Zeche Langenbrahm.
Orig. im Museum zu Essen.
Fig. 3a—3c. *Anthracoceras arcuatilobatum* Ldwg.
Mariner Horizont über dem Hauptflöz bei Silschede.
3a u. 3b. Etwa 4—5 × vergr. Orig. Geol. Landesanstalt Berlin; 3a Orig. Ludwig's.
3c. Etwa 7—8 × vergr.
Fig. 4a u. 4b. *Orthoceras* sp. n.
4b. Skulptur, etwa 8 × vergr.
Mariner Horizont über dem Hauptflöz, Silschede.

Tafel 17

Fig. 1a—1e. *Gastrioceras Listeri* Mart.
1a—1c. Querschnitte.
1b. Querschnitte von Taf. 16, Fig. 1a.
1d. Lobenlinie von Taf. 16, Fig. 1a.
1e. Lobenlinie eines Exemplars aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt. Silschede.
Fig. 2a—2g. *Gastrioceras subcrenatum* Schloth.
Querschnitte, Variationsbreite.
2a. Orig. Wedekind 1914 zu *var. crassa.* Zeche Langenbrahm.
Orig. Museum in Essen.
2b. Orig. Wedekind 1914 zu *Gastr. Langenbrahmi* Wdkd.
Orig. Museum in Essen.
2c. Exemplar von Zeche Herkules b. Essen.
Orig. Museum in Essen.
2a—2d. Aus dem marinen Horizont über Flöz Sarnsbank II.
2f. Aus dem marinen Horizont unter Flöz Mausegatt. Silschede.
2e. Aus dem marinen Horizont über Flöz Sarnsbank II.
Zeche Nachtigall.
Orig. im Museum der Bergschule in Bochum.
2g. Lobenelemente MEL.
Fig. 3a u. 3b. *Gastrioceras Kahrsi* Wdkd.
Mariner Horizont über Flöz Finefrau-Nebenbank.
Zeche Konstantin d. Gr.
3a. Entwicklung der Skulptur auf der Externseite.
3b. Äußere Lobenelemente.
Fig. 4. *Anthracoceras arcuatilobatum* Ldwg.
Lobenlinie zu Fig. 3a, Taf. 16, etwa 8 × vergr. Mariner Horizont über dem Hauptflöz Silschede.

Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalks bei Schraplau (Mansfelder Seekreis)

Von Herrn **E. Picard** in Berlin

Hierzu Tafel 18 und 19

Im Sommer 1913 habe ich den Muschelkalk im Weidatale für die Herausgabe der 2. Auflage des Meßtischblattes Schraplau im Maßstabe 1 : 25000 neu kartiert. Seit dem Erscheinen der 1. Auflage sind die Steinbruchsbetriebe bedeutend erweitert worden, so daß sich die günstige Gelegenheit bot, das Wellenkalkgebirge eingehend zu untersuchen. Die Ergebnisse meiner damaligen Beobachtungen möchte ich kurz mitteilen.

Die Oolithzone (mu_{1OO})

ist in den Steinbrüchen von SCHRADER und GÖTZE in Stedten aufgeschlossen und besteht, entsprechend der typischen Entwicklung in Nord-Thüringen, aus den beiden Schaumkalkbänken α und β, die durch ein Wellenkalkzwischenmittel getrennt sind. In dem ehemaligen Steinbruch von SCHRADER, dem östlichsten Steinbruch an der von Stedten nach Schraplau führenden Straße, ist die Schaumkalkbank α im Hangenden eines 6 m mächtigen Wellenkalkkomplexes aufgeschlossen. Der westlich benachbarte Steinbruch von GÖTZE bietet annähernd das gesamte Profil der Oolithzone.

Steinbruch GÖTZE (hierzu Abb. 1, Taf. 18):

Hangendes:	4—5 m	Wellenkalk
	0,1—0.15 m	Konglomeratbank
	1,4—1,9 »	Wellenkalk
	0,1 »	dichter, grauer, kristalliner Kalk mit Konchylien
	2,0 »	Wellenkalk
Oolithbank β	1,2 m	braungelber Oolith, »Bätze«[1]), Oberbank
	0,4 »	blaugrauer, dichter Kalk
	0,7 »	weißgrauer, dichter Kalk, Unterbank
	4,3 m	Wellenkalk, dick- und dünnbankig, wulstige, blaue Kalke
Oolithbank α		Schaumkalk, »Unterbätze«

[1]) Die Bezeichnung »Bätze«, wohl dasselbe wie anderwärts »Mehlbatzen«, wird in der Schraplauer Gegend von den Steinbrechern auch für ähnliche Gesteine der Schaumkalkzone verwendet.

Ein weiteres Profil der Oolithzone möchte ich von dem westlich angrenzenden Blatt Erdeborn (früher Schraplau) erwähnen, da Speyer den Unteren Wellenkalk nicht gegliedert hat. Der Aufschluß liegt im Siecktale östlich von Alberstedt und ist jetzt außer Betrieb:

	3,3 m	Wellenkalk
	0,15 »	Konglomeratbank mit *Cidaris* und *Encrinus*-Stielgliedern
	3,65 »	Wellenkalk
Oolithbank β	0,65 m	bräunlich gelber Schaumkalk
	1,40 »	weißer, dichter Kalk
	0,20 »	Wellenkalk
	0,50 »	weißer oder grauer dichter Kalk
	4,75 m	Wellenkalk
Oolithbank α	2,3 m	Schaumkalk

K. v. Fritsch bezeichnete in den Erläuterungen die Oolithzone als Schaumkalkhorizont α (Cephalopodenzone), ohne eine bestimmte Gliederung durchzuführen.

Die Bank α ist als typischer, gelblich-weißer Schaumkalk entwickelt und in dickbankigen Schichten abgelagert. Das Zwischenmittel der beiden Oolithbänke bildet Wellenkalk, der aus ganz dünnen, bis zu mehrere Zentimeter starken Lagen von grauem Kalk besteht, die mit sehr unebenen Schichtflächen, durch schwach tonige Bestege getrennt, aufeinander liegen.

Die Bank β besteht aus 2 verschiedenen Bänken. Die Unterbank wird von weißem oder grauem, dichtem Kalk gebildet und kann durch ein dünnes Wellenkalkzwischenmittel nochmals gespalten sein. Die Oberbank besteht aus Schaumkalk oder Oolith. Die im mittleren und westlichen Nordthüringen verfolgten gelben Kalke zwischen α und β wurden hier nicht beobachtet.

Versteinerungen[1]):

**Terebratula Ecki* Frantzen	**Entalis torquata* v. Schloth. sp.
Pecten discites v. Schloth. sp.	**Protorcula punctata* Picard
**Velopecten Albertii* Goldf. sp.	*Nautilus dolomiticus* Quenst.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.	*Beneckeia Buchi* Dkr.
**Gervilleia mytiloides* v. Schloth. sp.	*Ceratites antecedens* Beyr.
**Myophoria vulgaris* v. Schloth. sp.	*Ptychites dux* Giebel sp.
* » *laevigata* v. Alb. sp.	Reste von Fischen und Reptilien (Nothosaurus-Zähne).
» *curvirostris* v. Schloth. sp.	

Außer dem von Giebel beschriebenen Original sind Vertreter der Gattung *Ptychites* in Thüringen nur aus der Schaumkalkzone γ im Saaletale und bei Freyburg a. U. bekannt; v. Fritsch hat den Freyburger *Ptychites* als besondere Art, *P. Beyrichi* v. Fr.[2]) abgetrennt. Leider ist nicht zu ermitteln gewesen, aus welchem Horizont der Schraplauer *Ptychites dux* Giebel stammt.

[1]) Die mit einem * versehenen Fossilien wurden von mir in der Oolithbank β im Siecktale gesammelt.

[2]) Beitr. z. Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias, Abh. d. naturf. Ges. zu Halle, Bd. XXIV, 1906, Tafel V; Führer durch das Mineral. Museum der Univ. Halle-Wittenberg 1901, S 40—41.

Der Untere Wellenkalk im Hangenden der Oolithzone bis zu der Zone der Bänke mit *Terebratula vulgaris*

ist nicht zusammenhängend aufgeschlossen; seine Mächtigkeit dürfte über 20 m betragen. Diesem Schichtenkomplex sind im Saaletale mehrere feste Bänke und Konglomeratbänkchen eingeschaltet. Etwa 2 m über β liegt eine ca. 10 cm starke feste Bank hellgrauen Kalkes, die zuweilen aus Muschelschalen-Resten aufgebaut ist. Die unterste, mir bekannte Konglomeratbank liegt auch hier 3,5—4 m über der Oolithbank β; sie ist zuweilen reich an weißen *Encrinus*-Stielgliedern. Etwa 7 m unter τ wurde in dem Hauke'schen Steinbruch eine 0,05—0,15 m mächtige harte Bank gefunden, die vermutlich identisch ist mit der aus Thüringen wiederholt beschriebenen *Spiriferina fragilis*-Bank.

Die Zone der Bänke mit *Terebratula vulgaris* (mu2 $\tau = \gamma$)

Die Terebratelzone, die den Oberen Wellenkalk einleitet, ist in den älteren, noch jetzt vorhandenen Steinbrüchen, die zu beiden Seiten der Weida zwischen Stedten und Schraplau im Streichen abgebaut wurden, zu beobachten. In neuerer Zeit wird sie unterirdisch in dem großen Steinbruch gegenüber dem Bahnhof Schraplau und in dem früher Hauke gehörigen Steinbruch von den Schraplauer Kalkwerken ausgebeutet. Die Terebratelzone, so genannt nach der für sie charakteristischen Leitversteinerung *Terebratula vulgaris* v. Schloth. sp., besteht aus 2 Hauptbänken mit einem Wellenkalkzwischenmittel von ca. 2,2 m Mächtigkeit. Die obere Terebratelbank, im Volksmund »Dreifußbank« genannt, bildet in verschiedenen Felsenkellern der Zeller- und Marktstraße der Stadt Schraplau die Decke, die untere »die Röte« genannt, ist an der Treppe zwischen Zeller- und Marktstraße zu beobachten. Die beiden Hauptbänke bestehen nur zum Teil aus Schaumkalk, zum Teil aus stark wulstigen Kalken, sogen. »Knatz«-Schichten, die deutlich von dem Wellenkalk zu unterscheiden sind, wie die folgenden Profile zeigen.

Profil im Steinbruch (ehem. Hauke) der Schraplauer Kalkwerke an der Straße von Stedten nach Schraplau (hierzu Abb. 2, Taf. 18):

Hangendes:	Wellenkalk			
τ_2	Wulstkalk	0,3 m	1,1 m	
	Schaumkalk	0,8 »		
	Wellenkalk		2,2 »	
τ_1	Schaumkalk		2,0 »	
	Wellenkalk			

Profil im Steinbruch gegenüber Bahnhof Schraplau:

τ_2	. . . . .	1,05 m
Wellenkalk	. . .	2,20 »
τ_1	. . . . .	2,35 »

Profil im Steinbruch an dem Hohlweg von der Gärtnerei östlich vom Bahnhof Schraplau:

τ_2	nicht vollständig zu beobachten			
	Wellenkalk		1,5 m	
τ_1	wulstiger Kalk	0,8 m	2,75 »	
	Schaumkalk	0,3 »		
	wulstiger Kalk	0,3 »		
	Schaumkalk	1,35 »		

Profil in dem Steinbruch südwestlich von Querfurt:

τ_2	wulstiger Kalk	0,5 m	
	Schaumkalk	0,35 »	1,15 m
	wulstiger Kalk	0,3 »	
	Wellenkalk		1,50 »
τ_1	Schaumkalk		2,95 »

Folgende Versteinerungen sind bisher aus diesem Horizont bekannt geworden (nach K. v. Fritsch):

Terebratula vulgaris v. Schloth. sp.
Spiriferina fragilis v. Schloth. sp.
» *hirsuta* v. Alb.
Encrinus cf. *Brahlii* Overweg
» *dubius* Goldf. sp.
Cidaris grandaeva Goldf.
Lima striata v. Schloth. sp.
Myophoria laevigata v. Alb. sp.
Anoplophora grandis v. Münster sp.
Arca triasina Röm.
Placodus Andriani v. Münster

Der Obere Wellenkalk (mu2)

zwischen der Terebratelzone mu2τ und der Schaumkalkzone mu2χ ist zurzeit vollständig in dem Steinbruch der Schraplauer Kalkwerke am Bahnhof Schraplau aufgeschlossen; seine Gesamtmächtigkeit beträgt 17,2 m; das Profil ist folgendes:

Hangendes: Schaumkalkzone

1,1 m	Wellenkalk
0,20 »	harte Kalkbank
1,00 »	»Knatz«, wulstiger Wellenkalk
1,10 »	Wellenkalk
0,25 »	harte oolithische Bank mit *Myophoria vulgaris*, *Pecten discites*, *Hörnesia socialis*
0,65 »	Wellenkalk
1,60 »	»Knatz«, wulstiger Wellenkalk
10,70 »	Wellenkalk
0,60 »	Wellenkalk, sigmoidal zerklüftet [1])

Terebratelzone.

Die Schaumkalkzone (mu2χ = δ)

ist auf beiden Seiten des Weidatales zwischen Schraplau und Esperstedt aufgeschlossen. Auf dem linken Weidaufer sind folgende Profile zu beobachten:

1. Steinbruch am Bahnhof Schraplau:

Hangendes: »Kesselbank« 1 m

Konglomeratische Glaukonitbank χ_3	0,15 m
»Krippenbänke«	1,75 »
Schaumkalk χ_2	0,10 »
Wellenkalk	3,80 »
Schaumkalk χ_1	1,65 »

2. Steinbruch Rubel in Schraplau (hierzu Abb. 3, Taf. 19):

8.	ca. 5 m	gelbe dickbankige Mergel »Bausteine«	Mittl. Muschelkalk
7.	2.4 »	dünnschiefrige und dünnplattige lichte Mergel, auf den Schichtflächen mit *Myophoria orbicularis*	Schichten mit *Myophoria orbicularis*
6.	0,9 »	dünnplattige dolomitische Mergel, an der oberen Grenze eine 0,05—0,10 m dicke Bank mit Steinkernen der *Myophoria orbicularis*	
5.	1,15—1,35 m	mittelstarke bituminöse Kalkbänke, stark senkrecht zerklüftet (ähnlich der »Brikettschicht« in Thüringen) »Würfelschicht«	

[1]) Vergl. Frantzen, Jahrb. d. Geol. L.-Anst. für 1892, Bd. XIII, 1893, S. 138.

4.	0,12 m	konglomeratische Glaukonitbank mit Wirbeltierresten, Schalenzerreibsel	χ_3
	1,3—1,6 »	blauer Wellenkalk mit einzelnen Lagen, die dicht mit Muscheln angefüllt sind	
3.	0,4—0,6 »	»weiße Bank«, weißer dichter Kalk	χ_2
2.	4,3 »	Wellenkalk (darin eine harte graue Kalkbank 2,7 m über χ_1, eine zweite solche 1,9 m über χ_1)	
1.	1,5—1,8 »	Schaumkalk »Bätze«, mehrere dicke Bänke	χ_1

Auf dem rechten Ufer der Weida sind 2 weitere Profile aufgeschlossen

3. Steinbruch gegenüber der Strohmühle, zwischen Schraplau und Esperstedt:

Hangendes:		graue, dünnplattige Kalke	Wellenkalk
	1,25 m	weißgrauer, dichter Kalk und Schaumkalk, mehrere dicke Bänke	χ_2
	4,2 »	Wellenkalk 2,55 m über χ_1 harte Kalkbank, 1,80 » über χ_1 0,15 m dichter weißer Kalk	
	0,75—1,0 m 0,35—0,60 »	Schaumkalk dichte, hellgelbliche, splittrige Kalkbänke mit Stylolithenbildung	χ_1
		Wellenkalk	

4. Steinbruch (Prinz) der Schraplauer Kalkwerke (hierzu Abb. 4, Taf. 19)

8. Hangendes:	ca. 9,0 m	Plattenkalk (Bausteine)	Mittl. Muschelkalk
7.	1,50 m	»Totenkopf« dolomitischer Kalkstein	Schichten mit *Myophoria orbicularis*
6.	0,75 »	»Bausteine« » »	
5.	1,00 »	»Kesselbank«, » »	
	0,15 m	Glaukonitbank mit Geröllen	χ_3
4.	1,90 »	dolomitische Kalksteine, »Krippenbänke«	
	0,20 »	lichte Mergel	
3.	0,12—0,90 »	Oolith, »gelbe Bank«	χ_2
2.	3,9 »	Wellenkalk 2,15 m über χ_1 harte Kalkbank 1,55 » » χ_1 » » 0,90 » » χ_1 » »	
1.	0,20 » 0,20 » 0,80 » 0,45 »	Schaumkalk Wellenkalk Schaumkalk, ob. Bank Oolith, unt. Bank	χ_1

Versteinerungen in der Schaumkalkzone:

Encrinus Carnalli Beyr. Stielglieder
Lima striata v. Schloth. sp.
Pecten discites »
Prospondylus comtus Giebel sp.
Hörnesia socialis v. Schoth. sp.
Gervilleia mytiloides v. Schloth. sp.
Myophoria vulgaris »
» *elegans* Dkr.
» *laevigata* v. Alb. sp.
Myophoria ovata Goldf. sp.
» *orbicularis* Bronn
Entalis torquata v. Schloth. sp.
Worthenia sp.
Undularia dux Picard
Rhabdoconcha Fritschi Picard
Nautilus dolomiticus Quenst.
Placodus Andriani v. Münster.

Aus den hier mitgeteilten Profilen der Schaumkalkzone mu2χ geht hervor, daß der obere Teil dieser Zone auf ganz kurzer Entfernung petrographisch und auch faunistisch verschieden entwickelt ist.

Die zweite Schaumkalkbank χ_2 wechselt zwischen 0,1 und 1,25 m Mächtigkeit.

Die über der zweiten Schaumkalkbank folgenden Schichten sind nun in zwei verschiedenen Fazies entwickelt:

In den Aufschlüssen bei der Esperstedter Strohmühle und bei Rubel folgt über der zweiten Schaumkalkbank nochmals typischer, fossilführender Wellenkalk, dessen oberen Abschluß eine glaukonitische Konglomeratbank (χ_3) bildet. Hingegen folgen bei Prinz und am Bahnhof über der zweiten Schaumkalkbank mit ähnlicher Mächtigkeit lichte, graue, fossilarme dolmitische Kalksteine, wie wir sie sonst nur im Mittleren Muschelkalk kennen; sie werden im Volksmunde »Krippenbänke« wegen ihrer ehemaligen Verwendung zu Krippen genannt. Daß der Wellenkalk im Hangenden von χ_2 auf dem linken Weidaufer mit den Krippenbänken auf dem rechten Weidaufer zu identifizieren ist, geht ohne weiteres daraus hervor, daß überall im Hangenden die glaukonitische fossilführende Konglomeratbank folgt, die ich als dritte Schaumkalkbank χ_3 bezeichne.

Die eben geschilderte Entwicklung der Grenzschichten zwischen der Schaumkalkzone und dem Mittleren Muschelkalk war aus Mangel an Aufschlüssen weder Herrn v. Fritsch noch den früheren Autoren bekannt. v. Fritsch hat daher die über der zweiten Schaumkalkbank liegenden »Krippenbänke« und »Mauersteine« irrtümlich in den Mittleren Muschelkalk gestellt, während erstere noch zur Schaumkalkzone, letztere zu den Schichten mit *Myoph. orbicularis* gehören. Zu den Schichten mit *Myoph. orbicularis* gehört ebenfalls der bekannte Saurierdolomit von Esperstedt, der lange Zeit hindurch als eines der seltenen Vorkommen von Fossilien im Mittleren Muschelkalk galt. In einer Abhandlung über den Rüdersdorfer Muschelkalk[1]) habe ich den Jenaer Saurierkalk in die Schichten mit *Myoph. orbicularis* gestellt. Es ist erfreulich, daß meine Auffassung, die früher bereits von Frantzen vertreten wurde, durch die neueren Untersuchungen von E. Naumann bestätigt worden ist[2]).

Die Grenze zwischen der Schaumkalkzone und den Schichten mit *Myophoria orbicularis*

Im mittleren und nordwestlichen Deutschland sind bekanntlich drei Schaumkalkbänke am Aufbau der Schaumkalkzone χ beteiligt (vgl. v. Koenen, Über die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland). Dagegen sind im nördlichen Thüringen und in dem hier behandelten Gebiet stets nur zwei Schaumkalkbänke ausgeschieden worden.

Das Vorkommen von typischem Wellenkalk über χ_2 zwingt dazu, diese Schichten noch zur Schaumkalkzone zu stellen und die Konglomeratbank im Hangenden muß als χ_3 bezeichnet werden; sie bildet eine scharfe Grenze gegen die Schichten mit *Myophoria orbicularis*. Die dritte Schaumkalkbank ist bereits früher beobachtet worden. Naumann hat die Vermutung ausgesprochen, daß ein bei Arnstadt beobachtetes kon-

[1]) E. Picard, Mitteilungen über den Muschelkalk bei Rüdersdorf. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1914, Teil II, Heft 2, 1915, S. 366—372.

[2]) Ernst Naumann, Einige Bemerkungen über die Stellung des Jenaer Saurierkalkes im Profil und die Abgrenzung des Mittleren Muschelkalkes in Thüringen. Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1917, Teil I, Heft 2, S. 245—251.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

glomeratisches Bänkchen im Hangenden von χ_2 vielleicht der obersten Schaumkalkbank entspricht[1]); χ_3 liegt hier 3,17 m über χ_2.

Folgendes Profil ist in den Steinbrüchen bei Espenfeld unweit Arnstadt aufgeschlossen:

1,00	m	gelbe dolomitische Kalke	
0,15	»	glaukonitischer, konglomeratischer Kalk	χ_3
2,00	»	dünnbankiger gelber dolomitischer Kalk	
0,85	»	dickbankiger » » »	
0,32	»	Wellenkalk	
		Schaumkalk	χ_2

Ein weiteres Vorkommen der dritten Schaumkalkbank erwähnen Frantzen und v. Koenen vom Kärnersplatz bei Sondershausen[2]); das Profil, das damals nicht vollständig aufgeschlossen war, ist folgendes:

0,3	m	glaukonitischer Kalk	χ_3
1,65	»	dolomitische Mergel, graugelblich	
0,6	»	Oolith	χ_2
0,8	»	dolomitische Mergel, graugelblich	
2,2	»	Wellenkalk	
		Schaumkalk, z. T. konglomeratisch	χ_1

Aus diesen Beobachtungen geht zweifellos hervor, daß die dritte Schaumkalkbank auch im nördlichen und östlichen Thüringen zu verfolgen ist. Da sie jedoch häufig am Plateaurand und in unmittelbarer Nähe der prätertiären Landoberfläche liegt, ist sie oft stark gebleicht und schwer erkennbar und auch aus Mangel an Aufschlüssen wenig zugänglich. Besonders bezeichnend für sie ist die konglomeratische Beschaffenheit und der Glaukonitgehalt; gerade die Geröllchen sind oft von Glaukonit überzogen.

Vergleichen wir die obigen Profile der Schaumkalkzone χ miteinander, so ergibt sich, daß im mittleren und östlichen Thüringen die Schaumkalkbänke und das Wellenkalkzwischenmittel zwischen χ_1 und χ_2 petrographisch überall in gleicher oder wenigstens ähnlicher Weise entwickelt sind. Dagegen sind die Schichten zwischen χ_2 und χ_3 in zwei verschiedenen Facies entwickelt, einmal als typischer Wellenkalk mit Versteinerungen, andererseits als fossilarme dolomitische Mergel, wie wir sie aus dem Mittleren Muschelkalk kennen.

Die Schichten mit *Myophoria orbicularis*

Die über der Schaumkalkbank χ_3 folgenden Schichten sind bereits in den Schaumkalkprofilen zur Darstellung gelangt. Da die Lage im Schichtverbande früher nicht hinreichend bekannt war, haben äquivalente Schichten verschiedene Bezeichnungen erhalten. Die Schichten mit *Myophoria orbicularis* beginnen mit einem Komplex mittelstarker, dolomitischer Mergel, die bei intensiver Verwitterung die besondere vertikale Absonderung zu Würfeln zeigen und bisher fossilleer erscheinen. In dem Prinz'schen Steinbruch werden sie »Kesselbank« und in dem Rubel'schen Steinbruch »Würfelschicht« genannt. Über der »Kesselbank« folgen in dem Prinz'schen Steinbruch dolomitische Mergel, die als »Bausteine« und »Totenkopf« bezeichnet werden, die bisher als fossil-

[1]) Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1908, Bd. XXIX, Teil II, Heft 3, S. 506.
[2]) Jahrb. d. Geol. Landesanstalt f. 1888, S. 443.

leer gelten, einander sehr ähnlich sind und nur durch die Absonderungsformen sich unterscheiden lassen.

Auf dem linken Weidaufer beobachten wir in dem Rubel'schen Steinbruch über der »Würfelschicht« dünnplattige lichte Mergel, die häufig die *Myophoria orbicularis* als Steinkerne und Hohlabdrücke führen und in dieser Entwicklung die Veranlassung zur Benennung dieser Schichtenfolge gegeben haben.

Etwa 0,9 m über der »Würfelschicht« findet sich eine 0,05—0,1 m mächtige feste Bank eines grauen dolomitischen Mergels, die fast ausschließlich aus Steinkernen der *Myophoria orbicularis* besteht.

Über dieser Schichtenfolge beginnt ohne scharfe Grenze der Mittlere Muschelkalk mit hellgelben, dickbankigen dolomitschen Mergeln, die in dem Prinz'schen Steinbruch 9 m, in dem Rubel'schen Steinbruch 5 m mächtig aufgeschlossen sind und petrographisch mit den Schichten mit *Myophoria orbicularis* völlig übereinstimmen oder zum mindesten ihnen sehr ähnlich sind.

In der oben zitierten Abhandlung über den Rüdersdorfer Muschelkalk habe ich erneut angeregt, die Schichten mit *Myophoria orbicularis* zum Mittleren Muschelkalk zu stellen und bin auch für das hier untersuchte Gebiet zu demselben Ergebnis gekommen. Obwohl hier einigermaßen wechselnde Faziesverhältnisse in einem eng begrenzten Gebiet vorliegen, bleibt die Grenzbank χ_3 als scharfe Grenze auf wissenschaftlicher und praktischer Grundlage bestehen und verdient den Vorzug vor der bisherigen Grenze, die im Gelände kaum zu finden und auf die aus Mangel an Aufschlüssen beruhende Unvollständigkeit der Profile älterer Autoren zurückzuführen ist. Die Ausführungen von E. Naumann, der an der alten Grenze festhalten möchte, sind für mich nicht überzeugend.

Der Mittlere Muschelkalk (mm)

wird zurzeit nicht ausgebeutet. Er besteht, wie in Mittelthüringen, aus hellen, dolomitischen Mergeln, die bald dünn-, bald dickbankig sind, und aus Zellendolomiten. Etwa $^1/_2$ m über diesem Horizont liegt bei Esperstedt ein ca. 0,1 m mächtiger fossilführender Kalk, in dem ich folgende Versteinerungen sammelte:

Velopecten Albertii Goldf. sp. (sehr häufig)
Gervilleia costata v. Schloth. sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.
Anoplophora lettica Qu. sp.

Ferner fand ich in einem Horizont, dessen Lage im Profil mir nicht näher bekannt ist, unmittelbar im Dorfe Esperstedt:

Lingula Zenkeri v. Alb.
Myophoria transversa Born.
Fisch-Schuppen und Zähne.

In den oberen Schichten kommen gelbe Kalksteine, die Linsen von Hornstein enthalten, vor, die entsprechend der jetzt in Mittelthüringen üblichen Gliederung in den Mittleren Muschelkalk gestellt werden.

Der Trochitenkalk (mo1)

ist auf die eigentlichen trochitenführenden, festen Kalkbänke beschränkt, die mit wulstigen Kalkbänken wechsellagern; er ist nur in ganz unbedeutenden, verfallenen Steinbrüchen zu beobachten. Im Gelände bildet er eine scharfe Böschung.

Versteinerungen:

Encrinus liliiformis Lam., Stielglieder
Terebratula vulgaris v. Schloth. sp.
Retzia trigonella v. Schloth. sp.
Prospondylus comtus Giebel sp.
Lima striata v. Schloth. sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.

Die Schichten mit *Ceratites nodosus* (mo2)

sind nirgends zusammenhängend aufgeschlossen; es sind graue, dichte Kalkplatten mit splittrigem Bruch, denen graugrüne Tone zwischengelagert sind.

Versteinerungen:

Terebratula vulgaris v. Schloth. sp.
Lima striata v. Schloth. sp.
Pecten discites v. Schloth. sp.
» *laevigatus* v. Schloth. sp.
Hörnesia socialis v. Schloth. sp.
Gervilleia costata v. Schloth. sp.
Myophoria vulgaris v. Schloth. sp.
Fisch-Schuppen und Zähne

Tektonik

Die nähere Umgebung von Schraplau gehört zu der bekannten Querfurter Triasmulde, die im Norden von dem Teutschentaler Sattel, im Westen von dem Hornburger Sattel begrenzt wird und deren Süd- und Ostflügel sich stark verflachen und nicht scharf begrenzt sind. An dem Aufbau der Querfurter Mulde sind die Schichten des Buntsandsteins und Muschelkalks beteiligt. Als jüngste Schichten finden wir die Schichten des Oberen Muschelkalks südlich von Esperstedt. Der Mittlere und Untere Muschelkalk ist im Weidatale größtenteils durch Aufschlüsse zu verfolgen; den Buntsandstein, der meist durch jüngeres Deckgebirge verhüllt ist, kennen wir genauer aus Kali-Tiefbohrungen. Die Muschelkalk-Schichten fallen bei Schraplau im allgemeinen nach Südsüdwesten durchschnittlich unter 5—10° ein, wie besonders schön in den ehemaligen Steinbrüchen zu erkennen ist, die vorwiegend in den Werksteinbänken stets im Streichen abgebaut wurden; ausgenommen ist der halbinselartig vorspringende Teil der Stadt Schraplau in der Flußaue; dort sind die Schichten fast horizontal abgelagert.

Größere Störungen sind in dem untersuchten Gebiet nicht vorhanden; jedoch kommen kleine Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe vor; dazu kommt als charakteristische Eigenschaft eine starke Zerklüftung ohne Schichtenverschiebung.

Zum Schluß möchte ich noch das Ergebnis einiger chemischen Analysen mitteilen, die von Herrn Klüss im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt ausgeführt worden sind.

	SiO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$
Schaumkalkbank χ_1 (Stbr. Prinz)	0,73	87,25	10,33
» χ_2 (» »)	1,96	96,07	1,22
Wellenkalk im Hangenden von χ_2 (Stbr. Rubel)	2,70	93,41	1,72
»Krippenbänke« » » (» Prinz)	7,73	47,87	36,41
»Kesselbank« (Stbr. Prinz)	7,85	47,77	37,82
»Bausteine« (» »)	9,16	46,34	37,12
»Totenkopf« (» »)	10,26	45,53	35,70
Mittlerer Muschelkalk (Stbr. Prinz)	9,17	46,18	35,78

Beiträge zur Kenntnis der Ostracoden und Phyllocariden aus nordischen Diluvialgeschieben

Von Herrn **E. Kummerow** in Brandenburg (Havel)

Hierzu Tafel 20 und 21

Das Material für die vorliegende Arbeit stammt aus der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin und aus der des Verfassers. Herr Prof. Dr. E. GEINITZ in Rostock gewährte die Erlaubnis zur Durchsicht der STEUSLOFF'schen Ostracodensammlung im Geolog.-Mineralog. Institut der dortigen Universität.

Durch Zusendung der neueren amerikanischen Arbeiten über Ostracoden unterstützte mich Herr Prof. Dr. R. BASSLER vom U. S. National Museum in Washington. Herr Prof. Dr. DIENST, Kustos an der Geolog. Landesanstalt und Herr Dr. W. O. DIETRICH vom Geolog. Institut der Universität Berlin machten mir die Schätze ihrer Bibliothek zugänglich. Herr Dr. L. v. Z. MÜHLEN in Berlin half mir, Alter und Heimat einzelner Geschiebe festzustellen.

Allen genannten Herren, sowie auch dem Herrn Präsidenten der Geolog. Landesanstalt spreche ich auch an dieser Stelle für die gewährte Unterstützung meinen ergebensten Dank aus.

Von ganz besonderem Werte war die im Besitz der Geolog. Landesanstalt befindliche Ostracodensammlung AUREL KRAUSE's, die außer den Originalen zu den K.schen Arbeiten über Ostracoden und amerikanischem Vergleichsmaterial noch eine Anzahl herauspräparierter, aber noch unbearbeiteter Formen enthielt.

Aus dem übrigen großen Geschiebematerial der Geolog. Landesanstalt wurden die ostracodenführenden Stücke herausgesucht und die Fossilien daraus, z. T. mit Hilfe des Mikroskops freigelegt. Das Material gestattete nur selten, die Innenseite der Klappen vom Gestein zu befreien, daher geschah deren Untersuchung vorzugsweise mittels Dünnschliffs. Nur Arten, von denen eine ziemlich vollständige Diagnose gegeben werden konnte, sind beschrieben.

Die Ostracoden der nordischen Diluvialgeschiebe sind besonders in den letzten Jahrzehnten des vergangenen Jahrhunderts mehrfach

Gegenstand wissenschaftlicher Forschungen gewesen. Die letzte dieser Arbeiten erschien im Jahre 1900. Seitdem wurde durch Bonnema in Holland und Ulrich und Bassler in Nordamerika die Kenntnis der altpaläozoischen Ostracoden sehr gefördert. Besonders durch die beiden letzten Autoren ist die Systematik dieser Tierklasse in weitgehendstem Maße umgestaltet worden.

Eine besondere Besprechung an dieser Stelle erfordert die Steusloff'sche Arbeit über »Neue Ostracoden aus Diluvialgeschieben von Neubrandenburg« (39), deren Ergebnisse von Bonnema und Ulrich und Bassler übernommen und zu weiteren Schlußfolgerungen verwertet sind.

Eine kritische Durchsicht der Steusloff'schen Ostracodensammlung in Rostock, insbesondere der Originale für die neuen Arten, zeigte, daß St. vielfach auf Grund unzulänglichen Materials und unvollkommener Untersuchungsmethoden eine Anzahl Arten aufgestellt hat, die zum großen Teil zu Vergleichen untauglich sind und nur einen lästigen Ballast inhaltsloser Namen darstellen. Auch ist die bildliche Wiedergabe nicht immer genau und geht in einigen Fällen über das in Wirklichkeit Feststellbare hinaus. Mehrfach scheint die Deutung des Gesehenen durch vorgefaßte Meinungen beeinflußt gewesen zu sein.

Im einzelnen ist folgendes zu bemerken:

1. Aus einem körnigen, schokoladenbraunen cambrischen Stinkkalk mit Resten von *Acrothele* sp. und *Parabolina* sp. wird eine *Bythocypris polita* genannte Form, die einzige Ostracode aus cambrischen Geschieben, beschrieben. Das abgebildete Fossil erwies sich als ein kleines, undeutliches Bruchstück eines wohl jugendlichen Exemplars der in demselben Gesteinsstück auch sonst vorkommenden *Leperditia primordialis* Linnss., die aber, wie weiter unten gezeigt werden soll, keine Ostracode ist, sondern unter dem Namen *Aristozoë primordialis* Linnss. sp. zu den Phyllocariden zu stellen ist. Aus cambrischen Geschieben sind mithin ebensowenig wie aus dem Anstehenden Ostracoden bekannt.

2. *Beyrichia digitata* Kr. var. *separata* Steusl.,
Entomis latisulcata Steusl.,
» *impressa* Steusl. und
» *umbonata* Steusl.

sind, ohne daß dies in der Beschreibung angegeben ist, nach bloßen Abdrücken einzelner Klappen in schwarzem Orthocerenkalk aufgestellt. Ein durchaus unzulässiges Verfahren! Nur in einzelnen Fällen ist es möglich, bereits bekannte Formen mit charakteristischer Schalenskulptur an Abdrücken, am besten der Außenfläche, wiederzuerkennen, so etwa *Steusloffia (Strepula) Linnarssoni* Kr. sp. im Backsteinkalk. Die hier vorliegenden charakterlosen Steinkerne indessen lassen keine sichere Bestimmung zu. Schalenexemplare von *Steusloffia reticulata* Steusl. sp. aus demselben Gesteinsstück gaben sich als solche durch ihre sich scharf von dem dunklen Gestein abhebende lichtbraune Farbe

zu erkennen. Wo diese fehlt, sieht man u. d. M. deutlich, daß nur Steinkerne vorliegen. Die Aufstellung einer var. *separata* zu der Art *Beyrichia digitata* KR., die sich von der Stammform durch die breiteren Furchen der Schalenoberfläche unterscheiden soll, erübrigt sich, da diese Verbreiterung nur den Steinkern betrifft und die Folge der Entfernung der Schale ist. Die drei genannten *Entomis*-Arten sind wahrscheinlich mit anderen auf Grund von Schalenexemplaren aufgestellten Arten identisch. Eine nähere Bestimmung der Steinkerne ist nicht möglich.

3. Auch der Art *Strepula elliptica* STEUSL. liegt ein — noch dazu stark beschädigter — unbestimmbarer Steinkern zugrunde. Wahrscheinlich handelt es sich um eine *Ctenobolbina*-Art. Eine »Leiste«, die ST. veranlaßt hat, den Steinkern für den einer *Strepula*-Art zu halten, erwies sich u. d. M. als eine zufällige anorganische Bildung.

Die Art soll nach ST. aus Kuckersschem Brandschiefer stammen, weil sie mit *Cheirurus (Nieszkowskia) cephaloceros* NIESZK. zusammen vorkam. Doch hat das Gestein, »ein kieselreicher, grünlichgrauer, weißgelb verwitterter Kalk«, keine Ähnlichkeit mit Brandschiefer. Das Vorkommen des erwähnten Trilobiten ist nicht beweisend für die Zugehörigkeit zu dieser Schicht, da er auch in dem als Geschiebe sehr häufigen Echinosphäritenkalk vorkommt.

4. *Leperditia Kiesowi* STEUSL.,
» *praelonga* STEUSL.,
Primitia reticulata STEUSL.,
Entomis oblonga STEUSL.,
Beyrichia antiqua STEUSL. und
» *Krausei* STEUSL.

sind sämtlich aufgestellt nach schlecht erhaltenen, meist verwitterten Urstücken, die kaum eine generische Bestimmung zulassen, keinesfalls aber eine Grundlage zur Aufstellung neuer Arten abgeben können. Die beiden ersten Arten sind sicher keine Leperditien. Die Abbildungen gleichen auch weder den Urstücken, noch gestatten sie den Anschluß an andere bekannte Formen. Der auf Taf. LVIII, Fig. 3 dargestellte Schloßrand von *Leperditia praelonga* ist rein illusorisch. — *Primitia reticulata* ist entweder *P. bursa* KR. oder eine nahestehende Form. — *Entomis oblonga* zeigt hinter der Furche einen Höcker, den ST. in der Beschreibung erwähnt, aber nicht abbildet. Sie ist wahrscheinlich mit *Ctenobolbina oblonga* var. *Kuckersiana* BONN. identisch, die deshalb als *C. Kuckersiana* zu bezeichnen ist. — *Beyrichia antiqua* muß, wie auch BASSLER vorschlägt (46, S. 295 ff.) als eine *Strepula*-Art im alten Sinne angesehen und zur Gattung *Steusloffia* gestellt werden. — *Beyrichia Krausei* ist eine nicht näher bestimmbare *Tetradella*-Art.

5. *Steusloffia (Strepula) lineata* var. *separata* STEUSL. und var. *granulosa* STEUSL. weichen durch bedeutungslose Unterschiede im Verlaufe der Leisten auf der Schalenoberfläche von der Stammform ab. Der Randsaum der var. *granulosa* vertritt keineswegs, wie ST. an-

nimmt, die Stelle der Randleiste der Stammform, sondern ist ein wegen seiner Hinfälligkeit oft fehlender Teil der Schale von *St. lineata* und verwandter Art und sitzt der erwähnten Randleiste auf. Die erhabenen Leistchen des Randsaumes überragen als feine Spitzchen den Randsaum nur deshalb, weil die Füllmasse dazwischen im Verlauf der Fossilisation verloren gegangen ist.

6. *Leperditia Krausei* Steusl. zeigt weder im Urstück noch in der Abbildung die behauptete Ähnlichkeit mit *L. gregaria* Kies. und ist keinesfalls eine *Leperditia*. Die grobe Punktierung läßt an eine *Macronotella*-Art denken.

7. *Primitia angulata* Steusl. wird als eine länglich-viereckige Art beschrieben und abgebildet. Das Urstück ist indes beschädigt und nicht vollständig von dem anhaftendem Gestein befreit. Es ist anzunehmen, daß auch diese Art wie alle verwandten Formen bei genauerer Untersuchung einen abgerundeten Vorder- und Hinterrand zeigen wird.

8. *Primitia excelsa* Steusl. weist im Urstück einen in der Beschreibung erwähnten, jedoch nicht abgebildeten Höcker hinter der Furche auf. Die sehr wünschenswerte nochmalige Bearbeitung dieser, sowie aller hier nicht genannter Formen konnte leider nicht vorgenommen werden.

9. Die Falten auf der Schale von *Primitia rugosa* Steusl. bestehen aus dicht nebeneinander gereihten Punkten, was St. entgangen ist.

Ergebnis: Die Arten *Bythocypris polita*,
Leperditia Kiesowi,
» *praelonga*,
Primitia reticulata,
Entomis oblonga,
» *latisulcata*,
» *impressa*,
» *umbonata*,
Beyrichia antiqua,
» *Krausei* und
Steusloffia (Strepula) elliptica,
sowie die Varietäten » » *lineata* var.
separata und *granulosa*
sind einzuziehen. Alle übrigen Formen bedürfen einer erneuten Bearbeitung. Diese konnte nur bei den beiden wichtigsten Arten *Primitia cuneata* Steusl. und *Isochilina frequens* Steusl. vorgenommen werden, da nur von diesen Material zur Verfügung stand.

A. Krause beschreibt (34, S. 397) ein Exemplar von *Aechmina bovina* J. wegen der dichten feinen Punktierung der Schalenoberfläche als var. *punctata* Kr. Eine mikroskopische Untersuchung des Urstückes ergab, daß die oberste Schalenschicht infolge Verwitterung fehlt und daher die nächstuntere, wie bei vielen Ostracoden retikulierte, Schicht zutage tritt. Der Stachel des Urstückes, sowie andere Ge-

schiebeexemplare dieser Art zeigen die glatte Oberfläche der typischen Form. Die var. *punctata* ist daher einzuziehen.

Wie in diesem Falle ist auch das mehr oder weniger deutliche Hervortreten einer Punktierung und Retikulierung bei manchen anderen Arten, z. B. *Primitia distans* KR. und *P. elongata* KR. nur von dem Erhaltungszustande des Stückes abhängig und ohne systematische Bedeutung.

Vorkommen der Ostracoden

Trotz genauer Durchsuchung der kambrischen und postsilurischen Geschiebe wurden Ostracoden nur im Silur gefunden, und zwar mit überwiegender Individuenzahl im Obersilur, artenreicher im Untersilur. Ausbeute lieferten, abgesehen von oolithischen und dolomitischen Gesteinen, fast alle nicht zu seltenen Geschiebearten. Am zahlreichsten finden sich Ostracoden in stark tonigen Kalken (Mergeln), wie dem bekannten obersilurischen Beyrichienkalk, ohne daß indessen ihre Häufigkeit zu dem Tongehalt in einem bestimmten Verhältnis stände. In vielen tonigen Geschieben, besonders des Untersilurs, fehlen sie ganz. Nur vereinzelt kommen Ostracoden in den tonarmen Kalken des obersten Ordoviciums (Hulterstadkalk, Paläoporellengestein, Algenkalk, Leptänenkalk) vor, ein Hinweis darauf, daß wir es bei dieser Tierklasse vorwiegend mit Grundbewohnern schlammiger Meere zu tun haben, deren z. T. rauhskulpturierte und mit Stacheln besetzte Schalen das Versinken im Schlamm verhindern sollten. In den klareren Meeren des obersten Untersilur fanden sich nur wenige glattschalige und daher wohl besser schwimmende Formen.

Der größte Teil der von A. KRAUSE gefundenen und beschriebenen Ostracoden stammt nach seiner Meinung aus untersilurischen Beyrichienkalken. Diese werden (32, S. 24 f.) charakterisiert als »im allgemeinen rötliche oder graue, dichte, mehlig verwitternde, mergelige Kalkgeschiebe von meist geringer Größe, welche namentlich zahlreiche Ostracodenarten enthalten, nämlich *Primitia bursa* KR., *Strepula Linnarssoni* KR., *Entomis sigma* KR., *Bollia v-scripta* KR., *B. granulosa* KR., *Beyrichia marchica* KR. und *B. erratica* KR.«. Außerdem werden Leperditien und Cypriden, sowie eine Anzahl kennzeichnender Trilobiten und Brachiopoden genannt. Es wird hervorgehoben, daß die als untersil. Beyrichienkalk bezeichneten Geschiebe in erster Linie durch ihre Fauna charakterisiert sind, wohingegen ihre petrographische Beschaffenheit wechsele und daher erst in zweiter Linie berücksichtigt werden solle. KRAUSE's untersil. Beyrichienkalk soll mit dem in Westergötland anstehenden, gewöhnlich dunkelfarbigen gleichnamigen Gestein LINNARSSON's vielleicht identisch sein, da von den zwei Charakterfossilien dieses Horizontes *Primitia strangulata* SALT. wahrscheinlich = *P. bursa* KR. und *Beyrichia costata* LINN. nahe verwandt mit *Strepula Linnarssoni* KR. sein soll.

An anderer Stelle (HUCKE, Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes) werden die untersil. Beyrichienkalke wesentlich anders als »gelbliche bis bräunliche kieselsäurereiche Gesteine« definiert.

Eine eingehende Untersuchung der ostracodenführenden untersilurischen Geschiebe, insbesondere auch der Krause'schen Urstücke, hat gezeigt, daß zur Aufstellung des Typus der untersilurischen Beyrichienkalke im Sinne Krause's kein Grund vorliegt. Alle Geschiebe lassen sich, wie es allgemein Brauch ist und deshalb auch hier geschehen muß, in erster Linie nach petrographischen Merkmalen in eine der bekannten Gesteinsschichten einordnen, ohne daß die Einführung einer ad hoc geschaffenen und in Wirklichkeit rein faunistisch charakterisierten neuen Geschiebeart notwendig wurde. Mit Ausnahme der nicht sehr zahlreichen schiefrigen, dolomitischen und calcitreichen Gesteine bestehen fast alle untersilurischen Geschiebe aus »rötlichem oder grauem, dichtem, mehlig verwitterndem, mergeligem Kalk« bezw. »gelblichem bis bräunlichem kieselsäurereichem Gestein« so vor allem der rote und graue Orthocerenkalk, der Echinosphäriten- und der Macrouruskalk. Geschiebe dieser Art sind daher stets, sobald sie Ostracoden führten, von A. Krause als untersil. Beyrichienkalk bezeichnet worden.

Ebensowenig wie mit der viel zu allgemein gehaltenen petrographischen Charakterisierung ist mit der faunistischen anzufangen. Die oben als bezeichnend aufgeführten Ostracoden finden sich zusammen mit denselben Trilobiten und Brachiopoden im wesentlichen auch im roten Orthoceren- und im Backsteinkalk. In jenem sind, sobald er Ostracoden führt, die Trilobiten meist als Zwergformen entwickelt.

Daß A. Krause Orthocerenkalke u. a. untersilurische Geschiebearten nicht richtig erkannte, erklärt sich zunächst durch den stark verwitterten Zustand fast aller Geschiebe seines Sammelgebietes, der Sande von Müggelheim. Zwar wurde die Präparation der Fossilien durch die Verwitterung erleichtert, der petrographische Charakter der Geschiebe aber stark verwischt. Ferner fehlen in den meist recht kleinen Geschieben der Müggelberge naturgemäß oft die bezeichnenden größeren Versteinerungen wie Cephalopoden, Trilobiten und Brachiopoden, ohne daß deshalb der Gesteinscharakter ein anderer wäre.

Es ist unwahrscheinlich, daß ein wesentlicher Teil unserer Geschiebe aus einem so weit westlich gelegenen Gebiet, wie es die Fundstellen der untersil. Beyrichienkalke Linnarsson's (Westergotland, Dalarne) darstellen, herstammt. In dem umfangreichen Material an Sedimentärgeschieben, das zur Verfügung stand, fand sich kein Stück, für das die Definition Linnarsson's zutrifft. Außerdem ist nach Bonnema (3, S. 78) *Primitia strangulata* Salt., eine der beiden bezeichnendsten Leitfossilien des Linnarsson'schen Beyrichienkalkes, nicht = *P. bursa* Kr., die Krause's untersil. Beyrichienkalk charakterisiert, sondern = *? Bollia minor* Kr. var. *Kuckersiana* Bonn.

Von der Bezeichnung »untersil. Beyrichienkalk« ist daher in vorliegender Arbeit Abstand genommen.

Heimat der ostracodenführenden Geschiebe

Die Heimat der ostracodenführenden Geschiebe ist durch einen

Vergleich ihrer Fauna mit der des Anstehenden in Schweden und im Ostbaltikum nicht festzustellen. Nur wenige und z. T. nicht wohl begründete Ostracodenarten waren aus dem Untersilur dieser Gebiete bekannt geworden, als BONNEMA (3) aus dem Kuckersschen Brandschiefer eine größere Zahl (über 40) meistens neuer Arten beschrieb. Wenngleich die noch ausstehende planmäßige Durchforschung der übrigen Schichten noch manches Neue bringen dürfte, so scheint es doch, daß das Untersilur in Estland wie in Schweden ziemlich arm an Ostracoden ist. Reicher daran ist das Obersilur der Insel Gotland, aus dem R. JONES (19, 20, 22) und KIESOW (28) mehr als 30 Arten beschreiben.

Demgegenüber muß es auffallen, daß die Zahl der in Geschieben unter- und obersilurischen Alters gefundenen Ostracodenarten, die der aus dem Anstehenden stammenden um das Mehrfache übertrifft, ein Verhältnis, das bei keiner andern Abteilung des Tierreichs wiederkehrt. Wohl sind die nordischen Geschiebe besser nach Ostracoden durchforscht als das anstehende Silur, das dem Paläontologen mehr in die Augen fallende Fossilien darbietet, doch scheint der besondere Ostracodenreichtum im Verein mit den übrigen Ergebnissen des Studiums der sedimentären und kristallinen Geschiebe darauf hinzudeuten, daß wir noch mehr, als gewöhnlich angenommen wird, das Ostseebecken mit seinen Inseln und einigen exponierten Stellen seiner nächsten Umgebung als die primäre Lagerstätte unserer erratischen Geschiebe anzusehen haben. MOLENGRAAFF und WATERSCHOOT VAN DER GRACHT geben an (Handb. d. reg. Geologie, 1. Bd., 3. Abt.: Niederlande, S. 83 f.), daß die kristallinen Geschiebe der Niederlande zum überwiegenden Teile, die sedimentären ausnahmslos dem Ostseebett entstammen. Das trifft für die Geschiebe Norddeutschlands wohl nicht in vollem Maße zu. Doch ist es bezeichnend, daß von den Ostracoden des gotländischen Obersilurs der größte Teil auch in Geschieben wiedergefunden ist. Hingegen wurden, da Geschiebe aus Kuckersschem Brandschiefer zu den größten Seltenheiten gehören, nur 8 der von BONNEMA aus diesem Gestein beschriebenen 40 Arten in zwei kleinen Geschieben gefunden.

Orientierung der Schale

Die Orientierung der Ostracodenschalen ist in vorliegender Arbeit nicht wie bei den meisten europäischen Autoren (KRAUSE, KIESOW, STEUSLOFF, BONNEMA), sondern im Sinne ULRICH's und BASSLER's vorgenommen, also ebenso, wie früher schon von REUTER (36, S. 625 bis 627) vorgeschlagen wurde. Das Schalenende, das bisher für das vordere gehalten wurde, wird also als das hintere bezeichnet und umgekehrt. Ausgenommen hiervon sind die Leperditien, bei denen der Sitz des Auges deutlich erkennbar ist und daher einen Zweifel über die Orientierung nicht aufkommen läßt.

Entscheidend für die Stellungnahme in der schwierigen Frage der Schalenorientierung waren — mehr als die Ausführungen REUTER's (36, S. 625—27) und R. JONES' (15, S. 340 ff.) — die von ULRICH und

Bassler (47, S. 283—85) angeführten Tatsachen. Dazu kamen eigene Beobachtungen.

Gründlicher als frühere Autoren haben Ulrich und Bassler versucht, die Charaktere der Schale biologisch zu deuten. Durchschlagend im Sinne der vorgenommenen Orientierung erscheint von den vorgebrachten Gründen besonders derjenige, wonach die Lage der Bruttasche (brood pouch) das Hinterende der Schale bezeichnet. Schon R. Jones äußert eine ähnliche Ansicht, ohne eine entsprechende Orientierung konsequent durchzuführen. Eine Betrachtung der Taf. III, Fig. 2 bei Bonnema (3) oder Taf. XXXI, Fig. 6; Taf. XXXII, Fig. 2, 4, 7 und 9 bei Krause (33) läßt das Unnatürliche der bisher gebräuchlichen Orientierung, d. h. also der Annahme, daß die paläozoischen Ostracoden mit nach vorn gerichteter Bruttasche das Wasser durchschwommen oder den Schlamm des Meeresbodens durchwühlt hätten, deutlich erkennen. Auch Krause scheint dies gefühlt zu haben, wie aus der Orientierung der Schale von *Kyammodes (= Kloedenia) Kiesowi* Kr. sp. hervorgeht. Bei dieser Art sind die Schalen, abgesehen von der Bruttasche der Weibchen, nahezu symmetrisch. Es lag daher kein Grund vor, die Schale wie bei *Beyrichia* u. ä. Formen nach dem Verlaufe der Loben zu orientieren und die gerade hier besonders große Bruttasche an das Vorderende der Schale zu verlegen. Krause bezeichnet daher ganz richtig, aber im Gegensatz zu seinem sonstigen Verfahren, das durch die Bruttasche beschwerte Ende der Schale als das hintere.

Wird die Orientierung mit Rücksicht auf die Lage der Bruttasche vorgenommen, so ergibt sich des weiteren, daß die Haupt-(Mittel-) Furche dem Hinterende genähert liegt und oft nach rückwärts gebogen ist, sowie ferner, daß der bei Primitien usw. häufig vorkommende, neben der Furche gelegene Höcker gleichfalls den hinteren Teil der Schale bezeichnet, und endlich, daß das abgeflachte und niedrigere Ende der Schale als das vordere zu betrachten ist. Auch wenn man der Schwimmfähigkeit der Ostracoden keine große biologische Bedeutung beimißt, wird man nicht gern eine andere Stellung beim Schwimmen annehmen als hier geschehen, es sei denn, man hielte diese Tiere für Rückwärtsschwimmer.

Mit Hülfe der zuletzt angegebenen Merkmale für die Erkennung der beiden Schalenenden läßt sich in den meisten Fällen auch die Orientierung solcher Schalen ausführen, an denen eine Bruttasche nicht beobachtet wird.

Alle Schwierigkeiten hinsichtlich der Orientierung wären behoben, sobald es gelänge, außer bei den Leperditien auch bei anderen Familien die Lage des Auges festzustellen. Es scheint, daß dies an Abdrücken der Klappen von *Steusloffia (Strepula) Linnarssoni* Kr. sp. möglich ist. Außen- und Innenfläche der Klappen sind an Abdrücken in verwittertem Backsteinkalk aufs genaueste zu studieren. Auf dem Steinkern erscheint an der Stelle der von Krause (32, S. 16) angegebenen knotenartigen Erhebung auf der Mitte des vorderen (nach Krause: hinteren) Wulstes eine scharfe Spitze. Diese Spitze tritt

auf dem Steinkern schärfer hervor als der Knoten über ihr auf der Schalenoberfläche und reicht, wie die Abdrücke der inneren Schalenseite zeigen, in die der Innenseite des Knotens entsprechende Aushöhlung der hier stark verdünnten Schale hinein, so daß eine starke Ähnlichkeit mit dem an Steinkernen sichtbaren Augenhöcker der Leperditien zustande kommt. Dieser Knoten, bezw. die Vertiefung an seiner Innenseite mag daher als der Sitz des Auges der Beyrichiaceen angesehen werden (siehe Figur 1). Da das Auge am Vorderende gelegen haben muß, so ist im Einklang mit ULRICH und BASSLER das dem Auge nächste Ende als das vordere anzusehen.

Auch bei *Bollia minor* KR. var. *Kuckersiana* BONN. und var. *robusta* BONN. findet sich an ähnlicher Stelle wie bei *Steusloffia (Strepula) Linnarssoni* KR. sp. ein Knoten auf der Schalenoberfläche, dem eine scharfe Spitze auf dem Steinkern entspricht und der wohl dieselbe Bedeutung hat wie bei dieser Art. Steinkerne von *Primitia bursa* KR. u. a. zeigen dagegen keine hiermit vergleichbare Bildung und gehörten vielleicht, wie manche gleichaltrige schlammbewohnende Trilobiten, blinden Formen an.

Systematik

Der Arbeit liegt die von ULRICH in einem früheren Aufsatz (43) vorbereitete, von ihm und BASSLER in ihren neuesten Werken (46, 47) für die meisten Familien (es fehlt der größte Teil der Superfamilie *Cypridacea* und die ganze Superfamilie *Cytheridacea*) durchgeführte systematische Neuordnung der Ostracoden zugrunde, die eine durch das reiche amerikanische Material ermöglichte Klärung der wichtigsten Fragen gebracht hat. ULRICH und BASSLER haben aus den in ihrem früheren Umfange unmöglich gewordenen Gattungen *Primitia* und *Beyrichia* mehrere neue Familien und Subfamilien, sowie eine Anzahl neuer Gattungen geschaffen, zu deren Charakterisierung nach amerikanischem Brauch ein »Genotyp« meist amerikanischer Herkunft gewählt wurde. Es war daher nicht immer leicht und in einem Falle unmöglich, in diese nunmehr eng begrenzten Gattungen die neuaufgefundenen baltischen Arten einzuordnen. Mehrfach mußten, um die Aufstellung neuer Gattungen zu vermeiden, die auf eine oder wenige amerikanische Arten gegründeten Gattungsdiagnosen ULRICH's und BASSLER's erweitert werden.

Beschreibung der Arten

I. Ostracoda

Familie **Leperditiidae**

1. **Leperditia ordoviciana** n. sp.

Taf. 20, Fig. 1

Maße. Rechte Klappe: Länge 13,5 mm, Höhe 9,5 mm, Dicke 2,5 mm.

Schale groß, im Umriß schiefeiförmig, mit stark geneigter Achse. Hinterer Vorsprung weit größer als der vordere, in der Mitte schwach

stumpfwinkelig. Die größte Höhe liegt ziemlich weit hinten, die stärkste Wölbung vorn, in der Nähe des Muskelflecks, so daß die Klappen nach vorn steiler abfallen als nach hinten. Ein schmaler konkaver Randsaum ist vorn und hinten deutlich erkennbar. Der Ventralrand ist gleichmäßig gebogen, der Umschlag glatt, schmal und gewölbt. An der Stelle des stumpfwinkeligen Vorsprunges ist das hintere Ende des Umschlags wulstig verdickt. Schließmuskelfleck, Augenhöcker und umgebendes Muskelnarbensystem sind wie bei den bekannten obersilurischen Arten entwickelt und deutlich erkennbar. Die vom Hauptmuskelfleck radiär ausstrahlenden Blutgefäße sind schon mit dem bloßen Auge wahrnehmbar und bis an den Rand der Klappe zu verfolgen. Dichte eingestochene Punkte bilden die Skulptur der Schale.

Von dieser Art wurde eine vollständige rechte Klappe nebst mehreren Bruchstücken in ziemlich weichem hellgrauem untersilurischem Kalkstein zusammen mit *Cheirurus exsul* Beyr. bei Voigtsdorf (Meckl.-Strel.) gefunden. Das Geschiebe dürfte seinem Alter nach etwa dem Echinosphäritenkalk entsprechen, zu dessen häufigsten Versteinerungen der genannte Trilobit gehört.

Leperditia ordoviciana n. sp., die den typischen obersilurischen Arten wie *L. Hisingeri* F. Schm. schon recht ähnlich sieht, ist, da sich die cambrische *Leperditia primordialis* Linnss. als eine Phyllocaride und die oben besprochene Steusloff'sche Art gleichfalls als nicht hierher gehörig erwiesen haben, die erste im europäischen Untersilur gefundene *Leperditia*. Das Auftreten der Gattung in Schichten vom Alter des Echinosphäritenkalks hat nichts Auffälliges, da aus dem noch älteren nordamerikanischen Canadian schon mehrere *Leperditia*-Arten bekannt geworden sind.

2. Leperditia phaseolus His. var. nov. praecursor

Taf. 20, Fig. 2

Maße. Linke Klappe: Länge 6,0 mm, Höhe 3,5 mm.

Diese Form des Leptänenkalkes weicht von der obersilurischen *L. phaseolus* His. nur in so geringem Maße ab, daß sie trotz des Altersunterschiedes nicht als eine eigene Art betrachtet, sondern obengenannter Art als Varietät angereiht werden muß.

Die vorliegenden Klappen stammen von noch nicht ganz ausgewachsenen Tieren und zeichnen sich wie bei der Stammform durch ihre geringe relative Höhe und langen Schloßrand aus, dem die Achse der Schale parallel läuft. Die Schale ist mäßig gewölbt und hat ihre größte Höhe in der Mitte, ihre stärkste Wölbung weiter nach vorn. Ein Randsaum ist nicht vorhanden. Hauptmuskelfleck (= zentrales Netzwerk Chmielewski), Augenhöcker und umgebendes Netzwerk sind wohlentwickelt.

Diese Varietät wurde mit *Leptaena sericea* Sow., *Atrypa* sp. und einer Heliolitide in einem Leptänenkalkgeschiebe bei Brandenburg gefunden.

3. Leperditia pustulosa n. sp.

Taf. 20, Fig. 3

Maße. Linke Klappe: Länge 12 mm, Höhe 6 mm, Dicke 2,5 mm.

Schale langgestreckt. Die Höhe beträgt nur etwa die Hälfte der Länge und bleibt daher noch hinter der der *Leperditia phaseolus* His., der niedrigsten unter den bisher bekannten Formen, zurück. Der Schloßrand ist lang und die Schalenachse wenig geneigt. Der vordere Vorsprung der Schale ist etwas kleiner als der hintere. Beide sind gleichmäßig halbkreisförmig gerundet. Die größte Höhe der Schale liegt ein wenig hinter der Mitte, die stärkste Wölbung vorn. Die Schale ist gleichmäßig konvex, ein abgeflachter Randsaum hinten nur schwach angedeutet. Der Ventralbogen ist sehr flach, der Umschlag glatt und eben. Hauptmuskelfleck, Augenhöcker und umgebendes Netzwerk zeigen die übliche Entwicklung. Das auffälligste Kennzeichen ist die aus groben Tuberkeln bestehende Schalenskulptur, die indes am Vorder- und Hinterende, sowie in der Nähe der Muskelflecke fehlt. Auch an jungen Exemplaren sind die Tuberkeln nicht zu bemerken.

Mehrere einzelne Klappen fanden sich mit undeutlichen Stromatoporenresten in einem hellgrauen obersilurischen Kalkgeschiebe von Jeserig bei Brandenburg.

4. Leperditia obesa n. sp.

Taf. 20, Fig. 4

Maße. I. (Linke Klappe): Länge 15 mm, Höhe 10,5 mm, Dicke 5 mm.
II. (Rechte »): » 14 » , » 9,0 » , » 5 » .

Diese Form ist durch die außerordentlich stark gewölbte Schale leicht von allen anderen Arten der Gattung zu unterscheiden. Der hintere Vorsprung der Schale ist bedeutend größer als der vordere, die Achse wenig geneigt. Die Schale besitzt ihre größte Höhe etwa in der Mittellinie, ebendaselbst, dem Ventralrande stark genähert, auch die größte Dicke. Sie fällt demzufolge zum Ventralrande sehr steil, zum Dorsalrande erst allmählich, zuletzt steiler, nach dem Vorder- und Hinterende zu in ziemlich gleichmäßig gekrümmtem Bogen ab. Der Ventralbogen ist bei einer rechten Klappe flach, bei einer rechten merklich stärker gewölbt. Ein durch eine flache Furche abgegrenzter, konvexer, in der Mitte verschmälerter Randsaum ist an der rechten Klappe sichtbar. Ein zentraler Muskelfleck ist äußerlich nicht zu erkennen. Der inmitten einer Vertiefung gelegene Augenhöcker tritt stark hervor. Die Schalenoberfläche ist glatt.

Eine linke Klappe wurde in einem Stromatoporenkalkgeschiebe in Westpreußen, eine rechte im Leperditiengesteine bei Voigtsdorf (Meckl.-Strel.) gefunden.

Familie **Aparchitidae**

5. Aparchites (?) frequens Steusl. sp.

Taf. 20, Fig. 5

1894. *Isochilina frequens* Steusloff 39, S. 784, Taf. LVIII, Fig. 4.

Maße. I. (ganze Schale ohne Saum): Länge 2,41 mm, Höhe 1,68 mm, Dicke 1,29 mm.
II. (linke Klappe mit Saum): » 2,01 » , » 1,28 » , » — » .

Schale gewölbt, eiförmig. Der Dorsalrand ist gerade, erscheint aber in der Seitenansicht konvex, da die Klappen über ihn emporragen und die Lateralfläche oben durch diesen gewölbten Oberrand, nicht durch den Dorsalrand begrenzt wird. Von diesem aus läuft jederseits eine kleine Dorsalfläche schräg zum Oberrande. Die größte Höhe und Dicke der Schale liegen hinten. Beide Enden sind halbkreisförmig gebogen. Der Ventralrand geht ohne Winkel in den Dorsalrand über. In einer kleinen Entfernung läuft parallel zum Ventralrand eine Kante, die am Orte der größten Schalenhöhe verdickt und ein wenig nach außen umgeschlagen ist. Bei männlichen Individuen ist bisweilen ein flacher, bei weiblichen ein konvexer Randsaum erhalten, der um das Vorder- und Hinterende nicht herumreicht. In dem Randsaum eines Weibchens bemerkt man an der der Schale zugekehrten Seite kleine dunkle, zu je zweien nach außen zusammenlaufende Querstrichelchen. Es entsteht der Eindruck, daß es sich um Fächer für nebeneinander gereihte längliche Eier handelt und der Randsaum der Weibchen also auch hier, wie Bonnema (3, S. 27, 28) schon wegen seiner konvexen Form vermutet, als Brutraum betrachtet werden kann. Die Oberfläche der Schale ist glatt oder mit flachen Grübchen versehen, ein Muskelfleck ist bisweilen erkennbar.

Diese in untersilurischen Geschieben verschiedenen Alters nicht seltene Ostracode wurde schon von A. Krause in einem Gesteinsstück aus dem Anstehenden der Borkholmer Schicht gefunden (vgl. 34, Schlußbemerkung S. 398) und für eine vielleicht mit *Leperditia brachynotos* F. Schm. identische *Isochilina*-Art gehalten. Die Gestaltung des Dorsalrandes, wie das Vorhandensein eines Randsaumes schließen indessen die Zugehörigkeit zur Gattung *Isochilina* aus.

Steusloff beschreibt (39, S. 784) ein männliches Exemplar unter dem Namen *Isochilina frequens*. Doch sind seine Angaben wie auch die beigefügte Abbildung ungenau und nicht der Wirklichkeit entsprechend, weshalb hier nicht weiter darauf eingegangen werden soll.

Nur mit einigen Bedenken wird diese Art an die Gattung *Aparchites*, von der bisher keine Art mit einem Randsaum bekannt geworden ist, angeschlossen. Ulrich spricht indessen in seiner Diagnose dieser Gattung (43, S. 643) von einem selten vorkommenden schmalen Saum und bildet im gleichen Werke *A. fimbriatus* Ulr. ab, eine Art, deren Ventralrand eine Reihe von stäbchenförmigen Fortsätzen aufweist. Diese Fortsätze dürfen wohl als Stellvertreter oder wahrscheinlicher als Reste eines Randsaumes aufgefaßt werden (vergl. *Beyrichiopsis fimbriata* J. et K.). Da die ohne erhaltenen Randsaum gefundenen Exemplare gut mit den von Ulrich zur Gattung *Aparchites* gerechneten Formen übereinstimmen, so wird auch die oben beschriebene Art hierhergestellt.

A. frequens kommt am häufigsten in Gesellschaft von *Primitia distans* Kr., *P. elongata* Kr., *Bairdia cuneata* Steusl. sp., sowie mit den weiter unten aufgestellten neuen Arten *Bythocypris strombiformis* und *Cytherellina robusta* vor.

6. Aparchites marchicus n. sp.

Taf. 20, Fig. 6

Maße: Länge 1,51 mm, Höhe 1,13 mm, Dicke 0,75 mm.

Schale gewölbt, eiförmig. Dorsalrand sehr lang, gerade. Dorsalarea fehlend. Ventralrand konvex. Dorsalecken stumpfwinkelig, ohne Verdickung. Die größte Dicke der Schale liegt hinten, die größte Höhe in der Mittellinie, unter dem Mittelpunkte. Beide Klappen sind gleich. Eine Kante am Ventralrande ist nicht entwickelt. Hinter der Mitte ist ein undeutlicher Muskelfleck zu bemerken. Die Schalenoberfläche ist glatt.

A. marchicus fand sich in einem eigenartigen hellen Kalkgeschiebe, das wohl dem oberen Untersilur angehört und im Pritzerber See bei Brandenburg gefunden wurde. Das Stück enthielt *Cheirurus (Cyrtometopus) pseudohemicranium* NIESZK., *Lichas* sp., *Spirifer* cf. *plicatellus* L., *Rhynchonella* sp., *Strophomena* sp., *Syringopora* cf. *bifurcata* LONSD., sowie an Ostracoden außer der eben beschriebenen Form die weiter unten neu aufgestellten Arten *Macronotella lenticularis, Craspedobolbina Dietrichi, Krausella spinata* und *Bythocypris strombiformis.*

7. Aparchites cuneatus n. sp.

Taf. 20, Fig. 7a, b

Maße: Länge 0,88 mm, Höhe 0,55 mm, Dicke 0,48 mm.

Schale in der Seitenansicht subelliptisch, Dorsalrand lang und gerade. Ventralrand schwach konvex, an beiden Enden wenig vorspringend. Dorsalecken fast rechtwinkelig. Die größte Höhe der Schale findet sich in der Mitte, die stärkste Wölbung hinten, in der Nähe des Ventralrandes. Von dort fällt die Schale nach vorn und oben langsam, nach den andern Seiten steil ab. Längs des Ventralrandes zieht sich ein schmaler, sehr fein gekörnelter Saum hin. Ein Muskelfleck und eine dorsale Vertiefung sind nicht erkennbar.

Diese Form wird trotz des an eine *Primitiella* erinnernden Umrisses wegen der fehlenden dorsalen Einsenkung und der Ähnlichkeit des Randsaumes mit dem des *Aparchites granilabiatus* ULR. an die Gattung *Aparchites* angeschlossen.

A. cuneatus fand sich mit der vorigen Art.

8. Aparchites inaequalis n. sp.

Taf. 20, Fig. 8a, b

Maße: Länge 0,97 mm, Höhe 0,71 mm, Dicke 0,55 mm.

Schale eiförmig, gewölbt. Der Dorsalrand ist gerade, wird aber von dem stumpfen Oberrand der Klappen in der Seitenansicht verdeckt und erscheint daher konvex. Die Ecken sind verdickt. Der Ventralrand ist konvex. Die größte Höhe der Schale liegt hinten, ebenda auch, dem Ventralrande genähert, die größte Dicke. Die rechte Klappe ist größer als die linke und greift am Ventralrande über diese hinüber. Ähnlich wie bei *Aparchites ovatus* J. et H. läuft auf der rechten Klappe neben dem Ventralrande eine stumpfe Längs-

rippe. Die Schale ist glatt oder mit zerstreuten eingedrückten Punkten versehen. Wahrscheinlich gehören zu dieser Art auch einzelne Klappen mit kurzen Randstrahlen am Ventralrande.

Diese Form fand sich in einer eigentümlichen hellgrauen Varietät des Beyrichienkalkes von Gräningen bei Rathenow. Das Geschiebe enthielt außerdem an Ostracoden *Primitia ornata* J. et H., *Beyrichia nodulosa* Boll, *B. Kochii* Boll, *B. Maccoyiana* J., *Thlipsura tetragona* Kr., *Cytherellina siliqua* J. und die in dieser Arbeit aufgestellten neuen Arten *Primitia limbata, Placentula auricularis, Bollia tricollina, Beyrichiella bifurcata, Kirkbya minima* und *Octonaria perplexa*.

9. Leperditella vandalica[1]) n. sp.

Taf. 20, Fig. 9

Maße: Länge 2,65 mm, Höhe 1,90 mm, Dicke 1,37 mm.

Schale eiförmig, größte Höhe weit nach hinten verschoben. Der Muskelfleck ist buckelförmig vorgewölbt und stellt den Ort der größten Schalendicke dar. Er liegt hinter der Mittellinie. Von ihm aus fällt die Schale nach hinten in einem stark gewölbten, nach vorn in einem anfangs flachen, am Ende steileren Bogen ab. Der Ventralrand ist gleichmäßig konvex, vorderer und hinterer Vorsprung der Schale sind halbkreisförmig. Dorsal- und Ventralrand laufen unter einem stumpfen Winkel zusammen. Die linke Schale greift, abgesehen vom Schloßrande, allseitig über die rechte. Am Oberrande der rechten Klappe findet sich längs des Dorsalrandes eine diesen überragende und nach hinten stärker werdende Anschwellung, die die Schale unsymmetrisch macht. Der Muskelfleck und seine Umgebung tragen sehr feine Wellenlinien. Eine Einsenkung der Schale in der Mitte der Dorsalhälfte, wie sie sich bei den amerikanischen Arten dieser Gattung findet, ist nicht wahrnehmbar. Die Oberfläche der Schale ist fast glatt und nur mit sehr flachen Grübchen versehen.

Von dieser Art liegt nur ein wohlerhaltenes zweiklappiges Exemplar vor, das mit *Cyrtoceras* sp., *Monticulipora* sp. und Trilobitenresten in einem hellgrauen untersilurischen Kalkgeschiebe bei Voigtsdorf gefunden wurde.

10. Leperditella baltica n. sp.

Taf. 20, Fig. 10

Maße. I: Länge 3,87 mm, Höhe 2,78 mm, Dicke 2,17 mm.
II: » 2,43 » , » 1,85 » , » 1,41 » .

Schale mittelgroß, gleichmäßig und stark gewölbt. Umriß fast elliptisch. Dorsalrand gerade, Ecken stumpfwinkelig. Die größte Höhe der Schale liegt in der Mitte, die größte Dicke etwas dahinter. Beide Klappen sind an Größe wenig verschieden, die linke greift ein kurzes Stück über die rechte. Eine breite, flache Vertiefung ist nur an einzelnen Stücken sichtbar. Bei großen Exemplaren ist u. d. M. ein etwas über dem Mittelpunkt der Klappen gelegener Muskelfleck und ein davon ausstrahlendes sehr feines Gefäßnetz zu bemerken.

[1]) Vandalia = Wendenland, Mecklenburg.

Die Art wurde in einem untersilurischen Kalkgeschiebe von Brandenburg mit *Illaenus (Holotrachelus) punctillosus* TÖRNQ., *Illaenus tauricornis* KUT., *Leptaena sericea* SOW. (große Form), *Orthis* sp., *Bairdia cuneata* STEUSL. sp., *Aparchites (?) frequens* STEUSL. sp. und der in dieser Arbeit neu begründeten *Macronotella elliptica* gefunden. In einem Geschiebe von Butzow fand sie sich von *Macronotella elliptica* n. sp. und der gleichfalls neuen Art *Cytherellina robusta*, in einem dritten von Woldegk von *Isochilina (? Primitia) erratica* KR. begleitet.

Leperditella vandalica und *baltica* sind die ersten europäischen Vertreter dieser Gattung. Sie zeigen wie die amerikanischen Arten eine längliche oder eiförmige Schale mit übergreifender linker Klappe, *L. baltica* auch mehr oder weniger deutlich die dorsale Vertiefung der Schale. Demgegenüber erscheint es ohne systematische Bedeutung, wenn der doch immer vorhandene Muskelfleck im Gegensatz zu den amerikanischen Arten gelegentlich deutlich sichtbar wird.

Superfamilie **Beyrichiacea**

Familie **Primitiidae**

11. **Primitiella glauconitica** n. sp.

Taf. 20, Fig. 11

Maße. Linke Klappe: Länge 1,57 mm, Höhe 0,96 mm, Dicke (1 Kl.) 0,32 mm.

Schale gewölbt, langgestreckt. Dorsalrand gerade. Vorder- und Hinterende abgerundet, ohne Dorsalwinkel. Die größte Höhe liegt hinten, die größte Mitte im Mittelpunkt der Schale. Hier liegt auch auf einer flachen buckelförmigen Erhebung der undeutlich abgegrenzte Muskelfleck. Der Hinterrand der Schale ist etwas abgeflacht. Die Schalenoberfläche ist mit Ausnahme des Muskelflecks dicht mit feinen eingedrückten Punkten besetzt.

P. glauconitica ist eine der wenigen schon im Glaukonitkalk auftretenden Ostracoden. Sie fand sich nebst einer kleinen *Strophomena*-Art in einem Geschiebe von Voigtsdorf.

12. **Primitiella procera** n. sp.

Taf. 20, Fig. 12a, b, c

Maße. I: Länge 1,98 mm, Höhe 1,05 mm, Dicke 0,87 mm.
II: » 1,49 » , » 0,85 » , » 0,75 » .

Schale in der Seitenansicht länglich bohnenförmig, bei älteren Exemplaren etwa doppelt so lang wie hoch. Dorsalrand lang und gerade, Ventralrand flach konvex. Vorder- und Hinterende sind, seitlich gesehen, fast gleich und bilden einen flachen Bogen. Die Dorsalecken sind stumpfwinkelig. Die größte Höhe der Schale liegt in der Mitte. Vom Dorsalrand an nimmt die Schale nach unten hin allmählich an Dicke zu, bis sie, am Vorder- und Hinterende eine scharf vorspringende Kante, in der Mitte einen stumpfen Winkel bildend, in die Ventralfläche übergeht. Der Querdurschnitt der Schale ist fast dreieckig, und die größte Dicke liegt weit nach unten an der Umbiegungsstelle. Die Ventralfläche ist in der Mitte am breitesten und

bildet am Hinterrande mit der schwach gewölbten Lateralfläche einen rechten Winkel, vorn ist sie mehr abgeschrägt. Die Schale erscheint daher in der Ventralansicht am Vorderrande zugespitzt, am Hinterrande abgestutzt.

An angewitterten Stücken zeigt sich eine charakteristische grobe Punktierung der Lateralfläche. Ein Streifen längs des Dorsalrandes, sowie der subzentrale Muskelfleck sind frei von Punkten.

Diese sehr charakteristische *Primitiella* wurde nebst der folgenden neuen Art in einem aus Ostpreußen stammendem Geschiebe von rotem Orthocerenkalk gefunden. Hierin ließen sich fast alle für A. Krause's untersilurischen Beyrichienkalk bezeichnenden Versteinerungen nachweisen, so daß das Stück ohne Zweifel von Krause zu dieser Geschiebeart gerechnet worden wäre. An Ostracoden kamen vor *Primitia bursa* Kr., *Ctenobolbina (Entomis) sigma* Kr. sp., *Beyrichia (Bollia) v-scripta* Kr., *Steusloffia (Strepula) Linnarssoni* Kr. sp., *Tetradella (Beyrichia) marchica* Kr. sp., *T. (B.) erratica* Kr. sp., *T.? (B.) digitata* Kr. sp. und nicht näher bestimmbare Cypriden. An Trilobitenresten fanden sich *Agnostus glabratus* Ang., *Remopleurides sexlineatus* Ang. (Glabella und Pygidium, letzteres = *Lichas quadrispinus* Ang.). sowie Zwergformen von *Lichas* sp., *Illaenus* sp. und mehreren *Cheirurus*-Arten.

13. Primitiella cornuta n. sp.

Taf. 20, Fig. 13

Maße. I: Länge 1,31 mm, Höhe 0,77 mm, Dicke 0,70 mm.
II: » 1,06 » , » 0,67 » , » 0,64 » .

Schale relativ kürzer und stärker gewölbt als bei der vorigen Art. Ventralrand stärker konvex, Dorsalrand lang und gerade. Dorsalwinkel deutlich. Seitlich gesehen bilden beide Schalenenden einen flachen Bogen. Die größte Höhe der Schale liegt ein wenig hinter der Mitte, die größte Dicke ebenda, dem Ventralrande genähert. Die Seitenflächen biegen, ohne eine scharfe Kante zu bilden, zum Ventralrand um. Parallel zur Berührungslinie beider Klappen läuft, am besten an der linken Klappe erkennbar, wie bei *Isochilina canaliculata* Kr. eine Rinne, die am Hinterende verschwindet. In der Ventralansicht erscheint die Schale an beiden Enden abgestutzt. Eine Anschwellung am hinteren Ende jeder Klappe vertritt den Stachel der nahestehenden amerikanischen *P. unicornis* Ulr. Auch verwitterte Exemplare zeigen keine Punktierung der Oberfläche. Ein Muskelfleck, sowie eine Vertiefung in der Mitte der Dorsalhälfte sind nicht wahrnehmbar.

Die Art fand sich mit *Primitiella procera* n. sp.

14. Primitiella umbilicata n. sp.

Taf. 20, Fig. 14

Maße: Länge 1,63 mm, Höhe 1,09 mm.

Schale elliptisch, gewölbt. Dorsalrand lang und gerade, Ecken stumpfwinkelig. Vorder- und Hinterende gleich. Ventralrand konvex. Beide Klappen ragen ein wenig über den Dorsalrand vor und fallen

dann, eine kleine Dorsalfläche bildend, schräg zu ihm ab. Die größte Höhe der Schale liegt in der Mitte. Den Ventralrand umzieht ein mäßig breiter konkaver Randsaum. Eine flache Furche setzt hinter der Mitte des Dorsalrandes ein und grenzt durch Teilung, ähnlich wie die von A. KRAUSE beschriebene Geschiebeform der *P. mundula (?)* JONES, einen subzentralen rundlichen Muskelfleck ab. Die Schalenoberfläche ist glatt.

Wenige einzelne Klappen dieser Art fanden sich in einem untersilurischen Geschiebe vom Spitzen Berg bei Krielow (Mark), das außerdem noch *Streptelasma* sp., *Leptaena sericea* SOW., *Aparchites (?) frequens* STEUSL. sp., *Primitia distans* KR., *P. elongata* KR., *Cytherellina* sp. und die weiter unten neu aufgestellten Arten *Macronotella lenticularis* und *Bythocypris strombiformis* enthielt.

15. Primitia parva n. sp.

Taf. 20, Fig. 15a, b

Maße: Länge 0,88 mm, Höhe 0,53 mm, Dicke 0,29 mm.

Schale länglich elliptisch, gewölbt. Dorsalrand lang und gerade, Ecken scharf. Der vordere Vorsprung der Schale ist ein wenig kleiner als der hintere. Die größte Höhe der Schale liegt in der Mitte, die größte Dicke ebendort, dem Ventralrande genähert. Am Vorderende der Schale zeigt sich eine schmale Abflachung. Den Rand jeder Klappe begleitet eine schmale Kante, die an den beiden Enden mit ihm zusammenläuft. Eine S-förmig gebogene Furche setzt hinter der Mitte des Dorsalrandes ziemlich breit und flach ein, vertieft sich in der Mitte und läuft aus, ohne den Ventralrand zu erreichen. Die Oberfläche der Schale ist glatt.

Nur eine zweiklappige Schale wurde mit *Kloedenia globosa* KR. u. a. Versteinerungen in einem märkischen Geschiebe aus Leptänenkalk gefunden.

16. Primitia Bassleri n. sp.

Taf. 20, Fig. 16, 17

Maße. I. (Ganze Schale): Länge 1,26 mm, Höhe 0,81 mm, Dicke 0,65 mm.
II. (Rechte Klappe): » 1,53 » , » 0,80 » , » — » .

Schale elliptisch bis langgestreckt. Dorsalrand gerade, am Vorderrande mit dem Ventralrand einen deutlichen Winkel bildend, hintere Ecke abgerundet. Das Vorderende der Schale bildet einen flacheren Bogen als das hintere. Die größte Höhe findet sich in der Mitte, die größte Dicke weiter nach vorn, etwas unterhalb der Mittellinie. Das Vorderende der Schale und ein Streifen am Dorsalrande sind ein wenig abgeflacht. Parallel zum Ventralrand und an beiden Enden mit ihm verschmelzend verläuft eine schmale Kante, zwischen ihr und dem Ventralrande eine konkave Rinne. An einer einzelnen Klappe ist am Hinterende ein Stückchen eines schmalen, am Grunde gefalteten Saumes erhalten, der unmittelbar an der Berührungslinie beider Klappen sitzt und daher nicht mit dem in einer kleinen Entfernung vom Rande ansetzenden breiten Saume der Subfamilie *Eurychilininae*, sondern mit den Randstrahlen der *Primitia bursa* KR. usw.

gleichzustellen ist. Eine tiefe Furche beginnt in der Mitte des Dorsalrandes oder ein wenig dahinter und zieht erst nach vorn, dann in stumpfem Winkel nach hinten bis über die Mitte der Schale hinaus. Hinter der Furche liegt ein mit der Spitze nach vorn gerichteter Höcker. Die Schalenoberfläche ist glatt.

Diese Form wurde in einem Geschiebe von hellgelblichem weichem *Encrinurus-Kalk* bei Rattey (Meckl.-Strel.) gefunden. An weiteren Fossilien enthielt das Stück *Encrinurus punctatus* Wahlb., *Proëtus concinnus* Dalm., *Phaëthonides rugulosus* Ldstr., *Phacops elegans* S. et B., *Rhynchonella exigua* Ldstr., *Orthis* sp., *Strophomena* sp., *Tentaculites* sp., *Beyrichia Kloedeni* var. *bicuspis* Kies. und die weiter unten beschriebenen neuen Arten *Apatobolbina platygaster* und *Krausella spinata*.

17. Primitia parallela n. sp.

Taf. 20, Fig. 18

Maße. Linke Klappe: Länge 0,72 mm, Höhe 0,35 mm, Dicke (1 Klappe) 0,13 mm.

Schale gewölbt, sehr langgestreckt, etwa doppelt so lang wie hoch. Dorsalrand gerade. Vorsprünge an beiden Schalenenden halbkreisförmig. Der Ventralrand läuft dem Dorsalrand parallel. Beide bilden an den Ecken stumpfe Winkel. Die stärkste Wölbung der Schale liegt in der Mitte. Eine hinter der Mitte des Dorsalrandes einsetzende nach hinten gebogene flache Furche führt zu einer kreisrunden, stärker vertieften Grube. Hinter der Furche liegt ein kleiner Höcker, hinter diesem am Dorsalrande noch zwei flache Einsenkungen. Die Oberfläche der Schale ist sehr fein retikuliert.

Eine linke Klappe dieser Art, die aus einem obersilurischen Geschiebe von Müggelheim stammt, fand sich in der Sammlung A. Krause des Geolog. Landesmuseums.

18. Primitia limbata n. sp.

Taf. 20, Fig. 19

Maße. Rechte Klappe: Länge 1,12 mm, Höhe 0,69 mm.

Schale gewölbt, elliptisch. Dorsalrand gerade. Die größte Schalenhöhe findet sich in der Mitte, die größte Dicke ebendort, etwas näher zum Ventralrande. Bei den Schalen einiger (weiblicher?) Exemplare ist am Vorderrande ein Teil einer abgeflachten Fortsetzung der Schale, deren ursprüngliche Ausdehnung nicht festzustellen war, erhalten. In der Mitte des Dorsalrandes findet sich eine kurze flache schwach nach hinten gebogene Furche, dahinter ein niedriger Höcker.

Vorkommen mit Nr. 8.

19. Laccoprimitia borussica n. sp.

Taf. 20, Fig, 20a, b

Maße. I: Länge 1,01 mm, Höhe 0,75 mm, Dicke 0,51 mm.
II: » 0,99 » , » 0,74 » , » 0,61 » .

Schale kurzelliptisch, flach gewölbt. Der Dorsalrand ist gerade, ist jedoch in der Seitenansicht nicht sichtbar, da er von der Seiten-

fläche überragt wird. Zwischen dem Oberrand der Klappen und dem Dorsalrand liegt eine kleine schräge Dorsalfläche. Die beiden Ecken sind abgerundet und überragen den Schloßrand. Der vordere Teil der Schale ist etwas niedriger und beträchtlich dünner als der hintere. Eine schmale Kante beginnt am Vorderende der Schale und zieht dicht am Ventralrande bis zu dessen Mitte. Von hier ab verstärkt sie sich und wendet sich in einem stumpfen Winkel seitwärts, so daß zwischen Kante und Ventralrand eine am Hinterende verbreiterte Rinne verläuft. Etwas dorsalwärts vom Mittelpunkt der Schale liegt eine kleine kreisrunde Vertiefung, das Hauptkennzeichen der Gattung. Die Oberfläche ist mit wenigen, relativ großen Vertiefungen versehen. Parallel zu den Rändern laufen sehr feine anastomosierende Linien, auch die Ventralrinne ist fein gestreift.

Wie bei der nahe verwandten *L. centralis* ULR. aus den nordamerikanischen *Utica slates* ist auch bei dieser Art eine schmalere und eine gedrungenere Form zu unterscheiden, die beide in demselben Geschiebe vorkommen. Vielleicht ist an Geschlechtsdimorphismus zu denken.

Wegen der trefflichen Übereinstimmung mit *L. centralis* ULR. ist die neue Form zu derselben Gattung gestellt. Wahrscheinlich gehört dahin auch die britische *Primitia humilis* J. et H., die sich von unserer Art durch die längere, an beiden Enden abgerundete Schale und den mehr dorsalwärts gelegenen, tieferen Sulcus unterscheidet.

L. borussica n. sp. wurde bei Sensburg (Ostpreußen) in einem Geschiebe von Leperditienkalk gefunden. Das Stück enthielt außerdem an Ostracoden *Beyrichia Kloedeni* var. *bicuspis* KIES., *Primitia trigonalis* J. et H., *Bythocypris Philippsiana* J. et H., *Cytherellina siliqua* J. und die neuen Arten *Bairdia elongata*, *Macronotella lenticularis* und *Cytherella minima*, dazu *Proëtus concinnus* DALM., *Rhynchonella nucula* SOW. u. a. Brachiopoden- und Muschelreste.

20. Euprimitia compta n. sp.

Taf. 20, Fig. 21a, b

Maße: Länge 1,03 mm, Höhe 0,80 mm, Dicke 0,70 mm.

Schale kurzelliptisch, am Vorderende durch einen Halbkreis, am Hinterende durch einen flacheren Bogen begrenzt. Lateralflächen schwach gewölbt, steil zum Ventralrande abfallend. Der Dorsalrand ist gerade, wird aber von der ein wenig über ihn emporragenden Oberkante der Klappen verdeckt. Beide Dorsalecken sind abgerundet. Die größte Höhe der Schale liegt in der Mitte, die größte Dicke im hinteren Teil der Schale, etwa in der Mittellinie. Um den Ventralrand jeder Klappe läuft eine Rinne, die sich am Hinterende verbreitert und von einer feinen, hinten verstärkten Kante begleitet wird. Eine kurze gerade Furche setzt hinter der Mitte des Dorsalrandes ein. Rechtwinklig dazu zieht eine Abflachung am Oberrande der Schale nach vorn. Zwischen beiden, also vor der Furche, liegt eine flache Erhebung. Die Schalenoberfläche ist fein punktiert. Parallel zu den Rändern laufen sehr zierliche Wellenlinien.

Da diese Art wie der amerikanische Genotyp *E. sanctipauli* Ulr. einen einfachen Sulcus, Netzornamentierung und einen »falschen Saum« (false border) aufweist, so wird sie als erste europäische Art zur Gattung *Euprimitia* gestellt.

E. compta n. sp. stammt aus einem Geschiebe von Beyrichienkalk, das bei Brandenburg gefunden wurde. Das Stück enthielt außerdem *Cyathophyllum* sp. und die Ostracoden *Beyrichia Maccoyiana* J., *B. nodulosa* Boll, *B. Salteriana* J., *Dibolbina (Beyrichia) Steusloffi* Kr. sp., *Primitiopsis obsoleta* J. sp., *Thlipsura personata* Kr., *Bythocypris semicircularis* J. et H. und *Cytherellina siliqua* J.

21. Halliella umbonata n. sp.

Taf. 20, Fig. 22

Maße. I. (Linke Klappe): Länge 0,81 mm, Höhe 0,46 mm.
II. (» »): » 0,88 » , » 0,58 » .

Schale gewölbt, halbkreisförmig. Dorsalrand = der größten Schalenlänge. Dorsalecken ein wenig verdickt. Dorsal- und Ventralrand bilden an beiden Ecken fast einen rechten Winkel. Neben dem Ventralrande läuft eine schmale, scharfe Kante. Den Dorsalrand begleitet eine an beiden Enden nach unten umgebogene Falte. Der Sulcus beginnt unterhalb dieser Falte in der Mitte des oberen Randes und läuft in gerader Richtung bis zur Mitte der Schale, wo er mit einer halbkreisförmigen Erweiterung abschließt. Hinter der Furche liegt ein stark hervortretender großer Höcker. Die Oberfläche der Schale ist grob retikuliert. Die Grübchen lassen nur sehr schmale Kanten zwischen sich.

Diese Form fand sich, als *Primitia (Halliella)* cf. *seminulum* J. bezeichnet, in einem obersilurischen Geschiebe von Müggelheim in der Sammlung A. Krause des Geolog. Landesmuseums. Sie ist von *P. seminulum* J. vor allem durch den Besitz eines Höckers und den kürzeren Sulcus deutlich unterschieden.

22. Primitiopsis oblonga J. et H. sp.

Taf. 20, Fig. 23, 24

1865. *Primitia oblonga* Jones and Holl 10, S. 423, Taf. XIII, Fig. 14a, b, c.
1877. » » A. Krause 31, S. 37.
1889. *Aparchites oblongus* Jones 21, S. 384.
1897. *Schmidtella oblonga* Ulrich 43, S. 640.

Maße. Männchen: Länge 1,9 mm, Höhe 1,45 mm, Dicke 1,0 mm.
Weibchen: » 1,9 » , » 1,3 » , » 1,0 » .

Diese im typischen Beyrichienkalk sehr häufige Form hat zu vielfachen Irrtümern über ihre generische Zugehörigkeit Anlaß gegeben, da die Innenseite der Schale nicht untersucht und deshalb der Dimorphismus der Geschlechter nicht bekannt geworden war. Jones und Holl geben eine etwas undeutliche Abbildung eines anscheinend weiblichen Exemplars. A. Krause bildet gleichfalls ein Weibchen ab. Unterschiede zwischen männlichen und weiblichen Individuen sind ihm bei dieser Art nicht aufgefallen. Ulrich stellt diese und die nachfolgende Art wegen ihrer Schloßarea zu der durch einen schulterartigen Oberrand der Klappen charakterisierten Gattung *Schmidtella*.

Die Schale ist dick und in unverwittertem Zustande glänzend dunkelbraun. Die rechte Klappe ist größer als die linke. Einzelne Klappen, deren Innenseite vom Gestein befreit werden konnte, zeigen, daß am Hinterende der Schale wie bei *Primitiopsis planifrons* J. ein Teil des Innenraums durch eine, äußerlich als dunkler Streifen hervortretende Querwand vom Hauptraum getrennt ist, wahrscheinlich um als Brutraum zu dienen. Die Klappenwand ist, wie die Betrachtung im Dünnschliff zeigt, um den Brutraum verdoppelt. Die glatte oder mit sparsamen Grübchen versehene Schale ist über dem Brutraum meist heller gefärbt und dichter mit Grübchen besetzt als im übrigen Teil. Wie beim Genotyp *Primitiopsis planifrons* ist auch bei dieser Art unter günstigen Umständen innen am ventralen Schalenrande eine Reihe von Zähnchen erkennbar.

Die charakteristische Ausbildung eines hinteren Brutraums im Schaleninnern, sowie das Vorhandensein von Randzähnchen begründen die Zuteilung dieser wie der folgenden Art zur Gattung *Primitiopsis*. Die dichte Netzzeichnung der Oberfläche und die subzentrale Vertiefung, die sich bei *P. planifrons* finden, fehlen bei *P. oblonga* und *obsoleta* und sind nur als spezifische Merkmale zu betrachten. Die allein auf *P. planifrons* J. gegründete Gattungsdiagnose ULRICH's und BASSLER's (47) entspricht daher nicht mehr der heutigen Kenntnis, sondern ist wieder auf den ursprünglichen, ihr von R. JONES (19, 20) gegebenen Umfang einzuschränken.

P. oblonga kommt im Beyrichienkalk, am häufigsten mit *Beyrichia tuberculata* KLOED., *B. Salteriana* J., *B. Buchiana* J., *Kloedenia Wilckensiana* J. und den Brachiopoden *Rhynchonella nucula* SOW. und *Chonetes striatella* DE KON. vor.

23. Primitiopsis obsoleta J. et H. sp.

1865. *Primitia obsoleta* JONES and HOLL 10, S. 423, Taf. XIII, Fig. 12a, b, c.
1877. » » J. et H. 31, S. 37.
1889. *Aparchites obsoletus* JONES 21, S. 384.
1897. *Schmidtella obsoleta* ULRICH 43, S. 640.

Maße. Männchen: Länge 1,07 mm, Höhe 0,70 mm, Dicke 0,64 mm.
Weibchen: » 1,28 » , » 0,89 » , » 0,66 » .

Beschreibung und Abbildung bei R. JONES (10) könnten Zweifel erwecken, ob vorliegende Art gemeint sei. Da indes JONES ausdrücklich angibt, daß seine Exemplare aus norddeutschen Geschieben stammen, so kann kaum eine andere Art in Frage kommen, und es ist nicht recht einzusehen, warum ULRICH die Identität der britischen und der deutschen Form anzweifelt. A. KRAUSE bildet die Schale eines weiblichen Tieres ab und bemerkt dazu in der Beschreibung, daß, »während die meisten Exemplare einen annähernd kreisförmigen Umriß haben, andere mehr länglich sind und sich dadurch *Primitiopsis oblonga* nähern«, von der er die weibliche Form beschreibt.

Schale nebst Brutraum sind ganz ähnlich wie bei der vorigen Art entwickelt. Das äußere Ende des Brutraums war nicht ohne Verletzung aus dem Gestein herauszulösen. Es war daher nicht sicher festzustellen, ob dieses Schalenende besonders dünn war oder klaffte.

Eine Ähnlichkeit mit Leperditien, von der A. Krause spricht, ist nicht wahrzunehmen. Ein Exemplar zeigt einen erhabenen zentralen Muskelfleck und davon ausstrahlendes Gefäßnetz. Eingedrückte Punkte bilden die Skulptur der Schale.

Der Brutraum der *Primitiopsis*-Arten ist ein durch Schalenduplikatur abgetrennter Teil des Innenraums der Schale und darf nicht mit dem Randsaum der *Eurychilininae*, der einen hinfälligen äußeren Anhang darstellt, verglichen werden. Eher wäre vielleicht an die *Cytherellina*-Arten mit ihrer inneren Schalenverdickung zu denken.

P. obsoleta findet sich weniger häufig als die vorige Art im Beyrichienkalk, zumeist in Gesellschaft von *Beyrichia Maccoyiana* J., *Dibolbina (Beyrichia) Steusloffi* Kr. sp. und *Cytherellina siliqua* J.

24. Bollia tricollina n. sp.

Taf. 20, Fig. 25

Maße. Linke Klappe: Länge 1,0 mm, Höhe 0,70 mm, Dicke 0,35 mm.

Schale gewölbt, kurzelliptisch. Vorderer und hinterer Vorsprung halbkreisförmig. Dorsalrand gerade, beide Ecken abgerundet. Wölbung gleichmäßig. Die größte Höhe liegt in der Mitte. Eine Kante längs der Ventralrandes fehlt. Die für die Gattung charakteristische schleifen- oder hufeisenförmige Erhöhung liegt ein wenig hinter der Mitte der Schale und umschließt eine schwach nach hinten gekrümmte Furche. An beiden Enden der Schleife findet sich ein rundlicher Knoten und, abweichend von den meisten anderen Arten, ein dritter kurz vor der Umbiegungsstelle. Zwischen den Knoten ist die Schleife sehr niedrig. Parallel um ihren Außenrand läuft eine feine Kante. In dem Zwischenraume findet sich eine Reihe eingedrückter Punkte. Auch die übrige Schalenoberfläche ist mit Ausnahme der Schleife und eines Streifens am Rande fein punktiert.

Nur eine einzelne linke Klappe wurde in dem bei Nr. 8 beschriebenen Geschiebe gefunden.

25. Placentula auricularis n. sp.

Taf. 20, Fig. 26

Maße. Linke Klappe: Länge 0,94 mm, Höhe 0,64 mm.

Schale eiförmig. Dorsalrand gerade, etwa $^3/_4$ so lang wie die Schale. Dorsalecken abgerundet. Die größte Höhe der Schale liegt im hinteren Teile. Ein Streifen am Ventralrande, weniger deutlich am Dorsalrande, erhebt sich über die konkave Innenfläche der Schale. Mitten in dieser läuft, parallel zum Ventralrande, eine bogenförmige Aufwölbung, die den Vorder- und Hinterrand nicht erreicht. Über der Mitte dieser Aufwölbung liegt der eiförmige Sulcus, der seine abgeflachte Spitze dem Dorsalrande zukehrt. Die Oberfläche der Schale mit Ausnahme des Sulcus ist dicht mit Grübchen besetzt.

Eine linke Klappe dieser Art fand sich in dem bei Nr. 8 beschriebenen Geschiebe.

Subfamilie *Eurychilininae*

Gattung *Craspedobolbina* n. gen.

Die Schale ist ähnlich wie bei der Gattung *Eurychilina* entwickelt. Insbesondere sind ein breiter, konkaver Randsaum und ein subzentraler bis zum Dorsalrand reichender Sulcus mit dahinterliegendem Knoten vorhanden. Dagegen dient als Brutraum nicht der Randsaum, sondern eine längliche Bruttasche am Hinterrande der Schale.

In der Gattung *Eurychilina* faßte ULRICH in seiner Arbeit über »The Lower Silurian Ostracoda of Minnesota« 1894 und späteren Ergänzungen eine Anzahl durch einen breiten Randsaum ausgezeichneter *Primitia*-ähnlicher Formen zusammen. In dem neuesten Werke von ULRICH und BASSLER (47) sind zu dieser Gattung mehrere neue, sowie auch einige schon unter anderen Namen bekannte Formen hinzugetreten, die nun in eine Anzahl neue Gattungen verteilt und zur Subfamilie *Eurychilininae* vereinigt werden. Allen ist ein breiter konvexer oder konkaver Randsaum eigen. Arten außerhalb der Familie *Primitiidae*, die einen Randsaum von gleicher und ähnlicher Beschaffenheit wie die Eurichilinen aufweisen, werden gleichwohl der Subfamilie nicht zugerechnet. Als Kriterien für die Einteilung der Subfamilie in Gattungen dienen das Vorhandensein eines konkaven Saumes bzw. einer Bruttasche, sowie Beschaffenheit oder Fehlen des Sulcus. Für eine Form, die sich zwar im männlichen Geschlecht an die Gattung *Eurychilina* anschließt, deren Weibchen aber anstatt des konkaven Saumes dieser Gattung eine längliche Bruttasche am hinteren Ventralrand aufweisen, mußte daher eine neue Gattung aufgestellt werden. Die Gattung *Craspedobolbina* schließt sich durch den Besitz einer Bruttasche an die Gattungen *Chilobolbina* und *Apatobolbina* an.

26. Craspedobolbina Dietrichi n. gen. n. sp.

Taf. 20, Fig. 27, 28

Maße. Männchen: Länge 1,12 mm, Höhe 0,67 mm, Dicke 0,51 mm.
Weibchen: » 1,36 » , » 0,89 » , » — » .

Schale mäßig stark gewölbt. Dorsalrand gerade, Ventralrand elliptisch gebogen, Ecken scharf. Das Vorderende der Schale ist etwas niedriger als das Hinterende. Die stärkste Wölbung liegt in der Mitte. Ein anfangs flacher, dann vertiefter Sulcus schneidet von der Mitte des Dorsalrandes aus bis über die Hälfte in die Klappen hinein. Sein unteres Ende ist schwach nach hinten gebogen. Hinter dem Sulcus findet sich eine nach allen Seiten deutlich abgegrenzte längliche Erhöhung. Von ihrem unteren Ende aus zieht eine schmale Kante um das Ende der Furche. Mit Ausnahme der Dorsalecken ist die Schale granuliert. Zwischen zahlreichen feinenTuberkeln finden sich einige größere. Parallel zum Ventralrand verläuft ein quergestreifter, an beiden Enden verschwindender Randsaum. Bei einem Exemplar mit abgebrochenem Randsaum sieht man hinter diesem, unmittelbar am Rande der Klappe, kurze Randstrahlen wie bei *Primitia bursa* KR.

Die Weibchen tragen eine längliche Bruttasche am hinteren Schalenende.

Diese Form stammt aus dem bei Nr. 6 beschriebenen Geschiebe.

27. Apatobolbina platygaster n. sp.

Taf. 21, Fig. 29, 30a, b, 31

Maße. Männchen: Länge 1,18 mm, Höhe 0,80 mm, Dicke 0,80 mm.
Weibchen: » 1,12 » , » 0,96 » , » — » .

Schale elliptisch. Dorsalrand gerade, Ecken ein wenig verdickt. Lateralflächen schwach gewölbt. Die größte Höhe der Schale liegt in der Mitte. Ein breiter konkaver, an beiden Enden verschmälerter Saum umzieht die Ventralseite der Klappen, doch nicht wie bei andern Formen parallel zum Rande, sondern in einem nach oben konvexen Bogen, der eine kleine Ventralfläche von der Lateralfläche trennt. Der Saum ist auch nicht wie sonst üblich nach unten gerichtet, sondern bildet mit der Lateralfläche einen steilen Winkel. Er trägt außer den Querstreifen noch feine in der Längsrichtung laufende Wellenlinien. Die Schale nimmt vom Dorsalrande an bis zum Saume an Dicke zu, so daß ein fast dreieckiger Durchschnitt entsteht. Die Ventralfläche wird durch eine stumpfe Längsleiste fast ausgefüllt. Die Schalen weiblicher Individuen besitzen einen eiförmigen, mit der Spitze nach unten gerichteten Höcker, dessen Oberfläche wie bei *Primitia Maccoyiana* J. feine anastomosierende Linien trägt. Zuweilen ist ein subzentraler Muskelfleck zu bemerken. Mit Ausnahme eines dreieckigen Feldes an den beiden Dorsalecken und des Muskelflecks ist die Schale fein granuliert.

Die Art wurde mit Nr. 16 zusammen gefunden.

28. Apatochilina? simplex n. sp.

Taf. 21, Fig. 1

Maße (mit Saum): Länge 1,12 mm, Höhe 0,81 mm, Dicke 0,66 mm.
Saum: Höhe 0,20 mm, Dicke 0,42 mm.

Schale elliptisch. Dorsalrand gerade und fast gleich der größten Schalenlänge. Die größte Höhe und Dicke der Schale liegen in der Mitte. Die Wölbung ist gleichmäßig. Ein Sulcus oder eine sonstige Vertiefung der Schale fehlt. Die Oberfläche ist glatt und ohne Andeutung eines Muskelflecks. Um den Ventralrand verläuft ein glatter konvexer Randsaum von auffälliger Dicke. Seine Breite ist am größten am hinteren Schalenende und nimmt nach den Dorsalecken zu ab.

Diese Art unterscheidet sich von *Primitia Maccoyii* J. et H. und ähnlichen einfachen Formen im wesentlichen nur durch den Besitz eines konvexen Randsaumes. Da dieses Merkmal indes nach Ulrich und Bassler von entscheidender systematischer Bedeutung ist, so ist die neue Form in die Subfamilie *Eurychilininae* einzureihen. Sie dürfte der Gattung *Apatochilina*, die durch das Fehlen der Furche und des Höckers charakterisiert wird, am nächsten stehen, wenngleich sie sich durch den Mangel der Granulation und der dorsalen Vertiefung von dem Genotyp unterscheidet.

Eine vollständige Schale wurde bei Voigtsdorf (Meckl.-Strel.) in rotem Orthocerenkalk gefunden.

Familie **Zygobolbidae**

Subfamilie *Kloedeninae*

29. **Kloedenia cribrosa** n. sp.

Taf. 21, Fig. 2

Maße. Rechte Klappe: Länge 1,25 mm, Höhe 0,87 mm.

Schale eiförmig, stark gewölbt. Der hintere Teil ist bedeutend höher als der vordere. Der Oberrand der Klappen überragt den wahrscheinlich geraden Dorsalrand und läßt ihn in der Seitenansicht konvex erscheinen. Die Mitte des Ventralrandes ist ein wenig nach außen umgeschlagen. Die beiden Furchen, besonders die vordere, sind kurz und flach und umschließen zum Teil den mittleren Lobus, der als ein stark hervortretender rundlicher Knoten entwickelt ist. Dieser Knoten stellt die dickste Stelle der Schale dar. Die Skulptur der Schale besteht aus ziemlich großen kreisförmigen Vertiefungen mit ebenso breiten Zwischenräumen.

Zwei einzelne Klappen wurden in einer Abart des Beyrichienkalkes am Hasselberge bei Butzow gefunden, mit ihnen zugleich *Spirifer elevatus* DALM. sp., *Leperditia* sp., *Primitiopsis obsoleta* J. et H. sp., *Thlipsura simplex* KR. und *Cytherellina siliqua* J.

30. **Welleria primitioides** n. sp.

Taf. 21, Fig. 3, 4

Maße. Männchen (ganze Schale): Länge 1,76, Höhe 1,07 mm, Dicke 0,87 mm.
Weibchen (rechte Klappe): » 1,85, » 1,19 » , » — » .

Schale elliptisch, stark gewölbt. Dorsalrand lang, gerade. Bei der männlichen Form sind die Vorsprünge an den beiden Schalenenden halbkreisfrömig, die Dorsalecken stumpfwinklig, der Ventralrand gleichmäßig konvex. Die Weibchen tragen an der hinteren Schalenhälfte eine als flache, nach innen unscharf abgegrenzte Anschwellung ausgebildete Bruttasche. Dorsal- und Ventralrand treffen sich bei diesen vorn unter einem rechten Winkel. Die Mittelfurche ist deutlich ausgebildet und umgrenzt im Verein mit der flacheren Hinterfurche den als einen ovalen Knoten entwickelten mittleren Lobus. Die hintere Ecke des vorderen Lobus tritt neben der Hauptfurche mehr oder weniger als kleiner Knoten hervor. Besonders bei männlichen Individuen überragt dieser zitzenförmige Knoten wie bei *Mastigobolbina* den Dorsalrand. Hier ist auch eine Teilung des vorderen Lobus durch eine kurze flache Furche angedeutet. Die Schalenoberfläche ist glatt. Durch die undeutliche Ausbildung des vorderen und die unscharfe Abgrenzung des mittleren Lobus entsteht eine starke Ähnlichkeit dieser Art mit *Primitia bursa* J. und verwandten Formen.

W. primitioides wurde mit Resten von *Leperditia* sp. in einem Geschiebe von Leperditienkalk am Hasselberge bei Butzow gefunden.

Familie **Beyrichiidae**

31. **Beyrichia obliqua** n. sp.

Taf. 21, Fig. 5, 6

Maße. Männchen, ohne Saum und Randstrahlen: Länge 1,63 mm, Höhe 0,90 mm. Weibchen, ohne Saum: Länge 1,79 mm, Höhe 1,18 mm, Dicke (1 Klappe) 0,78 mm. Saum 0,5 mm.

Diese Form gehört der Gruppe der *Beyrichia Kloedeni* an und hat ihre nächsten Verwandten in den nordamerikanischen Arten *B. Moodeyi* U. et B. und *B. Waldronensis* U. et B. Von den europäischen Arten der Gattung steht ihr *B. Maccoyiana* J. am nächsten, doch besitzt die neue Form wie die beiden angeführten amerikanischen Arten einen breiten quergestreiften Saum, der indessen nicht wie bei diesen den ganzen Ventralrand, sondern nur die hinteren $^2/_3$ umgibt und vorn in eine schmale Kante ausläuft. An beiden Dorsalecken finden sich an einzelnen Exemplaren meist nur kleine Randstrahlen als Reste eines unmittelbar an der Schließkante der Klappen stehenden kürzeren Saumes erhalten. Die hintere Furche ist besonders bei der weiblichen Form flach, der hintere und mittlere Lobus sind wenig gewölbt und fast miteinander verschmolzen. Der vordere Lobus ist stark gewölbt. Besonders charakteristisch für die Art ist der eiförmige, stark nach vorn und außen vorspringende Höcker. Wie bei *B. Maccoyiana* J. zeigt die Oberfläche feine anastomosierende Linien und an der Ansatzstelle eine Furche mit erhöhtem Rande. Die Schale ist glatt. An verwitterten Exemplaren tritt auf den Loben die untere dicht punktierte Schicht zutage.

Diese Form wurde bei Brandenburg in obersilurischem Graptolithengestein gefunden.

32. **Beyrichia acutiloba** n. sp.

Taf. 21, Fig. 7

Maße. Rechte Klappe: Länge 1,28 mm, Höhe 0,77 mm.

Schale halbkreisförmig. Dorsalrand gerade und gleich der größten Schalenlänge. Parallel zum Ventralrande läuft eine hohe, scharfe Kante. Zwischen dieser und dem Rande findet sich eine konkave Rinne, eine tiefere trennt die Kante von den Loben der inneren Fläche der Kappe. Der vordere Lobus ist keulenförmig und trägt auf seiner Oberfläche flache, durch schmale Zwischenräume getrennte Grübchen. Der mittlere Lobus ist als ein glatter, eiförmiger Knoten entwickelt und mit dem vorderen durch eine schmale Kante verbunden, die den Sulcus umzieht. Der hintere Lobus wird durch zwei scharfkantige Rippen vertreten, von denen die äußere bis zu dem vorderen Lobus läuft.

Von dieser merkwürdigen abweichenden Form liegt nur eine etwas beschädigte rechte Klappe aus einem Geschiebe von Woldegk (Meckl.-Strel.) vor. An weiteren Versteinerungen fanden sich darin *Conocardium reticulatum* Kr., *B. nodulosa* Boll., *Primitia (? Primitiella) primitiva* Verw. sp., *P. mundula* J. und *Cytherellina siliqua* J.

33. Beyrichia borussica Kies.

Exemplare aus Beyrichienkalk, die mit den von Kiesow (29, S. 101, Taf. XXIV, Fig. 10—14) beschriebenen gut übereinstimmen, sind nicht dicht granuliert, wie Krause angibt, sondern retikuliert. Die von Krause beobachteten Knötchen am Ventralrande stellen wie bei *B. nodulosa* Boll. (33, S. 501) die Reste ziemlich langer abgebrochener Stacheln dar.

34. Ctenobolbina Diensti n. sp.

Taf. 21, Fig. 8

Maße. Männchen: Länge 0,93 mm, Höhe 0,61 mm.
Weibchen: » 1,02 » , » 0,56 » .
Saum 0,3 mm.

Schale etwa halbkreisförmig. Dorsalrand gerade, fast gleich der größten Schalenlänge. Ventralrand gleichmäßig gebogen, Dorsalecken rechtwinklig. Der hintere Teil der Schale ist etwas höher als der vordere. Eine S-förmig gekrümmte, in der Mitte vertiefte Furche zieht von der Mitte des Dorsalrandes schräg nach hinten zum Ventralrand. Ein schwach entwickelter Knoten hinter der Furche vertritt den hinteren Lobus. Mittlerer und vorderer Lobus sind völlig miteinander verschmolzen und nehmen den ganzen vor der Furche gelegenen Schalenteil ein. Die Schale ist am dicksten unmittelbar vor der Furche. Die Oberfläche ist fein granuliert. Bei einem Exemplar begleitet ein breiter konvexer Saum in geringem Abstande den Ventralrand, doch so, daß ein Stück an den Dorsalecken frei bleibt. Hier finden sich unmittelbar an der Schließkante kurze Randstrahlen. Der Saum trägt schräg im Bogen nach vorn gerichtete Querstreifen. Wie bei einem weiblichen Exemplar von *Primitia (?) elongata* Kr. und der weiter unten in dieser Arbeit neu aufgestellten *Beyrichiella bifurcata* wurde auch im Saum dieser Art eine perlschnurartige Reihe kleiner Erhebungen beobachtet. Schon Bonnema, sowie Ulrich und Bassler haben den Saum wegen seiner bei einem Teil der Schalen konvexen Form als Brutraum aufgefaßt. Die Knötchen im Randsaum der ebengenannten Arten dürfen daher als Höhlungen für die Aufnahme der Brut gedeutet werden, ebenso auch wohl die runden Vertiefungen im Saum der mitteldevonischen *Hollina cavimarginata* Ulr. (vergl. 46, Taf. XLII, Fig. 11 und 12).

Ct. Diensti wurde mit *Beyrichia obliqua* n. sp. im Graptolithengestein gefunden.

Familie **Kloedenellidae**

35. Beyrichiella bifurcata n. sp.

Taf. 21, Fig. 9

Maße. Rechte Klappe: Länge 0,58 mm, Höhe 0,29 mm.

Schale klein, länglich, an beiden Enden gleichmäßig abgerundet. Dorsalrand gerade, Ecken stumpfwinklig. Die größte Höhe liegt in der Mitte, die größte Dicke vorn, ziemlich nahe am Dorsalrand. Eine tiefe Furche zieht von der Mitte des Dorsalrandes aus bis über die Schalenmitte hinaus und teilt sich dort in zwei flache Äste, von denen

der längere nach vorn gerichtet ist. Der stark gewölbte Vorderteil der Schale und der etwas flachere Hinterteil werden durch einen flachen Streifen am Ventralrande unterhalb der Furche verbunden. Weibliche Exemplare zeigen wie bei der vorigen Art und bei *Primitia (?) elongata* Kr. Reste eines Randsaumes mit einer Reihe runder Knötchen. Die Schalenoberfläche ist fein granuliert.

B. bifurcata stimmt durch die charakteristische Form der Mittelfurche mit *B. cristata* J. et K. aus dem schottischen Carbon gut überein und wird deshalb als erste silurische Art trotz des Altersunterschiedes zu dieser Gattung gestellt. Durch den Besitz eines Randsaumes erinnert sie auch an die gleichalterige Gattung *Beyrichiopsis*.

Die neue Form fand sich in mehreren einzelnen Klappen in dem bei Nr. 8 beschriebenen Geschiebe.

Familie **Kirkbyidae**

36. Kirkbya minima n. sp.

Taf. 21, Fig. 10

Maße: Länge 0,54 mm, Höhe 0,36 mm.

Schale klein, elliptisch, flach zusammengedrückt. Dorsalrand gerade, Ventralrand gleichmäßig gebogen. Vorder- und Hinterende gleich, Dorsalecken stumpfwinklig. Die Klappen steigen von Rande steil an zu der ebenen, schön retikulierten Innenfläche. Längs des Ventralrandes findet sich eine Reihe größerer Vertiefungen. Von der Mitte des Dorsalrandes aus läuft ein scharf abgesetzter, am distalen Ende breiter und tiefer werdender Sulcus fast bis zum Mittelpunkt der Schale. Eine zweite, kleinere Furche schneidet in die hintere Schalenhälfte ein.

Auch diese Art stammt aus demselben Geschiebe wie Nr. 8.

Gattung *Macronotella* Ulr.

Die Gattung *Macronotella* wurde von Ulrich (43, S. 683) für halbkreis- oder halbeiförmige Ostracoden mit langem, nahezu geradem Schloßrand usw. aufgestellt. Von Ruedemann (vergl. 3, S. 55) und Bonnema (3, S. 55) aber sind schon Arten beschrieben, die durch Kreisform, kurzen Schloßrand u. a. Kennzeichen von der zu eng gefaßten und nur mit Rücksicht auf den Genotyp *M. Scofieldi* aufgestellten Gattungsdiagnose abwichen. Auch hier werden zwei kreisförmige bis elliptische Arten zu obiger Gattung gestellt.

37. Macronotella elliptica n. sp.

Taf. 21, Fig. 11

Maße. I: Länge 3,23 mm, Höhe 2,77 mm.
II: » 2,84 » , » 2,22 » .

Schale mittelgroß und fast vollkommen elliptisch, da auch die Dorsalseite an der Rundung teilnimmt. Der Dorsalrand selbst ist gerade. Seine Länge beträgt etwa $^1/_3$ der Schalenlänge. Er wird von dem oberen Rande der Klappen, die über ihn emporragen und nach innen eine kleine Dorsalarea bilden, verdeckt, so daß die Schale

auch oben konvex erscheint. Die größte Höhe und Dicke der Schale liegen in der Mitte. Vom Mittelpunkte aus fällt die Schale nach allen Seiten mit gleichmäßiger Wölbung ab. Die Mitte des Dorsal- und des Ventralrandes sind wulstig verdickt. Ein wenig vor dem Schalenmittelpunkt und näher am Dorsalrande liegt der Muskelfleck. Dichte flache Grübchen bilden die Skulptur der Schale.

Von dieser Art liegen nur zwei einzelne Klappen aus grauen untersilurischen Kalkgeschieben von Brandenburg vor.

38. **Macronotella lenticularis** n. sp.

Taf. 21, Fig. 12

Maße: Länge 1,53 mm, Höhe 1,20 mm, Dicke 0,77 mm.

Schale elliptisch, zuweilen fast kreisförmig. Dorsalrand relativ länger als bei der vorigen Art, etwa gleich der halben Schalenlänge. Dorsalarea klein, Schloßrand nur wenig von den Klappen überragt. Schale gleichmäßig gewölbt. Die größte Höhe und Dicke liegen in der Mitte. Der nur bei günstig verwitterten Exemplaren erkennbare Muskelfleck liegt etwas dorsalwärts vom Mittelpunkt der Schale, weshalb die Orientierung erschwert ist. Die eine (linke?) Klappe ist etwas kleiner als die andere. Sie ist, wie Dünnschliffe zeigen, am Ventralrande besonders dünn und fein gekräuselt. Der Schalenverschluß geschieht, indem sich der Rand der kleineren Klappe in eine Furche am Rande der größeren legt. Ein Teil der Schalen zeigt mehr oder weniger zahlreiche flache Grübchen auf der Oberfläche. Der Muskelfleck und ein breiter, dunkler gefärbter Streifen ringsum den Rand der Schale sind ohne Grübchen.

Die neue Form wurde in mehreren untersilurischen Geschieben gefunden, besonders zahlreich in dem bei Nr. 6 beschriebenen Stück.

M. lenticularis n. sp. weist eine starke Ähnlichkeit mit *Aparchites decoratus* J. aus dem gotländischen Obersilur auf. Die von R. JONES gegebene kurze Beschreibung erlaubt indes keine genaue Feststellung der Unterschiede zwischen beiden Arten.

Superfamilie **Cypridacea**

Familie **Thlipsuridae**

39. **Thlipsura triloba** n. sp.

Taf. 21, Fig. 13

Maße: Länge 0,64 mm, Höhe 0,49 mm.

Schale klein, kurz eiförmig. An einem Ende sind Reste eines abgeflachten Randes sichtbar. Die Oberfläche weist außer einem flachen Eindruck an einem Schalenende zwei vom Ventralrande ausgehende breite und tiefe, schwach gebogene Furchen auf, die einander die konkave Seite zukehren.

Das abgebildete Exemplar stammt aus der A. KRAUSE'schen Sammlung im Geolog. Landesmuseum und wurde in einem obersilurischen Geschiebe bei Müggelheim gefunden.

40. Octonaria perplexa n. sp.

Taf. 21, Fig. 14

Maße: Länge 0,68 mm, Höhe 0,26 mm.

Schale klein, langgestreckt, 2—3 mal so lang wie breit. Es ließ sich nicht feststellen, welches Ende das vordere und welches das hintere ist. Die annähernd gerade Seite mag als Dorsalrand angesehen werden. Von einer Abflachung am Rande ist nichts erhalten. Die erhabene Area zeigt einen höchst komplizierten Bau, wie er ähnlich nur bei *O. stigmata* Ulr. aus dem nordamerikanischen Devon (Bryozoenschichten) vorkommt. Zwischen einer unregelmäßig verteilten Anzahl Grübchen von verschiedener Form und Tiefe bleibt nur ein von schmalen Rippen gebildetes Netzwerk übrig.

Auch diese Form stammt aus dem bei Nr. 8 beschriebenen Geschiebe.

Familie **Beecherellidae**

41. Krausella spinata n. sp.

Taf. 21, Fig. 15

1891. *Pontocypris Mawii* var. *proxima* Jones 33, S. 512, Taf. XXXIII, Fig. 8a, b.

Maße. I. (ganze Schale ohne Stachel): Länge 1,74 mm, Höhe 0,83 mm, Dicke 0,67 mm.
II. (rechte Klappe mit Stachel): » 1,63 » , » 0,58 » , » — » .

Schale mehr oder weniger langgestreckt, vorn am höchsten. Dorsal- und Ventralrand konvex. Die größte Dicke liegt in der Mitte. Einzelne Schalen sind an den Enden etwas abgeflacht. Die linke Klappe ist die größere und greift ein wenig über den Rand der rechten. Die rechte Klappe trägt ungefähr in der Mitte des Hinterendes einen kleinen spitzen Stachel, der über den Rand der größeren (linken) Klappe hinwegragt. Auch das Vorderende ist ein wenig aufgebogen. Die Oberfläche der Schale ist glatt.

Unter der Bezeichnung *Pontocypris Mawii* J. bildet A. Krause eine Form ab, die nach der beigefügten sehr kurzen Beschreibung am besten mit der var. *proxima* J. dieser Art übereinstimmen soll. So charakterlos und vieldeutig nun die Jones'schen Abbildungen (22, S. 269, Taf. XV, Fig. 5a, b) auch sind, so ist dennoch die Übereinstimmung mit der vorliegenden Form recht mangelhaft. Eine Untersuchung der Krause'schen Urstücke zeigte, daß keine *Pontocypris*, sondern eine *Krausella* vorlag. Krause's Exemplare hatten, wie es beim Herauslösen zweiklappiger Schalen aus dem Gestein stets der Fall ist, den Endstachel verloren, was Krause entgangen war. Daher war der generische Charakter dieser Schalen schwer festzustellen. Neue Funde, worunter auch im Gestein haftende einzelne Klappen mit wohlerhaltenem Endstachel, gaben das richtige Bild dieser Form, der einzigen bekannten Vertreterin der Familie *Beecherellidae* im europäischen Silur. Die nächstverwandte Art ist *Krausella inaequalis* Ulr. aus dem unteren Trenton-Kalk Nordamerikas.

Die Art wurde außer in dem bei Nr. 16 beschriebenen Geschiebe mehrfach im Beyrichienkalk und im Graptolithengestein gefunden. Dieselbe Form kam auch in dem bei Nr. 6 erwähnten Geschiebe aus

dem obersten Untersilur vor, das eine auffällige Mischung unter- und obersilurischer Formen aufwies.

Familie **Bairdiidae**

42. **Bairdia elongata** n. sp.

Taf. 21, Fig. 16

Maße: Länge 1,00 mm, Höhe 0,45 mm, Dicke 0,33 mm.

Schale langgestreckt nierenförmig, am hinteren Ende mehr als am vorderen zugespitzt. Der mittlere Teil des Dorsalrandes ist fast gerade, die beiden abfallenden Enden sind schwach konkav, ebenso auch der Ventralrand. Die größte Höhe und Dicke liegen ungefähr in der Mitte. Das vordere Ende ist abgeflacht. Die linke Schale ist die größere und greift an allen Seiten, am deutlichsten in der Mitte des Dorsal- und Ventralrandes, über die rechte. Die Oberfläche der Schale ist glatt.

B. elongata n. sp. wurde in dem bei Nr. 19 beschriebenen Geschiebe gefunden.

43. **Bairdia? cuneata** STEUSL. sp.

Taf. 21, Fig. 17a, b, c

1894. *Primitia cuneata* STEUSLOFF 39, S. 782, Taf. LVIII, Fig. 5.

Maße: Länge 1,60 mm, Höhe 0,83 mm, Dicke 0,76 mm.

Von dieser Art lagen STEUSLOFF nur einzelne, nicht aus dem Gestein herauszulösende Klappen vor, die kein vollkommenes Bild dieser ungleichklappigen Form lieferten.

Die Schale hat in der Seitenansicht die Form eines langgestreckten, an den Ecken abgerundeten Dreiecks mit nach hinten gerichteter Spitze. Der Dorsalrand ist lang und gerade, der Ventralrand, besonders am Vorderende stark konvex. Die größte Höhe liegt dem Vorderende sehr nahe. Ein stark gewölbter Buckel nimmt den mittleren Teil der Schale vom Dorsal- bis zum Ventralrand ein und läßt nur an den Enden kleinere abgeflachte Teile übrig. Die größte Dicke liegt daher in dem Mittelpunkte des Buckels. Der von STEUSLOFF erwähnte »kleine Augenhöcker« fand sich bei einigen Exemplaren, jedoch am hinteren, nicht am unteren Abhang des Buckels. Im übrigen ist die Schale glatt. Die von STEUSLOFF beobachtete Körnelung wurde nur durch Gesteinsstaub vorgetäuscht. Die linke Klappe ist bedeutend größer als die rechte und umgreift sie an allen Seiten. Beide Ecken der größeren Klappe sind verdickt und nach oben vorgezogen. Ein Streifen am Ventralrande der rechten Klappe ist sehr verdünnt. Dieser Streifen wird beim Schließen der Schale unter die linke Klappe gelegt, die keine Rinne oder Kante im Innern aufzuweisen hat.

B. cuneata STEUSL. sp. ist eine der häufigeren Ostracoden in Geschieben des mittleren und oberen Untersilurs und kommt gewöhnlich mit *Aparchites frequens* STEUSL. sp., *Primitia elongata* KR., *P. distans* KR. und den im folgenden neu aufgestellten Arten *Bythocypris strombiformis* und *Cytherellina robusta* vor.

44. Bythocypris subreniformis n. sp.

Taf. 21, Fig. 18a, b

Maße. I: Länge 1,67 mm, Höhe 0,80 mm, Dicke 0,64 mm.
II: » 2,34 » , » 1,21 » , » 0,86 » .

Schale veränderlich, länglich nierenförmig bis schotenförmig. Dorsalrand gebogen, Ventralrand wenig konkav, fast gerade. Vorderende gewöhnlich etwas niedriger als das Hinterende. Beide Enden halbkreisförmig. Die größte Dicke der Schale liegt in der Mitte. Von dort flacht sich die Schale nach beiden Seiten hin gleichmäßig ab. Die linke Klappe ist um ein geringes größer als die rechte und umgreift sie an den Rändern. Ähnlich wie bei den *Cytherellina*-Arten besitzen die Klappen bei dieser Form eine Querverdickung in der Mitte der Innenseite.

Diese Art wurde mehrfach in untersilurischen Geschieben gefunden.

45. Bythocypris incurvata n. sp.

Taf. 21, Fig. 19a, b

Maße: Länge 2,14 mm, Höhe 1,28 mm, Dicke 1,01 mm.

Schale dreieckig nierenförmig. Dorsalrand, besonders hinten, stark konvex, Ventralrand konkav. Die größte Höhe liegt im hinteren Teil, die größte Dicke in der Mitte, dem Dorsalrande genähert. Von dort fällt die Schale, ohne Abflachungen an den Enden zu zeigen, nach beiden Seiten hin gleichmäßig ab. Die linke Klappe ist die größere und greift an allen Seiten, am meisten in der Mitte des Dorsalrandes, über die rechte. Die Oberfläche der Schale ist glatt.

Diese Art sieht einigen *Bythocypris*-Arten aus dem britischen Obersilur recht ähnlich, noch mehr aber der *Pontocypris Mawii* J. Da die linke Klappe auch am Dorsalrande über die rechte greift, so muß die neue Form zur Gattung *Bythocypris* gestellt werden. Dazu kommt ihr untersilurisches Alter. Denn *B. incurvata* n. sp. fand sich in einem Geschiebe aus dem oberen Untersilur, einer Art Algenkalk etwa vom Alter der Lyckholmer Schicht. In demselben Gestein fanden sich außerdem noch *Primitia distans* Kr., *P. elongata* Kr., *P. Kapteyni* Bonn., *Krausella cuneata* Steusl. sp., *Bythocypris strombiformis* n. sp. und *Cytherellina robusta* n. sp.

46. Bythocypris strombiformis n. sp.

Taf. 21, Fig. 20a, b, c

Maße. I: Länge 1,44 mm, Höhe 0,87 mm, Dicke 0,99 mm.
II: » 1,00 » , » 0,84 » , » 0,64 » .

Schale veränderlich, in der Seitenansicht eiförmig, mit abgerundeten Ecken. Der Dorsalrand ist wenig stärker gebogen als der Ventralrand und das Vorderende niedriger als das Hinterende. Die rechte Klappe ist wesentlich kleiner als die linke und wird von dieser auf allen Seiten umfaßt. Beide Klappen sind sehr stark gewölbt. Die größte Dicke findet sich in der Nähe des Hinterendes. Von dort fällt die Schale nach vorn allmählich, nach hinten schneller ab. Von der Rücken- oder Bauchseite gesehen, erscheint die Schale in der

Regel spitz eiförmig, zuweilen ist auch das sonst abgestumpfte Hinterende zu einer Spitze ausgezogen. Die dorsale Berührungslinie beider Klappen ist eine Gerade, an der Ventralseite greift die linke Klappe in der Mitte in einem flachen Bogen über die rechte. Die Schalenoberfläche ist glatt.

Diese wegen ihrer Kleinheit wohl meist übersehene Art kommt mit den bei Nr. 43 genannten Begleitformen nicht selten in untersilurischen Geschieben verschiedenen Alters vor. Sie scheint auch A. KRAUSE vorgelegen zu haben, denn er schreibt (33, S. 511), daß sich *B. Philippsiana* J. et H. oder eine sehr ähnliche Form außer in obersilurischen Gesteinen auch im untersilurischen Beyrichienkalk finde. Die neue Form ist vor den obersilurischen Formen vor allem durch die stärkere Wölbung des Hinterendes ausgezeichnet, die sie in der Dorsal- oder Ventralansicht keilförmig erscheinen läßt.

Wie ULRICH verschiedentlich betont, ist es recht unwahrscheinlich, daß die silurischen *Bythocypris*-Arten wirklich in diese für rezente Formen aufgestellte Gattung hineingehören. Bei einigen Arten, die sonst sicher zur Gattung *Bythocypris* gerechnet worden wären, wurden denn auch von BONNEMA (3, S. 73) gewisse, für die Gattung *Cytherellina* überaus charakteristische Linien nachgewiesen. Da diese Linien bei der neuen Form fehlen, so muß sie vorläufig zur Gattung *Bythocypris* gestellt werden.

47. Bythocypris humeralis n. sp.

Taf. 21, Fig. 21a, b

Maße: Länge 1,01 mm, Höhe 0,63 mm, Dicke 0,53 mm.

Schale eiförmig. Dorsalrand stark konvex, Ventralrand schwach konkav. Das hintere Schalenende ist bedeutend höher als das vordere. Die linke Klappe ist die größere und umgreift die rechte gleichmäßig auf allen Seiten. Die Schale hat ihre größte Höhe und Dicke nahe dem Hinterende. Von hier fällt sie nach hinten unter Bildung einer Hohlkehle sehr steil, nach vorn erst allmählich, im letzten Drittel schneller ab. Der Rand des höheren Schalenteils bildet einen nach hinten konvexen, schulterartig hervortretenden Bogen. Auf der Oberfläche der Schale finden sich zerstreute flache Grübchen.

Die Art wurde in obersilurischen Geschieben bei Brandenburg gefunden.

Familie Cytherellidae

48. Cytherella minima n. sp.

Taf. 21, Fig. 22a, b

Maße: Länge 0,82 mm, Höhe 0,45 mm, Dicke 0,35 mm.

Schale klein, in der Seitenansicht elliptisch bis nierenförmig. Dorsalrand konvex, Ventralrand konkav. Beide Enden abgerundet, von gleicher Höhe. Die rechte Klappe greift auf allen Seiten über die linke. Die größte Dicke der Schale liegt ungefähr in der Mitte. Von dort fällt sie nach vorn in einem gleichmäßigen Bogen, nach dem Hinterende zu unter Bildung eines Steilrandes ab. Ein Exemplar

weist an beiden Enden eine schmale Abflachung auf. Die Schalenoberfläche trägt parallel zu den Rändern verlaufende mikroskopisch feine Linien ähnlich denen, die Bonnema für die Gattung *Cytherellina* nachgewiesen hat (3, S. 73). Auch treten zuweilen sparsam verteilte flache Grübchen auf.

Die Art zeigt große Ähnlichkeit mit *Cytherella ovatiformis* Ulr. aus der nordamerikanischen Chester-Gruppe (oberstes Untercarbon). Deswegen und weil die rechte Schale die größere ist, muß die Art trotz der an *Cytherellina* erinnernden Schalenskulptur zur Gattung *Cytherella* gestellt werden.

Diese winzige Form fand sich in dem bei Nr. 19 erwähnten Geschiebe von Sensburg und in einem Stück Beyrichienkalk von Brandenburg, das reich war an mikroskopischen Fischresten (Zähnchen und Teilen der Hautbedeckung). In einem dritten Geschiebe kam die Art mit der weiter unten beschriebenen neuen Form *Barychilina substriatula* vor.

49. Cytherellina robusta n. sp.

Taf. 21, Fig. 23a, b

1891. *Xestoleberis* cf. *Wrightii* Jones 33, S. 512, Taf. XXIII, Fig. 9a, b. c.

Maße. I: Länge 2,27 mm, Höhe 1,36 mm, Dicke 1,37 mm.
II: » 1,96 » , » 1,15 » , » 1,15 » .

Die Schale ist stark gewölbt und gedrungener als bei den vier von Bonnema (3, S. 72) beschriebenen Formen des Kuckersschen Brandschiefers. Von oben oder unten gesehen hat die Schale die Form einer an den Ecken abgerundeten Raute, in der Seitenansicht ist sie mehr eiförmig bis rhomboidal. Größere Exemplare sind mehr langgestreckt als kleine. Dorsal- und Ventralrand sind mehr oder weniger konvex. Orientiert man die Schale mit Bonnema im entgegengesetzten Sinne als bei der nahe verwandten Gattung *Cytherella*, so ist die linke Klappe die größere und das hintere Ende mehr zugespitzt als das vordere. Die größte Höhe und Dicke der Schale liegen ungefähr in der Mitte. Charakteristisch für diese Art ist das bogenförmige Übergreifen der größeren Klappe über die kleinere in der Mitte des Ventralrandes. An verwitterten Stücken ist vor der Mitte der Schale die durch ihre hellere Farbe kenntliche für die Gattung bezeichnende innere Querverdickung zu bemerken.

Die Art ist identisch mit der von A. Krause (33, S. 512, Taf. XXXIII, Fig. 9a, b, c) als *Xestoleberis* cf. *Wrightii* Jones beschriebenen und abgebildeten Form, die nicht, wie angegeben, aus ober-, sondern aus untersilurischem Gestein stammte. Andere Exemplare wurden von Krause in einem Handstück vom Anstehenden der Borkholmer Schicht gefunden.

C. robusta n. sp. findet sich mit den bei Nr. 43 angegebenen Begleitformen nicht selten in Geschieben des mittleren und oberen Untersilurs.

Familie **Barychilinidae**

50. **Barychilina substriatula** n. sp.

Taf. 21, Fig. 24

Maße. Linke Klappe: Länge 0,86 mm, Höhe 0,64 mm.

Schale klein, kurz eiförmig. Der Dorsalrand ist gerade, wird aber durch die über ihn emporragende Oberkante der Klappen größtenteils verdeckt und erscheint konvex. Der Ventralrand ist stark konvex, das vordere Ende niedriger als das hintere. Der stärker gewölbte ventrale Teil der Klappe wird oben durch eine erhöhte Kante abgeschlossen. Darüber folgt eine Längsvertiefung, in deren Mitte der kleine kreisrunde, tiefe Sulcus liegt. Eine flache Furche zieht vom Sulcus zum Dorsalrande. Am hinteren Schalenende sind Reste eines flachen Saumes erhalten. Schale und Saum sind mit feinsten, parallel zu den Rändern laufenden anastomosierenden Linien bedeckt.

Einzelne Klappen dieser eigenartigen Form wurden in Beyrichienkalkgeschieben mit *Beyrichia* sp., *Cytherella minima* n. sp. und *Cytherellina siliqua* J. gefunden.

Die angefügte Tabelle enthält außer den hier beschriebenen auch eine Anzahl Arten, die bisher entweder überhaupt nicht aus Geschieben oder nicht aus den hier angeführten Schichten bekannt waren. Die genauere Bezeichnung der Geschiebeart ist bei den untersilurischen Formen nur dann gegeben, wenn eine sichere Bestimmung nach petrographischen Merkmalen möglich war.

Im Verlaufe der vorliegenden Arbeit war es nötig, die verwandtschaftlichen Beziehungen der baltischen Ostracoden zu den englischen und nordamerikanischen Vertretern dieser Tierklasse festzustellen. Es ergab sich, wie zu erwarten war, daß eine beträchtliche Anzahl der Geschiebeostracoden den nordamerikanischen Formen ähnlich, aber keine mit ihnen identisch sind. Entgegenstehende Bestimmungen R. JONES' sind als irrig anzusehen und werden von den amerikanischen Forschern ULRICH und BASSLER nicht anerkannt. Nahe Verwandtschaft besteht dagegen zwischen den Ostracoden des baltischen und denen des britischen Silurs. Eine größere Zahl von Arten ist beiden Gebieten gemein, andere sind nur schwer zu trennen.

Eine Feststellung der Beziehungen zwischen der Ostracodenfauna des nordamerikanischen und der des nordeuropäischen Silurs gewinnt ein besonderes Interesse dadurch, daß sie zugleich zu einer Stichprobe auf die Richtigkeit der WEGENER'schen Kontinentalverschiebungs-Theorie wird. Nach WEGENER (Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, 3. Aufl., 1922) trennte sich Nordamerika im Laufe des Tertiärs von dem gegenüberliegenden Westafrika und Spanien. Während der großen Eiszeit fand mit der Bildung weiterer, sich im Norden gabelnder Spalten die Ablösung Nordamerikas und Grönlands von Nordwesteuropa statt. Demgemäß sehen wir auf den WEGENER'schen Karten (a. a. O., Fig. 1, 2, 20) die britischen Inseln dicht an die Gegend

	Untersilur	Glaukonitkalk	Roter Orthocerenkalk	Kuckersscher Brandschiefer	Backsteinkalk	Sonst. graue untersilurische Kalke	Ostseekalk	Algenkalk	Leptänenkalk	Obersilur	Leperditiengestein	Encrinurus-Kalk	Beyrichienkalk	Graptolithengestein
Familie Leperditiidae														
1. *Leperditia ordoviciana* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
2. » *phaseolus* His. var. nov. *praecursor*	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
3. *Leperditia pustulosa* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.
4. » *obesa* n. sp.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.
5. *Isochilina canaliculata* Kr.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Familie Aparchitidae														
6. *Aparchites* (?) *frequens* Steusl. sp.	+	.	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	.
7. » *marchicus* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
8. » *cuneatus* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
9. » *inaequalis* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
10. *Leperditella baltica* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
11. » *vandalica* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
Superfamilie Beyrichiacea														
Familie Primitiidae														
12. *Primitiella glauconitica* n. sp.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
13. » *procera* n. sp.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
14. » *cornuta* n. sp.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
15. » *Kuckersiana* Bonn.	+	.	+	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
16. *Primitia bursa* Kr.	+	.	.	+	+	+	.	+	+	.	.	.	.	.
17. » *corrugata* Kr.	+	.	.	+	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.
18. » *decumana* Bonn.	+	.	.	+	+	+	+	.	.	.	.	.	.	.
19. » *distans* Kr.	+	.	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.
20. » *elongata* Kr.	+	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.
21. » *esthonica* Bonn.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
22. » *Kapteyni* Bonn.	+	.	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.
23. » *Kuckersiana* Bonn.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
24. » *mundula* J.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.	.	.	.
25. » *parva* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+	.
26. » *plana* Kr.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
27. » *rossica* Bonn.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
28. » *Tolli* Bonn.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
29. » *umbilicata* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
30. » *Bassleri* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.
31. » *limbata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
32. » *ornata* J. et H.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
33. » *parallela* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
34. *Laccoprimitia borussica* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.
35. *Euprimitia compta* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
36. *Halliella umbonata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.

	Untersilur	Glaukonitkalk	Roter Orthocerenkalk	Kuckersscher Brandschiefer	Backsteinkalk	Sonst. graue untersilurische Kalke	Ostseekalk	Algenkalk	Leptänenkalk	Obersilur	Leperditiengestein	Encrinurus-Kalk	Beyrichienkalk	Graptolithengestein
37. *Primitiopsis oblonga* J. et H. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
38. » *obsoleta* J. et H. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
39. *Bollia tricollina* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
40. *Placentula auricularis* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
Subfamilie Eurychilininae														
41. *Chilobolbina dentifera* Bonn. sp.	+		+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
42. *Apatobolbina platygaster* n. sp.	.		.	.	.	.	.	.	.	+	.	+	.	.
43. *Craspedobolbina Dietrichi* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
44. *Apatochilina simplex* n. sp.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Familie Zygobolbidae														
Subfamilie Kloedeninae														
45. *Steusloffia Linnarssoni* Kr. sp.	+		+	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.
46. » *reticulata* Kr. sp.	+	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
47. *Kloedenia globosa* Kr.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
48. » *cribrosa* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
49. *Welleria primitioides* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.
Familie Beyrichiidae														
50. *Beyrichia granulifera* Kr. sp. (= *Bollia granulosa* Kr.)	+	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.
51. *Beyrichia v-scripta* Kr. sp.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
52. » *acutiloba* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
53. » *obliqua* n sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+
54. *Tetradella Calkeri* Bonn.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
55. » *digitata* Kr. sp.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
56. » *erratica* Kr. sp.	+	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
57. » *mamillosa* Kr. sp.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
58. » *marchica* Kr. sp.	+	.	+	.	+	+	.	.	.	.	.	.	.	.
59. *Ctenobolbina Kuckersiana* Bonn.	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
60. » *minor* Kr. sp.	+	.	.		+	+	.	.	.	.	.	.	.	.
61. » *ornata* Kr. sp. (= *Bollia minor* var. *ornata* Kr.)	+	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
62. *Ctenobolbina ornata* var. *latimarginata* Bonn.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
63. » *sigma* Kr. sp.	+	.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
64. » *Diensti* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	+
65. „*Entomis*“ *flabellifera* Kr.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
66. *Ceratopsis Schmidti* Bonn.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Familie Kloedenellidae														
67. *Beyrichiella bifurcata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.

	Untersilur	Glaukonitkalk	Roter Orthocerenkalk	Kuckerscher Brandschiefer	Backsteinkalk	Sonst. graue untersilurische Kalke	Ostseekalk	Algenkalk	Leptänenkalk	Obersilur	Leperditiengestein	Encrinurus-Kalk	Beyrichienkalk	Graptolithengestein
Familie Kirkbyidae														
68. *Kirkbya minima* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
69. *Macronotella elliptica* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.
70. » *lenticularis* n. sp.	+	.	.	.	.	+	+	.	+	.	.	.	.	.
Superfamilie Cypridacea														
Familie Thlipsuridae														
71. *Thlipsura triloba* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
72. *Octonaria perplexa* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
Familie Beecherellidae														
73. *Krausella spinata* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	+	.	.
Familie Bairdiidae														
74. *Bairdia cuneata* Steusl. sp.	+	.	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	.
75. » *elongata* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.
76. *Bythocypris subreniformis* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	+	.	.	.	.	.	.
77. » *incurvata* n. sp.	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.
78. » *strombiformis* n. sp.	+	.	.	.	.	+	+	+	.	.	.	.	.	.
79. » *humeralis* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.
80. *Macrocypris Vinei* J.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
Familie Cytherellidae														
81. *Cytherella minima* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.
82. *Cytherellina Jonesii* Bonn.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
83. » cf. *Ruedemanni* Bonn.	+	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
84. » *robusta* n. sp.	+	.	.	.	.	+	.	+	+	.	.	.	.	.
85. » *siliqua* J.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	+
Familie Barychilinidae														
86. *Barychilina substriatula* n. sp.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	+	.	.	+	.

von Neufundland herangerückt. Die Entfernung vom britischen Silurgebiet bis zu dem unterkanadischen (Neu-Braunschweig und Anticosti) wird durch diese Konstruktion kleiner, diejenige bis zum New Yorker Silur etwas größer als die Strecke bis zu den schwedischen und baltischen Ablagerungen gleichen Alters. Nun besteht, wie oben bemerkt, trotz der beschränkten Verbreitungsmöglichkeiten für die Ostracoden doch eine starke Ähnlichkeit zwischen der Ostracodenfauna des bri-

tischen und der des baltischen Silurs. Bestände die WEGENER'sche Annahme zu Recht, so wären gleichfalls sehr enge Beziehungen der britischen zu den amerikanischen Ostracoden zu erwarten, es sei denn, daß eine geschlossene Landbarriere östlich der amerikanischen Küste während der ganzen Zeitdauer des Silurs bestanden und den Austausch zwischen beiden gehindert hätte.

Nun wird zwar von den amerikanischen Geologen allgemein ein langgestrecktes Landgebiet längs der Ostküste Nordamerikas angenommen, das den »appalachischen Trog« vom Atlantischen Ozean schied. Indessen stand das akadische Silurmeer, der »St. Lorenz-Trog«, während der Silurzeit in ständiger, der appalachische Trog in der Gegend des heutigen New York in zeitweiliger Verbindung mit dem Ozean. Trotzdem finden wir an Stelle der zu erwartenden Ähnlichkeit eine Selbständigkeit der Faunen auf beiden Seiten des Atlantik, wie sie der heutigen Entfernung der Kontinente entspricht. Wiederholte Invasionen atlantischer Formen von Osten und Nordosten her vermochten wohl die vorher in Nordamerika seltenen Beyrichiiden über dieses Land auszubreiten, brachten aber keine Art aus dem britischen Silur nach Nordamerika. Auch der umgekehrte Weg wurde nicht beschritten. Außer einer großen Anzahl Gattungen sind die Subfamilien *Zygobolbinae* und *Drepanellinae* ausschließlich im nordamerikanischen Silur heimisch.

Es spricht nichts dafür, daß die silurischen Ostracoden Nordamerikas und Nordwesteuropas gemeinschaftlich in demselben kleinen Zwischenmeer gelebt hätten. Das Ergebnis der hier durchgeführten Untersuchung ist also mit den Annahmen der WEGENER'schen Theorie unvereinbar.

Literatur

1. ANDERSSON, J. G. Über das Alter der *Isochilina canaliculata*-Fauna. Öfversigt af Kongl. Vet. Ak. Förhandl., No. 2, S. 125—129, 1893.
2. BARRANDE, J. Système silurien du centre de la Bohème. Vol. I, Supplément I, 1872.
3. BONNEMA, J. H. Beitrag zur Kenntnis der Ostrakoden der Kuckersschen Schicht (C_2). Mitt. a. d. Min.-Geol. Inst. d. Reichsuniv. z. Groningen. 2. Bd, 1. Heft, 1909.
4. CHMIELEWSKI, Cz. Die Leperditien der obersilurischen Geschiebe des Gouvernements Kowno und der Provinzen Ost- und Westpreußen. Schriften d. phys.-ökon. Ges. zu Königsberg, XLI, S. 1—35, Taf. I—II, 1900.
5. EICHWALD, E. d'. Lethaea rossica ou Paléontologie de la Russie. Atlas. Ancienne Période. Stuttgart 1859.
6. JONES, T. R. Notes on Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. II. Some British and foreign species of Beyrichia. Ann. and Mag. of. Nat. Hist., Ser. 2, Vol. XVI, S. 163—175, Taf. VI, 1855.
7. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. III. Some species of Leperditia. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 2, Vol. XVII, S. 81—99, Taf. VI—VII, 1856.
8. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. IV. Some North American species. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 3, Vol. I, S. 241—257, Taf. IX—X, 1858.
9. — On the Palaeozoic bivalved Entomostraca of Canada. Geol. Survey of Canada. Dec. III, S. 91—102, Taf. XI, 1858.

10. Jones, T. R. and Holl, H. B. Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. VI. Some silurian species (Primitia). Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 3, Vol. XVI, S. 414—425, Taf. XIII, 1865.
11. — — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. IX. Some silurian species. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 4, Vol. III, S. 211—229, Taf. XIV—XV, 1869.
12. — On Ancient Water-fleas of the Ostracodous and Phyllopodous Tribes (Bivalved Entomostraca). The Monthly Microsc. Journ.: Transactions of the royal Micr. Soc., S. 184—193, Taf. LXI, 1870.
13. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. X. Entomis and Entomidella. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 4, Vol. XI, S. 413—416, 1873.
14. Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XIII. Entomis serratostriata and others of the so-called »Cypridinen« of the Devonian schists of Germany. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 5, Vol. IV, S. 182—187, Taf. XI, 1879.
15. — and Holl, H. B. Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XX. On the Genus Beyrichia and some new species. Ann. and. Mag. of Nat. Hist., Ser. 5, Vol. XVII, S. 337—363, Taf. XII, 1886.
16. — — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XXI. On some silurian genera and species. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 5, Vol. XVII, S. 403—414, Taf. XIII—XIV, 1886.
17. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XXIII. On some silurian genera and species. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 5, Vol. XIX, S. 176—195, Taf. IV—VII, 1887.
18. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XXIV. On some silurian genera and species. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 5, Vol. XIX, S. 400—416, Taf. XII—XIII, 1887.
19. — Notes on some silurian species of Gothland, 1887.
20. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XXV. On some silurian Ostracoda from Gothland. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 6, Vol. I, S. 395—411, Taf. XXI—XXII, 1888.
21. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XXIII. On some North American (Canadian) species. Ann. and Mag. of Nat. Hist., Ser. 6, Vol. III, S. 373—387, Taf. XVI—XVII, 1889.
22. — Notes on the Palaeozoic bivalved Entomostraca. No. XXVIII. On some Scandinavian species. Ann. and. Mag. of Nat. Hist., Ser. 6, Vol. IV, S. 267—273, Taf. XV, 1889.
23. — On some Palaeozoic Ostracoda from North America, Wales, and Ireland. Quart. Journ. of the Geol. Soc., Vol. XLVI, S. 1—30, Taf. I—IV, 1890.
24. — On some Devonian and Silurian Ostracoda from North America, France, and the Bosphorus. Quart. Journ. of the Geol. Soc., Vol. XLVI, S. 534—556, Taf. XX—XXI, 1890.
25. — On some Ostracoda from the Cambro-silurian, Silurian and Devonian rocks. Contrib. to Canad. Micro-Palaeontology, Part III, S. 59—99, Taf. X—XIII, 1891.
26. — On some Palaeozoic Ostracoda from Westmoreland. Quart. Journ. of the Geol. Soc. Vol. XLIX, S. 287—295, Taf. XII, 1893.
27. — On some Palaeozoic Ostracoda from the district of Girvan, Ayrshire. Quart. Journ. of the Geol. Soc. Vol. XLIX, S. 296—307, Taf. XIII—XIV, 1893.
28. Kiesow, J. Über Gotländische Beyrichien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XL, 1. Heft, S. 1—16, Taf. I—II, 1888.
29. — Beitrag zur Kenntnis der in westpreußischen Silurgeschieben gefundenen Ostracoden. Dies. Jahrb. f. 1889, S. 80—103, Taf. XXIII—XXIV, 1890.
30. Kolmodin. Sverges siluriska Ostracoder. Öfversigt af Kongl. Vet. Ak. Förhandl. 1879.
31. Krause, A. Die Fauna der sogen. Beyrichien- oder Choneten-Kalke des norddeutschen Diluviums. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXIX, S. 1—49, Taf. I, 1877.
32. — Über Beyrichien und verwandte Ostracoden in untersilurischen Geschieben. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XLI, S. 1—26, Taf. I—II, 1889.

33. Krause, A. Beitrag zur Kenntnis der Ostracoden-Fauna in silurischen Diluvialgeschieben. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XLIII, S. 488—521, Taf. XXIX bis XXXIII, 1891.
34. — Neue Ostracoden aus märkischen Silurgeschieben. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XLIV, S. 383—399, Taf. XXI—XXII, 1892.
35. — Über die Ostracodenfauna eines holländischen Silurgeschiebes. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XLVIII, S. 932—939, Taf. XXV, 1896.
36. Reuter, G. Die Beyrichien der obersilurischen Diluvialgeschiebe Ostpreußens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXVII, S. 621—679, Taf. XXV—XXVI, 1885.
37. Schmidt, F. Miscellanea Silurica I. — Über die russischen silurischen Leperditien mit Hinzuziehung einiger Arten aus den Nachbarländern. Mém. de l'Acad. Imp. d. Sc. d. St. Pétersbourg, Sér. 7, T. XXI, No. 2, 1873.
38. — Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebietes. Abth. I. Mém. de l'Acad. Imp. d. Sc. d. St. Pétersbourg, Sér. 7, T. XXX, No. 1, 1881.
39. Steusloff, A. Neue Ostracoden aus Diluvialgeschieben von Neubrandenburg. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XLVI, S. 775—787, Taf. LVIII, 1894.
40. Ulrich, E. O. Descriptions of new genera and species of Fossils from the Lower Silurian about Cincinnati. Journ. of the Cinc. Soc. of Nat. Hist., 1879.
41. — New and little known American Paleozoic Ostracoda. Journ. of the Cinc. Soc. of Nat. Hist., 1890.
42. — Beecherella, a new genus of Lower Helderberg Ostracoda. The American Geologist, Vol. VIII, Nr. 4, 1891.
43. — The Lower Silurian Ostracoda of Minnesota. Final report of the geol. and nat. hist. Survey of Minnesota, Vol. III, S. 629—693, Taf. XLIII—XLVI, 1897.
44. — New Lower Silurian Ostracoda, Nr. 1. The American Geologist. Vol. X, 1892.
45. — and Bassler, R. S. New American Paleozoic Ostracoda. Notes and descriptions of Upper Carboniferous genera and species. Nr. 1446. Proc. of the. U. S. Nat. Museum, Vol. XXX, S. 149—164, Taf. XI, 1906.
46. — — New American Paleozoic Ostracoda. Preliminary revision of the Beyrichiidae, with descriptions of new genera. No. 1646. Proc. of the U. S. Nat. Museum, Vol. XXXV, S. 227—340, Taf. XXXVII—XLIV, 1908.
47. — — American Silurian Formations. Paleozoic Ostracoda: Their Morphology, Classification and Occurence. Maryland Geol. Survey, 1923.
48. Verworn, M. Zur Entwicklungsgeschichte der Beyrichien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. XXXIX, S. 27—31, Taf. III, 1887.
49. Zenker, W. Monographie der Ostracoden. Archiv für Naturgeschichte, Bd. 20, 1854.

II. Phyllocarida. Packard

(*Leptostraca* Claus)

1. Aristozoë primordialis Linnss. sp.

1869. *Leperditia primordialis* Linnarsson, 5, S. 196; 6, S. 84, Taf. II, Fig. 65—66.

Von der vorliegenden Art gab Linnarsson eine sehr genaue und zutreffende Beschreibung, hielt sie aber für eine Ostracode und schloß sie an die Gattung *Leperditia* an.

Die Unrichtigkeit der Linnarsson'schen Bestimmung erkannte zuerst G. Holm. Er schreibt (4, S. 110, Fußnote): »»*Leperditia*« *primordialis*, welche eine chitinartige, glatte, glänzende, schwarze Schale besitzt, ist mit Sicherheit keine Ostracode und kann also nicht zur obengenannten Gattung gehören. Ebenso . . . . *Aristozoë rotundata* Walc. und *A. troyensis* Ford im Untercambrium Nordamerikas.

Ohne Zweifel sind sie sämtlich als Phyllocariden anzusehen.« Auf diese Stelle nimmt Grönwall Bezug (2, S. 162). Nach ihm ist die generische Stellung der Art zweifelhaft. Eine Verwandtschaft mit *Isochilina*, die Linnarsson annimmt, kann wegen der Chitinschale nicht in Frage kommen.

Die Art hat mit den Leperditien nur in den groben Umrissen eine gewisse Ähnlichkeit, in allen Einzelheiten bestehen Abweichungen, von denen die auffälligsten schon von Holm und Grönwall bemerkt wurden. Es fehlt außerdem der charakteristische Umschlag der Leperditien, statt dessen ist ein anders gearteter schmaler Randsaum entwickelt. Muskelfleck und Augenhöcker nebst umgebendem Netzwerk fehlen gleichfalls. Die runden Höcker (Protuberanzen) der fraglichen Form und die dazwischen liegenden Vertiefungen dürfen dem flach kegelförmigen Augenhöcker und den kaum wahrnehmbaren Muskeleindrücken echter Leperditien nicht gleichgestellt werden.

Hingegen stehen sowohl Material wie Form der Klappen in bester Übereinstimmung mit den von Barrande beschriebenen und gleichfalls für Ostracoden gehaltenen *Aristozoë*-Arten aus dem böhmischen Silur. Das Auftreten einer *Aristozoë*-Art im skandinavischen *Olenus*-Schiefer hat nichts Auffälliges, da Vertreter der Gattung nicht nur aus dem nordamerikanischen Cambrium, sondern neuerdings durch J. Samsonowicz (7), aus den Tonschiefern von Kamieniec in Polen (oberstes Untercambrium) bekannt geworden sind. Die in Frage stehende Art ist daher zur Gattung *Aristozoë* zu stellen.

Aristozoë primordialis Linnss. sp. wurde mehrfach in Geschieben gefunden, und zwar meistens allein. Nur in einem Stück von Jeserig bei Brandenburg fand sie sich mit *Agnostus laevigatus* Dalm. sp. und *Acrotreta socialis* v. Seeb.

2. Ceratiocaris sp.

In Phosphorit verwandelte Kiefer fanden sich in einigen Beyrichienkalkgeschieben.

Literatur

1. Barrande, J. Système silurien du centre de la Bohème. Vol. I, Supplém. I.
2. Grönwall, K. A. Bornholms Paradoxideslag og deres Fauna. Danske geolog. Undersögelse, II. Raekke, No. 13. 1902.
3. Hall, J., and Clarke, J. Palaeontology of New York. Vol. VII. 1888.
4. Holm, G. Sveriges kambrisk-siluriska Hyolithidae. Sveriges geolog. undersökning. Ser. C, Afhandl. och upps. No. 112. 1893.
5. Linnarsson, J. G. O. Diagnoses specierum novarum e classe Crustaceorum in depositis Cambricis et Siluricis Vestrogotiae Sueciae repertarum. Öfvers. af Kongl. Vetensk. Ak. Förhandl. 1869, No. 2.
6. —. Om Vestergötlands cambriska och siluriska aflagringar. Kongl. Svenska Vetensk. Ak. Handl. 8, No. 2. 1869.
7. Samsonowicz, J. O stratigrafij kambru i ordowiku we wychodniej cześci gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Polsk. Inst. Geol. 1. 1920.

Tafel 20

(G. L. M. = Geologisches Landesmuseum, Berlin. K. = Sammlung Kummerow)

Fig. 1. *Leperditia ordoviciana* n. sp. Rechte Klappe. 2 ×. K.
» 2. » *phaseolus* His. var. nov. *praecursor*. Linke Klappe. 5 ×. K.
» 3. » *pustulosa* n. sp. Linke Klappe. 2 ×. K.
» 4. » *obesa* n. sp. Rechte Klappe, a) von außen, b) Querschnitt. 2 ×. K.
» 5. *Aparchites* (?) *frequens* Steusl. sp. Linke Klappe. 15 ×. K.
» 6. » *marchicus* n. sp. Ganze Schale von rechts. 15 ×. K.
» 7. » *cuneatus* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten. 15 ×. K.
» 8. » *inaequalis* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten. 15 ×. K.
» 9. *Leperditella vandalica* n. sp. Ganze Schale von links. $7^1/_2$ ×. K.
» 10. » *baltica* n. sp. Ganze Schale von rechts. 10 ×. K.
» 11. *Primitiella glauconitica* n. sp. Linke Klappe. 15 ×. K.
» 12. » *procera* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten, c) im Querschnitt. 15 ×. G. L. M.
» 13. » *cornuta* n. sp. Ganze Schale von links. 15 ×. G. L. M.
» 14. *Primitia umbilicata* n. sp. Linke Klappe. 15 ×. K.
» 15. » *parva* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten. 15 ×. K.
» 16, 17. *Primitia Bassleri* n. sp.
Fig. 16. Rechte Klappe. 15 ×. K.
» 17. Ganze Schale, von unten. 15 ×. K.
» 18. *Primitia parallela* n. sp. Linke Klappe. 30 ×. G. L. M.
» 19. » *limbata* n. sp. Linke Klappe. 15 ×. K.
» 20. *Laccoprimitia borussica* n. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von unten. 15 ×. G. L. M.
» 21. *Euprimitia compta* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten. 15 ×. K.
» 22. *Halliella umbonata* n. sp. Linke Klappe. 30 ×. G. L. M.
» 23, 24. *Primitiopsis oblonga* J. et H. sp.
Fig. 23. Rechte Klappe, von innen. 10 ×. K.
» 24. Ganze Schale, Längsschnitt. 10 ×. K.
» 25. *Bollia tricollina* n. sp. Linke Klappe. 20 ×. K.
» 26 *Placentula auricularis* n. sp. Linke Klappe. 15 ×. K.
» 27, 28. *Craspedobolbina Dietrichi* n. sp.
Fig. 27. Rechte Klappe eines männlichen Individuums. 30 ×. K.
» 28. Ganze Schale eines weiblichen Individuums, von links. 25 ×. K.
» 29—32. *Apatobolbina platygaster* n. sp.
Fig. 29. Rechte Klappe eines männlichen Individuums. 15 ×. K.
» 30. Ganze Schale eines männlichen Individuums, a) von oben, b) von unten. 15 ×. K.
» 31. Rechte Klappe eines weiblichen Individuums. 15 ×. K.

Tafel 21

Fig. 1 *Apatochilina* (?) *simplex* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten, c) Querschnitt. 15 ×. K.
» 2. *Kloedenia cribrosa* n. sp. Rechte Klappe. 15 ×. K.
» 3, 4. *Welleria primitioides* n. sp.
Fig. 3. Rechte Klappe eines männlichen Individuums. 15 ×. K.
» 4. Rechte Klappe eines weiblichen Individuums. 15 ×. K.
» 5, 6. *Beyrichia obliqua* n. sp.
Fig. 5. Linke Klappe eines männlichen Individuums. 15 ×. K.
» 6. Rechte Klappe eines weiblichen Individuums. 15 ×. K.
» 7. *Beyrichia acutiloba* n. sp. Rechte Klappe. 15 ×. K.
» 8. *Ctenobolbina Diensti* n. sp. Rechte Klappe eines weiblichen Individuums. 30 ×. K.
» 9. *Beyrichiella bifurcata* n. sp. Rechte Klappe eines weiblichen Individuums. 30 ×. K.

Fig. 10. *Kirkbya minima* n. sp. Rechte Klappe. 30 ×. K.
» 11. *Macronotella elliptica* n. sp. Rechte Klappe. 10 ×. K.
» 12. » *lenticularis* n. sp. Ganze Schale. 15 ×. K.
» 13. *Thlipsura triloba* n. sp. Linke (?) Klappe. 30 ×. G. L. M.
» 14. *Octonaria perplexa* n. sp. Einzelne Klappe. 30 ×. K.
» 15. *Krausella spinata* n. sp. Rechte Klappe. 15 ×. K.
» 16. *Bairdia elongata* n. sp. Ganze Schale von rechts. 30 ×. G. L. M.
» 17. » (?) *cuneata* Steusl. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von oben, c) Querschnitt. 15 ×. K.
» 18. *Bythocypris subreniformis* n. sp. Ganze Schale, a) von links, b) von unten. 15 ×. K.
» 19. » *incurvata* n. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von unten. 15 ×. K.
» 20. » *strombiformis* n. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von oben, c) von unten. 15 ×. K.
» 21. » *humeralis* n. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von unten. 15 ×. K.
» 22. *Cytherella minima* n. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von unten. 30 ×. K.
» 23. *Cytherellina robusta* n. sp. Ganze Schale, a) von rechts, b) von unten. 15 ×. K.
» 24. *Barychilina substriatula* n. sp. Linke Klappe. 30 ×. K.

Die Foraminiferen des elsässischen Giganteustones, unter besonderer Berücksichtigung der oberelsässischen Vorkommnisse

Von Herrn **Hans Klähn** in Rostock

Hierzu Tafel 22 und 23

1. Geologische Bemerkungen

Während aus Lothringen die Giganteustone bezw. deren kalkige Fazies schon lange als »Other Kalk« und als »Mergel und Kalke von la Hutie« (VAN WERVEKE) bekannt sind und im Unterelsaß als »Mergel von Grassendorf« von VAN WERVEKE ausgeschieden wurden, sind sie aus dem Oberelsaß nur an einer Stelle nachgewiesen worden. Ich entdeckte sie bei Begehungen des Strangenbergs bei Rufach, wo sie gelegentlich bei Weinbergsarbeiten ausgehoben wurden. Ich bezeichnete diese Mergel als »Westhaltener Mergel« und schätzte ihre Mächtigkeit auf etwa 4—5 m (Geologie d. Umgebung von Colmar; Naturh. Gesellschaft von Colmar 1914, S. 75). Noch kurz vor dem Kriege fand ich sie südwestlich der Kapelle des Bollenbergs bei Rufach an der Grenze Reb- gegen Brachland. Während aber am Strangenberg die dunklen Mergel neben unbestimmbaren Bruchstücken ein Fragment von *Belemnites giganteus* lieferten, konnte ich an letzterem Ort keine makroskopischen Fossilien oder Bruchstücke davon auflesen. Doch läßt ihre stratigrapische Lagerung keinen Zweifel an ihrer Zugehörigkeit zu dem betreffenden Horizont aufkommen. An beiden Orten liegen sie zwischen den hangenden hellen, Kalkknollen führenden Blagdenischichten, welche ich die »Mergel vom Strangenberg« nenne, und welche die Äquivalente der »Mergel und Kalke von Griesbach« im Unterelsaß und derer von Fentsch in Lothringen (VAN WERVEKE) sind, und den liegenden eisenoolithischen Kalken mit *Pecten pumilus*, *P. disciformis* und *Pseudomonotis echinata*. Dies sind die »Kalke von Bergholz-Zell«, die Äquivalente der »Kalke von Ettendorf« im Unterelsaß und des »Hohebrückner Kalkes« in Lothringen.

Ein ähnlich entwickelter Mergel war mir schon früher aufgefallen südwestlich Wettolsheim (bei Colmar) nicht weit von der Vogesenrandstörung wenige Schritte unterhalb der Marke 336,1 auf dem Meßtischblatt Winzenheim. Durch das Einschneiden von Wagenrädern war

ein schwarzer Ton bloßgelegt worden, dessen Lagerungsbeziehungen aber unklar waren. Wohl kommen einige Schritte nördlich des genannten Fundpunktes, wo der Weg nach Nordosten in Rebgelände umbiegt, einige Platten eisenhaltigen Kalkes heraus, welche *Pecten pumilus* und eine kleine *Sonninia* (?) führen, auch sieht man einige Schritte oberhalb die oolithischen mergligen Blagdenischichten mit *Pholadomya murchisoni* anstehen, doch lag es nahe, daß wegen der Nähe der großen Störung mittelliassische Tone in Frage kamen, gegen welche die vorhin genannten Schichten verworfen sind. Da makroskopische Fossilreste nicht gefunden werden konnten, so versuchte ich es mit der Untersuchung auf Foraminiferen. Da zeigte es sich, daß diese zum großen Teil mit denen des Strangenbergs, und zwar in typischen Exemplaren, übereinstimmen. Es kommen vor allem Epistominen in Betracht, welche dem Lias fehlen.

Hier zeigte sich der große Wert der Foraminiferen als Leitfossilien, worauf ich bereits in meiner Arbeit über die Foraminiferengeschlechter *Rhabdogonium*, *Frondicularia* und *Cristellaria* der elsässischen und badischen Juraschichten hingewiesen habe. Die Foraminiferen liefern uns nun den einwandfreien Beweis, daß sich die Giganteustone (oder Mergel) am Rande der Vogesen von der Lauch bis zur Fecht hinziehen. Hiermit haben wir auch die Verbindung zwischen den Giganteustonen von Belfort (Deecke, D. Foraminiferenfauna d. Zone d. Stephanoceras humphresianum im Unterelsaß, Abh. d. geol. Spez.-Karte von Elsaß-Lothr. Bd. IV, Heft 1, 1884, S. 14) und den unterelsässischen Vorkommnissen.

Im folgenden gebe ich das Resultat der mikroskopischen Untersuchung, welche eine Lücke ausfüllen soll. Bisher wurden wohl die Humphresianus-, die Parkinson- und Ornatenschichten, ferner der litauisch-kurische obere Dogger und ebenso der Dogger Lothringens und der »Fullers-Earth« Krakau's auf Foraminiferen untersucht, doch nie der Giganteuston. Obschon dieser dem eisenoolithischen Kalk mit *Steph. humphresianum* nahe steht, so werden sich doch Unterschiede bezüglich einiger Foraminiferen ergeben, wobei ich vor allem an diejenigen denke, welche Deecke in den tonigen Zwischenlagen des unterelsässischen Humphresihorizontes gefunden hat.

Es wird sich aber auch zeigen, daß innerhalb dieses engen Horizontes auf die kurzen Entfernungen hin, welche die von mir aufgefundenen Lokalitäten trennen, die Foraminiferenfaunazusammensetzung schwankt.

Was nun die Schlämmresultate anbelangt, so fällt bei dem Ton vom Strangenberg der Reichtum an eisenhaltigen, sandigen Konkretionen von meist unregelmäßiger, eckiger Gestalt auf. Daneben finden sich hellere kalkige Partikel. Sehr häufig sind Schalenbruchstücke von Zweischalern, selten sind Kalkspatteile. Quarzstückchen von glasiger Helle sind nicht selten und häufig zu Sandklümpchen zusammengekittet. Neben Foraminiferen sind Ostracoden sehr häufig.

Der Mergel von Wettolsheim zeichnet sich gegenüber demjenigen vom Strangenberg durch einen größeren Reichtum an Kalk aus, der öfters in kleinen Konkretionen auftritt. Dafür ist das Wettolsheimer Material ärmer an Quarz. Kleine Eisenkonkretionen und Schalenbruch-

stücke sind sehr häufig. Auch hier finden sich neben Foraminiferen viele Ostracoden.

Zum Vergleich ziehe ich auch die Foraminiferen des Giganteustones von Ettendorf i. U. Els. (Blatt Pfaffenhofen) heran, welche sich als zum Teil identisch mit denen des Oberelsaß erweisen. Leider konnte ich kein reines Material auf den übrigen unterelsässischen Blättern sammeln.

Zum Schluß möchte ich noch erwähnen, daß ich die bereits bekannten Foraminiferenarten, welche sich gegenüber den von mir bearbeiteten nicht unterscheiden, nur aufzähle, dafür aber Abbildungen bringe, damit sich der Leser von dem wahren Aussehen dieser oder jener Foraminifere überzeugen kann. Jedoch bringe ich keine Abbildungen der Cristellarien und Frondicularien, weil ich diese bereits in meiner Monographie, welche die genannten Geschlechter zum Gegenstand der Untersuchung hat, hinlänglich berücksichtigt und abgebildet habe.

2. Die Foraminiferenfauna des Giganteustones

Ich möchte der Beschreibung der Foraminiferen einige Worte über die Gesichtspunkte, welche mich bei der Trennung der Arten leiteten, vorausschicken. Die Ansichten über den Wert derselben sind so verschieden, daß ein Teil der Forscher alle Typen, welche sich nur etwas ähneln, und welche in den verschiedensten Formationen vorkommen, kurzerhand zusammenwirft, andere Autoren aber trennen auf Grund kleinster Merkmale eine Unmenge von Formen und sehen sie als selbstständige Arten an. Eine dritte Gruppe von Forschern hat im Laufe der Untersuchungen ihre Ansichten über diese Dinge geändert, wie Terquem und Deecke. Letzterer hat in seiner Arbeit über die Foraminiferen des unterelsässischen Humphresianushorizontes zahlreiche Arten ausgeschieden, ist aber später von der Haltlosigkeit derselben überzeugt, so daß er in seinen interessanten Betrachtungen über die Foraminiferen (N. Jahrb. f. Min. usw., Jahrb. 1914, Bd. II) schreibt: »Aber eine größere Berechtigung hat schon die Ansicht, welche in den sogenannten Gattungen der Foraminiferen nur etwa Äquivalente der Arten unter den höher organisierten Tieren sieht.« Diese Ansicht wird von verschiedenen Autoren geteilt, wobei ich hier an die Forscher der Juraforaminiferen, wie Issier, Häusler, Schick, denke.

Fragen wir nach der Ursache, warum die Genannten geneigt sind, zahlreiche Juratypen mit jüngeren Formen zu vereinigen, so liegt der Grund darin, daß einmal die Isophänie — sei sie nun partieller oder totaler Natur (vergl. meine Arbeit über die Foraminiferengeschlechter *Rhabdogonium*, *Frondicularia* und *Cristellaria* der elsässischen und badischen Juraschichten) — eine große Rolle spielt, daß aber andrerseits von den Juraforschern die jüngeren Formen nicht oder nur in ganz geringem Maße zum Vergleich herangezogen wurden. Und das ist unbedingt nötig, wenn man zu irgend welchen greifbaren Resultaten kommen will. Das ist mir so recht bei der Abfassung der oben zitierten Arbeit zum Bewußtsein gekommen. Auch ich hatte in der Abhandlung über die Foraminiferen der elsässischen Tertiärforaminiferen (D. Geologie d. Umgebg.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

von Colmar, nebst einem paläont. Anhang: I. Foraminiferen, II. Bryozoen, III. Ostracoden, Mitt. d. nath. Ges. zu Colmar, Jahrg. 1914—15) manche Form mit älteren Typen vereinigt, habe aber später diese Methode aufgegeben, trotzdem sie recht bequem ist. Beherrscht man aber nur einigermaßen die Foraminiferenfaunen verschiedener Formationen, so werden sich so manche scheinbar nur nebensächliche Merkmale als recht wichtig herausstellen. Dabei ist es aber unbedingt nötig, daß man nicht nur bestimmte Typen für sich betrachtet, sondern vor allem den ganzen Kreis der Varietäten und Derivate berücksichtigt. In meiner Juraarbeit verglich ich dieses Vorgehen mit dem Studium der homologen Reihen. Die Glieder derselben unterscheiden sich in ihren Eigenschaften nur wenig, differieren aber in ihrer Zusammensetzung. Das beste Beispiel ist das der *Cristellaria prima* und *rotula*. Die erstere ist die ältere, die letztere die jüngere Form. Wenn sie sich auch in manchen Merkmalen ähneln, so stellen sich doch unter Berücksichtigung der zu ihnen gehörenden Derivate derartige Unterschiede heraus, daß sie unmöglich zusammengeworfen werden können, wie dies in der letzten Zeit geschah. *Cr. prima* ist der Vorläufer von *Cr. rotula*. Ähnlich steht es mit den von mir bearbeiteten Frondicularien.

Sehr schwierig ist es allerdings, einfache Formen, wie etwa *Saccamina agglutinans T.* von jüngeren Typen zu unterscheiden. Man wird in diesen Fällen gut tun, die jurassischen Schalen vorläufig mit besonderen, meist von Terquem herrührenden Namen zu belegen und abzuwarten, was weitere Forschungen bringen.

Als Leitfossilien werden die Foraminiferen von manchen Autoren verworfen. Doch geht man dabei entschieden zu weit. Man denkt dabei stets an den Wert der Ammoniten als Leitfossilien. In diesem Sinne sind die Foraminiferen allerdings nicht zu gebrauchen. Doch habe ich in der oben zitierten Arbeit gezeigt, daß innerhalb bestimmter Zonenkomplexe des Jura charakteristische Formen auftreten, welche als Leitfossilien brauchbar sind. Im folgenden wird sich dies ebenfalls zeigen.

Saccaminidae

Saccamina agglutinans T.

Taf. 22, Fig. 1 A, B

Bisher war *Saccamina* mit Sicherheit im Jura nur in der Schweizer Transversariuszone nachgewiesen worden (Häusler, a. a. O. 16, I, 4). Häusler vermutet jedoch, daß kleine Fragmente, welche Terquem im Lias beobachtete, vielleicht hierher gehören. Häusler meint wahrscheinlich *Orbulina rugosa* T. aus dem mittleren Lias mit *Plicatula spinosa* von Saint-Julien-Lès-Metz und vom Saint-Quentin (3. Mém. For. Lias 167, VII, 3). Terquem sagt bezüglich der Schale u. a., daß sie sehr rauh sei, es ist also nicht sicher, daß sie agglutiniert. Allerdings würde die Größe gut zu den mir vorliegenden Schalen passen, denn ihr Durchmesser beträgt 0,39 mm, während derjenige der lothringer Form 0,4 mm besitzt. Ich würde die bei uns auftretenden Schalen lieber zu *Saccamina rugosa* stellen, als sie mit der lebenden *shaerica* zu iden-

tifizieren. Ich ziehe jedoch vor, sie direkt zu TERQUEM's *Lagena agglutinans* (3. Mém. syst. ool. 250, XXV, 29, auf der Tafel irrtümlich als Fig. 28 angegeben) aus den Parkinsonschichten von Fontoy zu stellen. Bei dieser sagt TERQUEM ausdrücklich, daß sie agglutiniert.

Selten am Strangenberg.

Rhabdamminidae

Hyperammina elongata BRADY (?)

Taf. 22, Fig. 2

Ein kleines Bruchstück fand sich am Strangenberg, das vielleicht zu der von HÄUSLER aus der schweizer Transversariuszone beschriebenen *H. elongata* gehört, es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß es sich um eine *Rhabdammina elliptica* DEECKE, welche dieser aus der elsässischen Humphresianuszone anführt (a. a. O. 23, I, 1), handelt, doch agglutiniert die oberelsässische Form weniger.

Lituolidae

Reophax scorpiurus P. u. J. (DE MONTFORT)

Taf. 22, Fig. 3

Das einzige gefundene Bruchstück paßt am besten zu der von HÄUSLER (For. d. Zone d. Amm. transv. 17, V, 23—24) aus dem schweizerischen Transversariushorizont als *R. scorpiurus* beschriebenen Form, Vielleicht ist mit ihr *R. polieides* DEECKE aus der elsässischen Humphresianuszone (a. a. O. 19, I, 2 a—c) identisch, wenn auch die abgebildeten Exemplare etwas untersetzter zu sein scheinen. DEECKE hält es nicht für ausgeschlossen, daß TERQUEM's *Nod. agglutinans* (Syst. ool. III, XXIX, 18) hierher gehört. Es ist aber auch möglich, daß es sich da um ein abgebrochenes *Haplophragmium agglutinans* handelt.

Das Bruchstück vom Strangenberg mißt 0,43 mm.

Ammodiscidae

Ammodiscus tenuissimus GÜMB.

Taf. 22, Fig. 4 A—F

Diese vom Lias bis in die unteren Malmschichten nachgewiesene Form kommt an den oberelsässischen Giganteuslokalitäten in der von vielen Autoren unterstrichenen Mannigfaltigkeit vor und zwar häufig am Strangenberg und bei Wettolsheim, seltener am Bollenberg und bei Ettendorf. Neben den typischen Formen, welche im Durchschnitt etwa 0,2 mm Durchmesser besitzen, findet man auch flachere Gehäuse (Taf. I, Fig. 4 C—F), welche meistens nach der einen Seite etwas eingesenkt sind und am Rande kielartig auslaufen. Sie ähneln der *Spirillina decorata* BRADY (Chall. Rept. 633, IXXXV, 22—25), doch handelt es sich kaum um eine zu dieser Gattung gehörige Form, denn ich konnte keine Poren erkennen.

Miliolinidae

Spiroloculina longiscata T. u. Berth.

Am Bollenberg finden sich selten Gehäuse, welche die Gestalt der von Terquem und Berthelin (For d'Essey, 78, VII, 8—9) aufgestellten Art und die größte Ähnlichkeit mit den Vertretern dieser Spezies aus dem Oxford von Montbeliard (Deecke a. a. O. 17, I, 22) haben. Die Schalen sind z. T. rauh und wie mir scheint, auch agglutinierend, wenn es sich nicht um einen Überzug von kleinen Fremdteilen handelt. Diese Schalen erinnern an *Sp. asperula* Kas. bezw. *Sp. arenaria* Brady (Chall. Rept. 152, 153, VIII, 11—14), doch sind die rezenten Formen breiter als die Typen aus dem Giganteuston.

Ziemlich selten im Giganteuston des Bollenberg und mit glatter Schale bei Ettendorf.

Globigerinidae

Orbulina macropora T. (?)

Taf. 22, Fig. 5

Das einzige gefundene Exemplar paßt am besten zu der Terquem-schen Form aus den Parkinsonschichten von Fontoy (5. Mém. syst. ool. 344, I, 3), allerdings sind die Poren nicht so regelmäßig wie bei dieser angeordnet.

Selten am Strangenberg. Durchmesser: 0,21 mm.

Nodosaridae

Testae bicameratae

(Nodosaria oligostegia Rss. = *calomorpha* Rss.)

Taf. 22, Fig. 11.

Nach dem Vorschlag von Häusler (Lageniden d. schweiz. Jura S. 186) bringe ich alle unverzierten, zweikammrigen Schalen unter der Bezeichnung »Testae bicameratae« unter. Es ist mit dem besten Willen mit diesen Typen nichts anzufangen. Von verschiedenen Seiten wurde betont (Reuss, Goes, Häusler, Issler), daß es unmöglich sei, bei einem solchen zweikammrigen Gehäuse zu entscheiden, ob eine zweikammrige *Lagena* oder ein Jugendexemplar einer *Nodosaria* vorliegt. Man kann zwei »Sorten« unterscheiden, von denen die eine länglich faßförmige Segmente vom Typus der *Nod. consobrina* bezw. *simplex* T. (Goes, Brady, Egger), die andere mehr kuglige Kammern vom Typus der *N. soluta* bezw. *radicula* (*N. simplex* Silv., Brady) besitzt. Ein großer Teil der in der Literatur unter den Bezeichnungen *calomorpha*, *oligostegia*, *oolithica*, *cuneiformis* usw. gehenden Gehäuse gehört sicher zu der einen oder anderen Hauptgruppe.

Besser ist man mit den verzierten zweikammrigen Stücken dran, weil die Art der Verzierung den Entscheid darüber geben kann, ob eine zweikammrige *Lagena* oder irgend eine jugendliche *Nodosaria* vorliegt. So kann man bei den zweikammrigen Exemplaren von *N. hispida* d'Orb. (Brady, Chall. Rpt. LXIII, 10—12) oder *N. badensis* d'Orb. var. *aculeata* Egger (Miocän Ortenburg XI. 17—21) sicher sein, daß es sich

nicht um *Lagena* handelt, denn die betreffende Art der Verzierung kommt auch bei drei- und mehrkammrigen Schalen vor. Ähnlich ist es bei *N. scalaris* Batsch.

Das einzige gefundene Exemplar stammt von Wettolsheim. Länge: 0,16 mm. Es stimmt vollständig mit den bei Reuss abgebildeten Typen (Verst. d. böhm. Kreideform., I, 27; XIII, 19—20) überein.

Nodosaria simplex T.

Taf. 22, Fig. 12 A—C

Diese recht gemeine Form ist im ganzen Jura vertreten und wird als *N. jurensis*, *robusta*, *umbecilla*, *sarthacensis* (*glandulina immutabilis* s. Deecke, For. Oxfordien de Montbélard I, 5), *aequabilis*, *marsupifera*, *imbecilla*, *consobrina*, *oolithica*, *sinemuriensis*, und *cuneiformis* aufgeführt. Die Form mit *N. consobrina* d'Orb. (For. foss. Vienne 46, II, 1—3) vereinigen zu wollen, wie Häusler (Transversariuszone 99, XIII, 68—70; XIV, 6—10, 20) und Schick (Beitr. z. Kenntn. d. Mikrofauna d. schwäb. Lias 142) es tun, geht nicht an, denn der Querschnitt von *N. simplex* ist stets mehr oder weniger elliptisch, hingegen derjenige von *N. consobrina* kreisrund. Dazu kommt noch, daß die durchschnittliche Größe der letzteren eine bedeutendere als die der *N. simplex* ist.

Aus dem Giganteuston von Wettolsheim liegen nur wenige Exemplare vor. Ein typisches Exemplar hat eine Länge von 0,48, eine Breite von 0,18 mm. Am Strangenberg häufig, am Bollenberg selten.

Nodosaria nitida T.

(*N. radicula* L. bei verschiedenen Autoren)

Ich wähle die Bezeichnung *N. nitida* T. für eine Form, deren Schale kreisrunden Querschnitt hat, deren Kammern kugelrund oder fast zylindrisch sind. Die Suturen sind mehr oder weniger tief.

Es ist dies ein höchst variabler Typus, dem palaeozoische, triadische und auch kreidige, tertiäre und rezente Formen ähnlich sehen. Von manchen Autoren wird alles als *N. radicula* vereinigt. Hierzu sei folgendes bemerkt:

Die Abbildungen, welche Montagu und Lamarck 1832 (Encycl. meth. Bd. III, S. 465, Fig. 4 a—c) von *N. radicula* geben, wurden nach d'Orbigny (Ann. Sci. nat. Bd. VII, S. 252, Mod. Nr. 1; 1826) nicht weiter berücksichtigt, worauf die weitgehende Zerspaltung der Form z. T. zurückzuführen ist. Was eigentlich unter dieser verstanden sein soll, ist nicht klar.

Im Jahre 1854 wurde von Reuss eine *N. geinitzi* aus dem Wetterauer Zechstein und von Bornemann eine *Glaudulina rotundata*, *tenuis* und *major* aus dem Göttinger Lias beschrieben. Während die Reuss'sche Form mit *N. radicula* identifiziert wird, stellt man Bornemann's Stücke teils zu Varietäten dieser Art, teils werden sie aber direkt mit ihr zusammengeworfen.

Schon 1850 hatte Neugeboren verschiedene »*radicula*«-Formen als

Gland. conica, *incisa*, *nodosa*, *nitidissima* beschrieben. Diese zeichnen sich durch die undeutlichen Nähte der Anfangskammern aus.

1876 beschreibt Brady *N. radicula* aus dem oberen Palaeozoicum und macht auf die Ähnlichkeit derselben mit *N. limbata* d'Orb. (Mém. soc. géol. 1840, I, 1) und *N. humilis* Roemer (Verst. d. nordd. Kreide, XV, 6), *lepida*, *concinna*, *acuminata*, *subrecta* Rss. (Westf. Kreide I, 2, 3, 7, 10) aufmerksam. Sodann erwähnt der genannte Autor die Analogie dieser Formen mit *Gland. elegans*, *reussi*, *beyrichi*, *ambigua* Neug. (1856, Denksch. d. Ak. d. Wiss. Wien I, 5—9, 13—16). Auch Costa's *N. ovularis* (For. foss. Terz. Messina I, 8—9) identifiziert er mit *N. radicula*. Schließlich hält es Brady nicht für ausgeschlossen, daß unter den von Terquem aus dem Mesozoicum beschriebenen Nodosarien *N. radicula* vorhanden sei.

Bereits 1864 hatte R. Jones (For. fr. the northatl. and arct. Oceans S. 341) einige Foraminiferen als *N. radicula* L. sp. beschrieben, unter der sich dickköpfige und tonnenförmige Schalen befinden. Sie zeigen runde und geschlitzte Mündungen, welche die Verbindung zwischen *Nodosaria* und *Lingulina* darstellen sollen.

Es sei dann noch erwähnt, daß Brady im Challenger Report verschiedene Abbildungen bringt (LXI, 28–31), die sich auf *N. radicula* sp. beziehen. Diese variieren aber dermaßen, daß man z. B. Fig. 23—27 kaum für identisch mit Fig. 28—31 halten kann. Brady sucht etwas Ordnung in die *radicula*-Angelegenheit zu bringen, indem er vieles vereinigt und die Varietäten *ambigua* und *annulata* ausscheidet.

Ich halte es für das Beste, wenn man die Bezeichnung »*radicula*« für die jüngeren Typen, auf die sie ja auch ursprünglich angewandt wurde, reserviert, und als *N. nitida* die jurassischen, als *N. geinitzi* die palaeozoischen Formen bezeichnet. Dabei ist dann zu untersuchen, welche Derivate die einzelnen Grundtypen liefern, so wie ich dies bei der Untersuchung der *Cr. prima* und *rotula* getan habe (Foraminiferengeschlechter *Rhabdogonium* usw.). Ähnlich verfährt Häusler (For. d. Zone d. Amm. transvers. S. 92), doch vergleicht er dabei Schalen aus allen möglichen Formationen und vereinigt sie zu Haupt- und Nebenreihen. Er betont, daß die einfachen Modifikationen der Transversariuszone in andere Gattungen und Arten überleiten. Er stellt Haupt- und Nebenreihen auf. Als eine Hauptstammform sieht Häusler *Lagena globosa* an, die über *N. radicula*, *Dentalina* und *Marginulina* zu *Cr. rotula* führt. Weitere Reihen enden mit *Gland. laevigata*, *N. filiiformis*, *longiscata*, *hispida*, *raphanus*, *Lingulina carinata* und *Frond. complanata*. Weiter möchte ich nun hierauf nicht eingehen.

Nod. nitida T. kommt selten im Giganteuston von Wettolsheim vor

Nodosaria terquemi d'Orb.

(*Nod. pauperata* bei einigen Autoren)

Taf. 22, Fig. 13 A—C

Diese Form kommt im ganzen Jura vor und zeichnet sich dadurch aus, daß die unteren Kammern nicht eingeschürt sind. Es ist also eine

gewisse Ähnlichkeit mit der tertiären und lebenden *N. pauperata* d'Orb. vorhanden, weshalb *N. terquemi* von Häusler, Issler, Sellheim und Paalzow mit dieser identifiziert wird. Doch ist dieses Vorgehen nicht richtig, denn zwischen beiden Formen besteht der große Unterschied, daß die Schalen der jurassischen Art stets mehr oder weniger komprimiert sind, während die jüngere Form einen kreisrunden Querschnitt besitzt.

N. terquemi kommt selten im Giganteuston des Strangenbergs und von Wettolsheim vor. Länge 0,27, Breite 0,64 mm.

Nodosaria vestuta T.

(*Nod. communis* d'Orb. bei einzelnen Autoren)

Taf. 23, Fig. 14 A—H

Da *N. vetusta* sehr variabel ist, so ist sie mit einer großen Zahl von Taufnamen gesegnet. Vadasz, Brückmann, Wisniowski, Schick, Häusler, Paalzow vereinigen die jurassische Form ohne weiteres mit der jüngeren *N. communis*, was aber nicht richtig ist, denn diese hat fast immer einen runden, dagegen *N. vetusta* einen mehr oder weniger elliptischen Querschnitt. Selten wird er kreisrund.

N. vetusta kann eine rauhe Oberfläche besitzen, doch ist nicht ohne weiteres zu entscheiden, ob dies eine Eigenschaft des Tieres ist, oder ob die Rauhigkeit auf sekundäre Ursache zurückzuführen ist.

Nicht selten im Giganteuston von Wettolsheim und des Strangenberg. Länge: 0,5—0,7 mm. Ich fand eine Schale mit rauher Oberfläche, welche Terquem als *D. collenoti* bezeichnet. Am Bollenberg nicht häufig.

Nodosaria prima d'Orb.

Taf. 23, Fig. 15 A—B

Diese im ganzen Jura auftretende Art kommt auch bei Wettolsheim und am Strangenberg nicht häufig vor. Ganze Gehäuse fand ich jedoch nicht, auch nicht am Bollenberg.

Nodosaria striatojurensis

(*N. raphanus* und *raphanistrum* bei einzelnen Autoren)

Taf. 23, Fig. 16 A—D

Im Jura kommt eine Form vor, welche von manchen Autoren als *N. raphanus* und *raphanistrum* aufgeführt wird. Niemand weiß recht, was Linné mit dieser Bezeichnung gemeint hat. Doch ist sicher, daß sich die als solche aufgeführten jurassischen Schalen von den jüngeren Formen in einigen Merkmalen unterscheiden. Sie erreichen selten oder gar nicht die Größe der letzteren, auch scheinen die Längsrippen weniger kräftig zu sein. Sodann haben die rezenten Typen stets einen Stachel am unteren Ende, welcher den jurassischen Vertretern fehlt.

Ich hätte gerne eine der Terquem'schen Bezeichnungen auf die jurassische Art angewandt, doch sind diese irreführend, wie z. B. *quadrilatera*, *quadricosta*, so daß ich es vorziehe, einen neuen Namen zu wählen.

N. striatojurensis kommt nicht häufig bei Wettolsheim und am Bollenberg in verschiedenen Modifikationen vor. Länge: 0,27—0,43 mm.

Nodosaria pistilliformis Schw. sp.

Taf. 23, Fig. 17

Aus der Transversariuszone (1868, Über d. Zone d. Amm. transvers. Geogn. pal. Beitr. 1, Bd. 304, Fig. 5) beschreibt Schwager eine berippte *Nodosaria*, welche oben ziemlich aufgeblasen ist, sich nach unten aber stark verjüngt. Unsere Schale ist noch dicker, auch sind weniger Rippen vorhanden.

Das Fossil kommt sehr selten bei Wettolsheim vor, Deecke wies sie im unterelsässischen Humphresianushorizont nach.

Frondicularia carinata d'Orb.

Taf. 6, Fig. 34 in Klähn, D. Foram.-Geschl. *Rhabdogonium* usw.

Bezüglich *Fr. carinata* verweise ich auf das in der oben zitierten Arbeit von mir Gesagte.

Sehr selten bei Wettolsheim und am Strangenberg. Länge: 0,43, Breite: 0,27 mm.

Frondicularia terquemi d'Orb.

Auch über diese Art habe ich mich a. a. O. S. 25 eingehend geäußert. Sehr selten am Strangenberg und bei Wettolsheim. Länge: 0,43, Breite: 0,16 mm.

Cristallaria deslongchampsi T.

Taf. 5, Fig. 7—10, 14—16 in Klähn a. a. O.

Wie ich in der zitierten Arbeit anführe, kommt die Form nicht selten in dem Giganteuston des Strangenberg vor.

Cristellaria legumen L.

Taf. 1, Fig. 22 in Klähn a. a. O.

Am Strangenberg und bei Wettolsheim häufig, am Bollenberg und bei Ettendorf selten. Sie ist mit

Cristellaria cordiformis T.

Taf. 1, Fig. 25—29 in Klähn a. a. O.

verbunden, welches Fossil ebenfalls am Strangenberg (0,21—0,27 mm lang). und bei Wettolsheim nicht häufig ist. Andrerseits geht *C. legumen* in

Cristellaria legumen var. minuta T.

Taf. 1, Fig. 21 und 23 in Klähn a. a. O.

über, welche sich selten am Strangenberg und bei Wettolsheim findet. Länge: 0,38, Breite: 0,21 mm.

Cristellaria prima d'Orb.

Taf. 1, Fig. 24—27, 30 in Klähn a. a. O.

Über die Unterschiede, welche zwischen dieser Form und der jüngeren

C. rotula bestehen, habe ich ausführlich a. a. O. berichtet. Sie werden von vielen Autoren zusammengeworfen, obschon sich die morphologischen Charaktere, aber vor allem die betreffenden Derivate voneinander unterscheiden. *C. rotula* ist der Nachfolger von *C. prima*.

Die Form tritt häufig am Strangenberg und bei Wettolsheim auf, ist jedoch am Bollenberg selten, ebenso bei Ettendorf.

Cristellaria reticulata Schw.

Taf. 2, Fig. 38, Taf. 3, Fig. 1 in Klähn a. a. O.

Diese Art konnte ich von den Jurensisschichten bis in den mittleren Malm verfolgen. Sie ist mit Deecke's *C. bicostata* aus den elsässischen Humphresianusschichten identisch und kommt in großer Variabilität im Giganteuston von Wettolsheim nicht selten vor.

Cristellaria harpa Roem.

Taf. 4, Fig. 11—13 in Klähn a. a. O.

Typische Exemplare kommen nicht häufig am Strangenberg, selten bei Wettolsheim vor; die Länge schwankt zwischen 0,27 und 1,29, die Breite zwischen 0,16 und 0,54 mm. Ich konnte aber auch

Cristellaria mosquensis Uhlig

Taf. 5, Fig. 15, 18—20, 22 in Klähn a. a. O.

nachweisen, welche eine der interessantesten am Strangenberg vorkommenden Foraminiferen ist. Uhlig beschrieb sie aus dem russischen Ornatenton, sonst ist sie nur noch aus dem litauisch-kurischen Dogger bekannt geworden. Um so merkwürdiger ist ihr Erscheinen im Oberelsaß.

Die Foraminifere ist viel derber als *C. harpa* gebaut und ist öfters mit Sandpartikeln überzogen. Es liegt also ein Fall von Pseudoagglutinieren vor.

Das Fossil erreicht am Strangenberg eine Länge von 2,8 und eine Breite von 0,81 mm.

Endothyridae

Haplophragmium infrajurense T.

Taf. 22, Fig. 6

Am Strangenberg fand ich ein Stück, welches vollkommen mit der Terquem'schen Form (1870, Syst. ool. 337, XXIV, 27—28) übereinstimmt. Es ist etwas weniger breit als lang und besitzt parallele Seitenränder. Die Anfangsspira tritt seitlich nur wenig heraus. Die Nähte der Kammern, welche breiter als hoch sind, sind kaum zu erkennen. Die Länge der Schale beträgt 1,1, die Breite 0,43 mm.

Ähnlichkeit besteht zwischen unserm Fossil und *H. tuba* Gümb. (For. d. nordalp. Eozängebilde 600, I, 1), die aber aufgeblasener zu sein scheint. Doch gibt Gümbel keine Seitenansicht, vermerkt auch nichts über die Schalendicke. Ferner hat die vorliegende Schale Ähnlichkeit mit *H. calcareum* Brady (Chall. Rpt. 302, XXXIII, 5—12), aber es widersteht mir, die jurassische Form auf Grund des einen Exemplars mit der rezenten Art zu vereinigen.

Haplophragmium fontinense T.

Taf. 22, Fig. 7

H. fontinense scheint vom Jura bis zur Jetztzeit gleichmäßig entwickelt zu sein, weshalb ich auf die oft gebrachten Beschreibungen hinweise. Die Zusammenpressung ist bei den vorliegenden Stücken auffallend groß. Übergänge zu *H. canariense* und *agglutinans* konnte ich konstatieren, weshalb ich Häusler's Bemerkung: »*H. fontinense* scheint mit *H. canariense* einerseits und mit *H. coprolithiforme* und *H. agglutinans* andrerseits enge verbunden zu sein« bestätigen kann. Der aufrechte Teil verlängert sich manchmal sehr.

H. fontinense ist am Strangenberg nicht selten und erreicht eine Länge von 0,48 und eine Breite von 0,37 mm. Auch am Bollenberg fand sich ein Bruchstück, das evtl. hierher gehört.

Haplophragmium coprolithiforme Schw.

Taf. 22, Fig. 8 A—B

Diese Form wurde in den Sowerbyi-, Humphresianus-, Parkinson- und Impressaschichten nachgewiesen. Die nicht sehr häufigen Stücke erreichen am Strangenberg eine Länge von 0,97 mm.

Haplophragmium canariense d'Orb. (?)

Taf. 22, Fig. 9

Nach Häusler (Lituol. Aargau S. 12) ist die jurassische Art mit der jüngeren d'Orbinny'schen Spezies identisch. Sie hat auch Ähnlichkeit mit *H. nonionoides* aus der Kreide und mit *emaciatum* Brady, ist jedoch etwas aufgeblasener.

Selten am Strangenberg. Länge: 0,37 mm.

Rotalidae

Epistomina stelligera Rss. sp.

Taf. 23, Fig. 18 A—C

Die bisher im russischen Ornatenton, im litauisch-kurischen Jura und in den Parkinsonschichten der Heidenheimer Gegend nachgewiesene Foraminifere war bisher im Elsaß (und in Lothringen) unbekannt.

Sie ist am Strangenberg selten, bei Wettolsheim und bei Ettendorf jedoch häufig. Dm.: 0,32—0,37 mm. Die Gehäuse sind oft von Fremdstoffen überzogen, weshalb nicht allzu viel mit ihnen anzufangen ist. Sie sind weniger aufgeblasen als die russischen Stücke.

Epistomina reticulata Rss. sp. (?)

Taf. 23, Fig. 19

Es fand sich nur eine Schale am Strangenberg, so daß ich für die Zugehörigkeit zu *E. reticulata* nicht garantieren kann.

Epistomina mosquensis Uhlig

Taf. 23, Fig. 20

Diese russische Form wurde von Paalzow (D. Foraminiferen d.

Parkinsonmergel bei Heidenheim am Hahnenkamm, Abh. d. nath. Ges. in Nürnberg, XX. Bd., 1. Heft, 1922) in den Parkinsonschichten ziemlich häufig gefunden.

Die bisher im Elsaß noch nicht nachgewiesene Form ist am Strangenberg häufig und schlecht erhalten, während sie bei Wettolsheim sehr häufig und gut erhalten ist. Sie stimmt mit den bis jetzt bekannten Jura- und Kreideformen vollkommen überein, ist jedoch etwas zusammengepreßter wie die russischen Stücke. Die charakteristischen, meist kallösen Erhebungen auf den Nähten sind auf der Spiralseite sehr gut, auf der Nabelseite aber meist schlecht entwickelt. An einem Stück konnte ich die Geschwulst der Marginalöffnung der vorletzten Kammer beobachten, während ich im übrigen nichts von Marginal- und Septalöffnung zu sehen vermochte.

Die Form erreicht einen Durchmesser von 0,37 mm.

Textularidae

Textularia pygmaea Rss. sp.

Taf. 22, Fig. 10

Im Ton von Wettolsheim fand sich eine kleine *Textularia*, welche am besten zu *Textularia pygmaea* Rss. (1863, Nordd. Hils u. Gault 80, IX, 11) aus dem Minimuston paßt. Das 0,21 mm lange und 0,05 mm breite Gehäuse ist langdreieckig, zusammengepreßt und besitzt beiderseits 11 wenig gerundete, durch undeutliche Nähte getrennte Kammern. Die Schale ist glasglänzend.

Irgend welche Vergleiche mit anderen ähnlichen Textularien anzustellen, ist wegen des unzureichenden Materials zwecklos.

Schlußbetrachtungen

Nach der Besprechung der Foraminiferenfauna stelle ich dieselbe in der folgenden Tabelle noch einmal zusammen, um einen Vergleich mit anderen Vorkommnissen zu ermöglichen.

Unter den aufgezählten Formen befindet sich eine Reihe für das Elsaß neuer Typen, wobei allerdings zu bemerken ist, daß die von Deecke untersuchten Foraminiferen nicht aus dem Giganteuston, sondern aus dem darunter liegenden Humphresianushorizont stammen. Doch dürfen wir diesen mit dem Giganteuston ohne weiteres vergleichen, denn beide stellen offenbar nur zwei verschiedene Fazies desselben Horizontes dar. Dies erhellt daraus, daß im Elsaß, ebenso wie in Lothringen und auch im badischen Teile der mittelrheinischen Tiefebene der Giganteuston über den eisenoolithischen Kalken mit *Stephanoceras humphresianum* liegt, während es in Schwaben und in dem am Ostabhang des Schwarzwaldes gelegenen Teil Badens umgekehrt ist. Es handelt sich also um eine eisenoolithische und eine tonige Ausbildung desselben Horizontes. Mit diesen Unterschieden hängt es wohl zusammen, daß die in den Tonen des Oberelsaß und von Ettendorf (unt. Els.) vorkommenden und für sie charakteristischen Epistominen in den eisenhaltigen tonigen Zwischenlagen der unterelsässischen Humphresianuszone ganz fehlen.

	Wettolsheim	Strangenberg	Bollenberg	Ettendorf	Humphresi-Zone d. Elsaß	Sowerby Schwaben
Saccamina agglutinans Rss.	.	s. s.	.	.	.	.
Hyperammina elongata Brady	.	s. s.	.	.	.	.
Reophax scorpiurus P. u. J.	.	s. s.	.	.	+	.
Ammodiscus tenuissimus Gümb.	h	h	z. h.	z. h.	+	+
Orbulina macropora T. (?)	.	s	.	.	.	.
Hapl. infrajurense T.	.	s	.	.	.	.
» *fontinense* T.	.	s	s. s.	.	.	.
» *coprolithiforme* Schw.	.	s	.	.	+	+
» *canariense* d'Orb.	.	s	.	.	+	.
Textularia pygmaea Rss. sp.	s. s.	.	.	.	.	.
Nodosaria calomorpha Rss.	s. s.	.	.	.	.	.
» *simplex* T.	s	h	s	.	+	?
» *nitida* T. (*radicula*)	s	.	.	.	+	+
» *terquemi* d'Orb. (*pauperata*)	s	s. s.	.	.	?	?
» *vetusta* T. (*communis*)	z. h.	s	n. h.	n. h.	+	.
» *prima* d'Orb.	n. h.	s	s	.	+	.
» *striatojurensis* (*raphanus*)	s	.	s	.	.	.
» *pistilliformis* Schw.	s	.	.	.	+	+
Frondicularia carinata d'Orb.	s	s	.	.	+	.
» *terquemi* d'Orb.	s	s	.	.	+	.
Cristellaria deslongchampsi T.	.	s	.	.	+	.
» *legumen* L.	s	s	s	.	+	+
» *cordiformis* T.	n. h.	.	.	.	+	+
» *legumen* var. *minuta* T.	s	s	.	.	.	.
» *prima* d'Orb.	s. h.	s. h.	s. s.	s	+	.
» *recticulata* Schw.	h	.	.	.	+	+
» *harpa* Roem.	s	n. s.	.	.	+	+
» *mosquensis* Uhl.	.	h	.	.	.	?
Epistomina stelligera Rss.	s	s	.	h	.	+
» *reticulata* Rss. sp.	?	.	.	.	.	.
» *mosquensis* Uhl.	s. h.	h	.	.	.	.
Spiroloculisca longiscata T. u. Berth.	.	.	s	s	+	.

Wir dürfen aber einen solchen Schluß nicht verallgemeinern, denn beim Vergleich der Mikrofaunen des Oberelsässischen Giganteustones untereinander fallen beträchtliche Unterschiede auf, obschon die Ausbildung der betreffenden Tone dafür spricht, daß die in Betracht kommenden Foraminiferen unter denselben Lebensbedingungen existiert haben. So kommen *Saccamina agglutinans*, *Hyperammina elongata*, *Reophax scorpiurus* nur am Strangenberg vor, ebenso *Orbulina macropora*, *Haplophragmium infrajurense*, *coprolithiforme* und *canariense*, *Cristellaria deslongchampsi* und vor allem *Cristellaria mosquensis*, während ich *Textularia pygmaea*, *Nodosaria nitida* nur bei Wettolsheim fand. Andererseits tritt *Spiroloculina longiscata* nur am Bollenberg auf. Auch bezüglich der Häufigkeit der einzelnen Arten, welche mehreren Lokalitäten gemein sind, bestehen, wie die Tabelle zeigt, Unterschiede. Und doch handelt es sich um denselben Tonkomplex. Ich kann mir die Unterschiede nur so erklären, daß durch Strömungen, auf deren Bedeutung

Deecke jüngst aufmerksam machte, die Schalen verfrachtet und an bestimmten Stellen abgelagert wurden, denn auffallend ist, daß sich bei der Untersuchung einzelner dünner Lagen des Tones bedeutende Unterschiede bezüglich einiger Foraminiferen und deren Häufigkeit einstellen. Es kann sogar vorkommen, daß einige Lagen voller Schalen sind, während sich andere Lagen als ganz steril erweisen.

Gibt es nun Formen, welche für den Giganteuston und die eigentlichen Humphresianusschichten charakteristisch sind? Diese Frage muß entschieden verneint werden, selbst wenn wir bedenken, daß unsere Kenntnis der betreffenden Foraminiferenfauna noch recht lückenhaft ist. Bisher wurde z. B. der Giganteuston überhaupt nicht berücksichtigt. Die Foraminiferen schließen sich eng an diejenigen der Sowerbyschichten an, in welchen die charakteristischen Epistominen (*stelligera-Rotalia semiornata* Schw.) und wohl auch *Cristellaria mosquensis* (*-Crist. lepida* Schw.?) bereits vertreten sind. Dasselbe gilt für *Nodosaria pistilliformis*. Aber auch die Typen des lothringischen und Warschauer Fullers Earth, wie sie von Terquem beschrieben wurden, ebenso diejenigen der lothringischen und fränkischen Parkinsonschichten, welche derselbe Forscher und Paalzow bearbeiteten, zeigen die größte Ähnlichkeit mit den Foraminiferen des elsässischen Giganteustones, wenn natürlich bezüglich der Häufigkeit einiger Formen Unterschiede bestehen. Ja, selbst gegenüber den von Brückmann aus dem kurisch-litauischen Cornbrash und Kelloway beschriebenen Foraminiferen sind gewisse Ähnlichkeiten vorhanden, was sich z. B. in den dort häufig vorkommenden Epistominen, die z. T. mit den unsrigen genau übereinstimmen, und in *Crist. mosquensis* ausspricht. Allerdings sind die Anklänge an jüngere Formen bei den litauischen Typen nicht zu verkennen, was sich u. a. bei den gestreiften Frondicularien zeigt.

Wir kommen hiermit zu dem Resultat, daß von den Sowerby- bis zu den Parkinsonschichten die Foraminiferenfauna im großen und ganzen eine recht einheitliche ist und daß eine eigentliche Humphresianusgemeinschaft nicht existiert. Erst von den Parkinsonschichten an tritt ein neuer Aufschwung in der Entwicklung ein.

Je weiter wir in der Erforschung der Juraforaminiferen gelangen, um so mehr stellt sich heraus, daß jede neue Lokaluntersuchung alte Ansichten über die Verteilung der einzelnen Typen umwerfen kann. Hätte ich z. B. nur eine Lokalität auf Foraminiferen geprüft, so wäre ich zu einem ganz anderen Resultat gelangt über das Auftreten derselben in den Giganteustonen. Man kann wohl kaum mehr Deecke's Satz unterstreichen, daß »die elsässische Foraminiferenfauna der Humphresianuszone demjenigen Entwicklungsbezirke angehöre, welcher dem Aargau, Schwaben und das Elsaß umfaßt«. Diese Ansicht bestand nach den Untersuchungen Deecke's sicher zu Recht, aber der heutige Stand unserer Kenntnisse von diesen Dingen gestattet nicht ihre Aufrechterhaltung.

Tafel 22 und 23

			Seite
Fig.	1 A—B.	*Saccamina agglutinans* T. Strangenberg	452
»	2	*Hyperammina elongata* Brady Strangenberg	453
»	3	*Reophax scorpiurus* P. u. J. »	453
»	4 A—F.	*Ammodiscus tenuissimus* Gümb. Wettolsheim	453
»	5	*Orbulina macropora* T. Strangenberg	454
»	6	*Haplophragmium infrajurense* T. Strangenberg	459
»	7 A—B.	» *fontinense* T. »	460
»	8 A—B.	» *coprolithiforme* Schw. Strangenberg	460
»	9	» *canariense* d'Orb. Strangenberg	460
»	10	*Textularia pygmaea* Rss. sp. Wettolsheim	461
»	11	*Nodosaria calomorpha* Rss. »	454
»	12 A—C.	» *simplex* T. »	455
»	13 A—C.	» *terquemi* d'Orb. Strangenberg	456
»	14 A—H.	» *vetusta* T. »	457
»	15 A—B.	» *prima* d'Orb. Wettolsheim	457
»	16 A—D.	» *striatojurensis* (»*raphanus*«) Wettolsheim	457
»	17	» *pistilliformis* Schw. Wettolsheim	458
»	18 A—C.	*Epistomina stelligera* Rss. sp. Wettolsheim	460
»	19	» *reticulata* Rss. sp. Strangenberg	460
»	20	» *mosquensis* Uhl. Wettolsheim	460

Bem.: Bei 18 C scheint es sich um eine der *Pulvinulina rjäsanensis* Uhl. nahestehende Form zu handeln (Russische Juraforaminiferen 772, VIII, 4—6).

Über oolithische Eisenerze im Produktiven Carbon des Aachener und Erkelenzer Kohlenreviers

Von Herrn **Wilhelm Kegel** in Berlin

Hierzu Tafel 24 und eine Abbildung im Text

Unter den Eisenerzen des Produktiven Carbons unterscheidet man gemeinhin drei verschiedene, durch Übergänge allerdings miteinander verbundene Arten: Körnige Spateisensteine, Kohleneisensteine und sphärosideritische Toneisensteine (vgl. z. B. Einecke und Köhler, 7, S. 302). Sie sind kristallinisch-körnig oder dicht. Über oolithische Texturen dieser Erze sind bisher nur ganz vereinzelte Nachrichten bekannt gegeben worden, so von Gäbler (9, S. 159 ff.), Michael (17, S. 85) und Beyschlag-Krusch-Vogt (5, S. 489). Indessen sind diese Vorkommen bisher noch keiner näheren, besonders auch mikroskopischen Untersuchung unterzogen worden. Eine solche erschien um so lohnender, als es sich bei diesen Erzen ja um das Eisencarbonat handelt, das nach einer weit verbreiteten Anschauung nicht in oolithische Gebilde als wesentlicher und ursprünglicher Anteil einzutreten pflegt. Selbst dort, wo der Eisenspat als untergeordneter Gemengteil in gewissen Ooiden sich findet, wird seine ursprüngliche Natur bestritten. So hat erst kürzlich G. Berg (3, S. 128), besonders im Gegensatz zu französischen Untersuchungen von Caillaux u. a., den Eisenspat in den Ooiden der lothringischen Minette — soweit deutlich erkennbar — für eine spätere Neubildung erklärt. Und Lindgren (15, S. 248) gibt in seinem bekannten Lehrbuch an, daß Siderit mit oolithischer Struktur nicht bekannt sei (vgl. dagegen Gaub, 10, S. 17).

Die vorliegenden Proben stammen aus verschiedenen Tiefbohrungen teils des nördlichen Aachener, teils des Erkelenzer Kohlenreviers; sie wurden mir von Herrn Professor Wunstorf zur Untersuchung übergeben, dem ich auch die im folgenden mitgeteilten Angaben über die Art des Auftretens in den verschiedenen Tiefbohrungen verdanke.

Das Erz liegt durchweg in kleineren Nestern, Putzen und Schmitzen von oft nur wenigen Zentimetern bis selten einigen Dezimetern Stärke in den die Flöze trennenden Schiefertonen[1]). Verkohlte Pflanzenreste sind den Schiefertonen bisweilen eingeschlossen, im übrigen fehlen

[1]) Zusammen mit dem gewöhnlichen dichten Ton- bezw. Kohleneisenstein.

Fossilien. In den Horizonten, denen die Erze entstammen, sind marine Fossilien auch sonst nirgends gefunden worden. Daraus kann zunächst der Schluß hergeleitet werden, daß es sich bei den vorliegenden Erzen nicht um marine Sedimente handeln kann.

Die Prüfung der Bohrkerne mit unbewaffnetem Auge läßt eine gewisse Mannigfaltigkeit der Zusammensetzung erkennen. Die Mehrzahl der Stücke besteht vorwiegend aus einer körnigen, mit tonigen Bestandteilen durchsetzten Masse, deren Einzelkörner eine rundliche Form besitzen und daher dem Ganzen das Ansehen eines Oolithgesteins verleihen. Gelegentlich findet man aber in solchen Proben auch Stellen, in denen die dichte carbonatische Grundmasse vorherrscht. Andere sind durch beigemengte Pflanzenreste ausgezeichnet, ohne daß im übrigen Aussehen und Struktur wesentliche Unterschiede gegenüber den erstenerwähnten zeigten. Während die bisher besprochenen etwa als oolithische Toneisensteine zu bezeichnen wären, finden sich auch Stücke, die man der reichlichen Beimengung kohliger Stoffe wegen zutreffend als oolithische Kohleneisensteine bezeichnen könnte. Zwischen beiden Gruppen kommen Übergänge vor.

Einige Bohrkerne sind durch einen bereits makroskopisch erkennbaren Gehalt an Schwefelkies ausgezeichnet, der anscheinend den Kohleneisenstein bevorzugt, soweit das nach der immerhin beschränkten Zahl von insgesamt wenig mehr als einem Dutzend Bohrproben geschlossen werden darf.

Die mikroskopische Untersuchung der Proben zeigt noch weit mannigfaltigere Bilder als der makroskopische Befund zunächst vermuten läßt. Diese Verschiedenheiten lassen es zweckmäßig erscheinen, die einzelnen Proben gesondert zu besprechen.

Aus dem Aachener Revier liegen aus der Aufschlußbohrung Palenberg (vgl. 22a, Bohrung 28a, S. 94) aus 647 und 648 m Tiefe erzhaltige Proben vor (zwischen Flöz Steinknipp und Maria I). In einer aus kleinkörnigem bis dichtem Eisenspat und einem Glimmermineral in der Hauptsache zusammengesetzten Grundmasse liegen in ungleicher Verteilung die sphäritischen Körnchen. Sie besitzen eine Größe zwischen 0,15 und 0,30 mm Durchmesser. Teils liegen sie einzeln, teils in Gruppen vereint; im letzten Fall sind benachbarte Körnchen oft miteinander verwachsen, sie stoßen dann mit geraden Grenzflächen aneinander (Taf. 24, Abb. 1). In der Regel enthält jedes Körnchen in der Mitte einen Kern, der aus einem Klümpchen unreinen Eisenspates besteht; die Verunreinigung besteht aus kohligen und tonigen Teilchen, selten kommt auch etwas Schwefelkies hinzu. Um den Kern, der etwa ein Drittel bis ein Fünftel des Durchmessers ausmacht, liegt eine Zone reineren Eisenspates, die sich aus gröberen Körnchen zusammensetzt; diese Sideritkörnchen lassen keine irgendwie geartete gesetzmäßige Lagerung erkennen; nur stellenweise prägt sich eine keilförmige Form deutlich aus, wobei die Schneide nach innen gerichtet ist. Der Außenrand wird von einem dunklen Saum gebildet. Dieser Saum fehlt dort, wo zwei oder mehrere Körnchen scharf aneinander stoßen; in solchen Fällen umzieht er den Außenrand des Aggregates und gibt sich dadurch als sekundärer Entstehung zu

erkennen. Es handelt sich jedenfalls um eine beginnende Brauneisenbildung durch Oxydation des Carbonates. Der Außenrand pflegt im übrigen in gewissen Grenzen die Form des Kerngebildes nachzuahmen.

Unter dem Flöz Steinknipp liegt in der Tiefbohrung Scherpenseel (vgl. 22a, Bohrung 7a, S. 73) in 593 m Tiefe ein dem eben beschriebenen recht ähnliches Eisenerz. Die Einzelkörnchen werden hier etwas größer, der Durchmesser schwankt zwischen 0,2 und 0,5 mm. Der Kern, oder besser die Kernzone ist in derselben Weise aufgebaut, nur im Verhältnis zum Gesamtdurchmesser größer als bei den Körnchen der Bohrung Palenberg. Auf der Abb. 2 (Taf. 24) läßt sich die radiale Form und Stellung der hellen Mittelzone erkennen; diese Radialstellung ist aber nicht mit einer entsprechenden kristallographischen Orientierung verbunden, da die einzelnen Sideritkörnchen bei gekreuzten Nikols voneinander unabhängige Auslöschung aufweisen. In der Grundmasse tritt der Siderit sehr zurück zugunsten des schon erwähnten, äußerst feinblättrigen und mäßig doppelbrechenden Glimmerminerals. Quarzkörnchen sind außerdem hier und da eingestreut. Die Struktur der Grundmasse ist im allgemeinen richtungslos-körnig; nur am Rande der Sphärite legen sich die erwähnten Glimmer-ähnlichen Blättchen gern tangential. Die Verteilung der Sphärite ist regelmäßiger als in der Probe aus der Bohrung Palenberg; größere Anhäufungen miteinander verbundener Körnchen kommen nicht vor.

In der Aufschlußbohrung Übach (22a, Bohrung 28b, S. 96) wurden in zwei Teufen Erze mit oolithischer Textur angetroffen, bei 450,5 und 503 m. Beide Vorkommen liegen wieder zwischen Flöz Steinknipp (Sonnenschein) und Maria I (Catharina). Im Dünnschliff zeigt die Probe aus dem tieferen Lager viele Anklänge an das Vorkommen der Bohrung Palenberg. Der Durchmesser der Körnchen überschreitet nicht 0,15 mm. Die Kernzone, aus feinstkörnigem unreinem Siderit bestehend, erreicht etwa ein Drittel bis die Hälfte des ganzen Durchmessers. In der Regel legen sich um den Kern eine lichtere und eine etwas dunklere Zone von Eisenspat, voneinander durch ein zartes Tonhäutchen getrennt. Außen folgt schließlich der dunkle Randsaum. Eine gewisse radiale Anordnung der Einzelkörner ist bisweilen angedeutet und macht sich bei gekreuzten Nikols durch ein undeutliches Interferenzkreuz geltend. Die Zahl der Sphärite ist im gleichen Raum geringer als bei den oben besprochenen Proben. Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem Eisenspat, vermischt mit tonigen Bestandteilen.

Eine von den besprochenen abweichende Struktur zeigen die Schliffe aus dem höheren Horizont derselben Bohrung (450 m Teufe). Die Einzelkörnchen, die einen Durchmesser von 0,35 bis 0,60 mm erreichen, zeigen keinerlei konzentrische Anordnungen, statt dessen aber eine ausgesprochene radiale Struktur, die in Einzelfällen schon bei gewöhnlichem Lichte, in der Regel aber erst bei gekreuzten Nikols deutlich wird (Taf. 24, Abb. 3). Sie zeigen nur selten Andeutungen einer Kernbildung, ebenso fehlt ein Randsaum. Abgesehen von einer gewissen Verunreinigung durch Schwefelkies und organische und tonige Bestandteile sind die Sphärolithe völlig homogen ausgebildet. Meistens besitzen sie eine vor-

zügliche Spaltbarkeit; der Radialstruktur der einzelnen Kristallindividuen entsprechend verlaufen die Spaltrisse in Bögen, wie das die mit Hilfe des Zeichenapparates hergestellte Abbildung 1 wiedergibt.

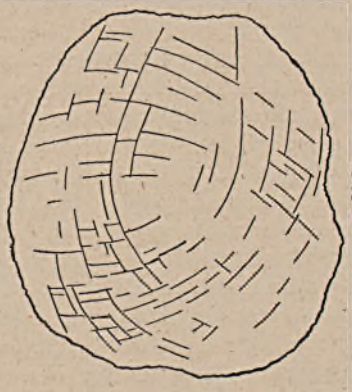


Abb. 1.
System von Spaltrissen in einem Sphärolith aus der Aufschlußbohrung Übach (450,5 m Teufe).
Vergrößerung: 190 ×.

Die Sphärite liegen meist ziemlich dicht, in der Regel berühren sie sich und haben sich dann in der vollen Entwicklung gegenseitig behindert. Die Grundmasse, die in der räumlichen Verteilung zurücktritt, enthält keinen Eisenspat. Sie besteht, abgesehen von organischen Bestandteilen und Schwefelkies vorwiegend aus dem oben schon erwähnten Glimmer-ähnlichen Mineral, das sich in der Nähe der Sphärite diesen mit Vorliebe tangential anlegt (helle Kränze der Abb. 3).

Aus dem Erkelenzer Kohlenrevier liegen aus der Tiefbohrung Dalheim 6 (vgl. 22b, Bohrung 59, S. 80) aus zwei verschiedenen Horizonten oolithische Erzproben vor; dieselben entstammen den tiefsten Schichten über Flöz Steinknipp.

Der tiefere Horizont (440 m Teufe), ein an Pflanzenresten reicher Toneisenstein, enthält sphäritische Körnchen von 0,25 bis 0,40 mm Durchmesser. Um einen aus äußerst feinkörnigem Siderit bestehenden Kern lagern sich ein bis zwei, durch ein Tonhäutchen getrennte, radial struierte Randzonen. Meistens liegen die Körnchen isoliert, bisweilen aber auch zu mehreren miteinander verbunden; in diesem Falle haben sich die einzelnen Körnchen offensichtlich gegenseitig am Wachstum behindert. Die Grundmasse ist fast frei von Siderit. Dagegen sind Kluftfüllungen häufiger mit diesem Mineral ausgefüllt.

Das Erz des höheren Horizontes von Dalheim 6 (383 m) besitzt eine der vorigen recht ähnliche Struktur. Konzentrische Lagen sicher ursprünglicher Natur lassen sich dadurch erweisen, daß benachbarte Lagen oft einen deutlichen Wechsel von feinstrahlig-radialem zu richtungslosem Bau zeigen, der allerdings erst bei starker Vergrößerung in Erscheinung tritt. Anderseits zeigen die meisten Sphärite einen dunklen Verwitterungskranz.

Ein weiteres Beispiel für die Verbindung von radialer mit untergeordnet konzentrischer Struktur liefert eine Probe aus der Bohrung Elmpt 9 (vgl. 22c, Bohrung Nr. 3, S. 50), aus 543 m Tiefe — über Flöz

Maria I (Catharina). Die Größe der Körnchen schwankt hier zwischen 0,4 und 0,6 mm. Die Schliffläche wird zum weitaus größten Teil von den Sphäriten erfüllt, in den Zwickeln bleibt nur wenig Raum für das mehrfach erwähnte Glimmer-Mineral. Jene selbst bestehen deutlich aus vier schaligen Zonen. Um einen durch schwache Trübung ausgezeichneten sideritischen Kern lagert eine helle, deutlich radial gebaute Sideritzone. Dann folgt ein dunkler, aus feinem tonigem und organischem Stoff gebildeter schmaler Ring, der nach außen durch eine etwas dunkler als die Innenzone schattierte Sideritzone abgelöst wird, welche eine ziemlich grobe radiale Struktur besitzt. Bei gekreuzten Nikols kommt ein ausgezeichnetes Bertrand'sches Interferenzkreuz zum Vorschein. Da die Einzelkörner sehr dicht gepackt liegen, haben sie sich in der Regel im Wachstum gegenseitig behindert, doch ist meistens nur die äußere Schale dadurch betroffen worden (Taf. 24, Abb. 4).

Die meisten dieser Sphärolithe werden von Sprüngen betroffen, die eine mehr oder weniger ausgesprochene radiale Richtung besitzen, in der Mitte am weitesten klaffen und in dem breiten äußersten Saume spitz endigen. Manche dieser Sprünge gabeln sich, so daß sich solche mit zwei, drei und mehr Enden finden lassen; in der Regel sind sie mit Carbonat nachträglich wieder ausgefüllt. (Vgl. Abb. 4).

Zum Vergleich wurde noch ein Schliff von einem Stück eines nordfranzösischen Vorkommens untersucht, das Herr Prof. Wunstorf der Freundlichkeit des Herrn Prof. Barrois-Lille verdankte. Der Schliff zeigte einen höheren Grad von Verwitterung und reichlicheren Gehalt an Brauneisen, als bei den deutschen Stücken anzutreffen ist. Die Sphärolithe weisen vorwiegend radiale Struktur auf, wobei die einzelnen Krystallkörnchen durchweg größeren Umfang besitzen als bei den geschilderten deutschen Stücken. Indessen ist bei gekreuzten Nikols doch noch das Interferenzkreuz in der Regel deutlich.

Es erhebt sich die Frage: Kann man die geschilderten Eisenerze als Oolithe bezeichnen?

Mit Kalkowsky (12) halten wir zunächst an dem Unterschied von Oolith und Ooid fest. Dann wäre für die obige Frage zunächst festzustellen, ob die geschilderten rundlichen Gebilde Ooide sind.

Bei einer auch nur flüchtigen Durchsicht des umfangreichen Schrifttums über die Oolithgesteine zeigt sich, daß die einzelnen Autoren recht verschiedenartige Dinge als Oolith bezeichnet haben. Während für ihre Definition die einen strukturelle und texturelle Merkmale zugrunde legen, verlangen andere (neuerdings z. B. v. Freyberg, 8) den Nachweis bestimmter Bildungsvorgänge, um ein Gestein als oolithisch bezeichnen zu können. Zweifellos bringt aber die terminologische Verknüpfung von Struktur, Textur und Entstehung eines Gesteins viele Unzuträglichkeiten mit sich, zum mindesten, so lange hinsichtlich der Entstehung keine Einmütigkeit besteht. Für eine klare Fassung der Begriffe scheint es uns daher unumgänglich zu sein, dieselben lediglich auf Eigentümlichkeiten der Struktur und Textur zu begründen.

Unter den strukturellen Merkmalen kommen für die ein oolithi-

sches Gestein wesentlich aufbauenden rundlichen Gebilde folgende in Betracht: Anwesenheit oder Fehlen radialer oder konzentrischer Struktur, Vorhandensein oder Fehlen eines Kerns. Eine Einteilung, die die Anwesenheit eines Kernes zum Ausgangspunkt nimmt, erscheint unzweckmäßig, wie Rothpletz (19, S. 12) betont hat. Es verbleiben danach die übrigen Merkmale, die unter Berücksichtigung der möglichen Kombinationen eine Einteilung aller hierher gehörenden Gebilde nach folgendem Schema als zweckmäßig erscheinen lassen:

Sphärite	Ooide:	Schalige Struktur herrscht vor; wenn außerdem noch radiale Anordnung: sphärolithische Ooide.
	Sphärolithe:	Radiale Struktur herrscht vor; wenn außerdem noch untergeordnet konzentrische Struktur: ooidische Sphärolithe.
	Bololithe:	Weder ausgesprochen konzentrische noch radiale Strukturen.

Die Gümbel'schen (11) Bezeichnungen Ektoolith und Entoolith, die sich mit einigen der obigen Begriffe zu decken scheinen, scheiden besser aus, da Gümbel in diesen Bezeichnungen strukturelle Eigentümlichkeiten mit genetischen Vorstellungen verknüpfte; Gaub (10, S. 7) hat übrigens auf das Unzweckmäßige dieser Namen bereits hingewiesen. Die Bezeichnung Bololith stammt von Rothpletz (19, S. 12), der darunter »unregelmäßige globulöse Körper« ohne deutliche radiale oder konzentrische Struktur verstand, welche mit echten Ooiden zusammen vorkommen und oft bedeutende Größe erreichen. Hierher rechnete Rothpletz auch die sog. Riesenoolithe von Escher v. d. Linth.

Alle drei Gruppen lassen sich zweckmäßig unter dem von Bucher (6, S. 593, Anm. 1) vorgeschlagenen Namen der Sphärite vereinigen. Die Sphärite würden in dem ausgedehnten Gebiet der Konkretionen eine selbständige Stellung einnehmen.

Die Vorzüge der vorgeschlagenen Einteilung beruhen darin, daß mit ihrer Hilfe leicht eine Übersicht über die Strukturen der Gesteinsgemengteile oolithischer Gesteine gewonnen werden kann. Die Bezeichnung Oolith bleibt dabei auf das Gestein beschränkt, dessen Textur als oolithisch bezeichnet wird, wenn Sphärite an seinem Aufbau wesentlich beteiligt sind. Man kann auch von ooidischer, sphärolithischer oder bololithischer Textur sprechen, sofern an dem Aufbau des Gesteins entsprechend nur Ooide, nur Sphärolithe oder nur Bololithe beteiligt sind.

Betrachten wir unter diesen Gesichtspunkten die oben beschriebenen Gesteine und unsere Abbildungen, so sind die Sphärite der Tiefbohrungen Palenberg und Scherpenseel (Taf. 24, Abb. 1 u. 2) als Kern-führende Bololithe zu bezeichnen. In der Aufschlußbohrung Übach treten in dem tieferen Horizont Kern-führende ooidische Bololithe auf, während das Vorkommen des höheren Horizontes echte Sphärolithe aufweist (Abb. 3). Die Bohrung Dahlheim 6 enthält in ihren beiden Zonen Kern-führende ooidische Sphärolithe und das gleiche gilt für die Bohrung Elmpt 9 (Abb. 4). Danach stellen sich die in unseren Bohrungen vorkommenden Sphärite als Spärolithe bezw. Bololithe dar, während ausgesprochene Ooide fehlen.

Hinsichtlich der Bildungsumstände läßt sich zunächst sagen, daß für unsere Sphärite eine Entstehung nach den Vorstellungen Gäbler's

(9, S. 161), der das Carbonat aus umgewandeltem Schwefelkies herleitete, nicht in Frage kommt. Eine Beteiligung von Schwefelkies am Aufbau des Gesteins ist zwar oben schon erwähnt, doch handelt es sich dabei um einzelne gut umgrenzte Kristalle oder Kristallaggregate, die keinerlei Auflösungs- bezw. Umwandlungserscheinungen zeigen. Die vorhandenen Schwefelkieskriställchen liegen überdies regellos in den Sphäriten und in der Grundmasse verteilt.

Im Hinblick auf die Entstehung der Karlsbader Sprudelsteine wird gewöhnlich eine Bildung der Sphärite in bewegtem Wasser angenommen, in dem dieselben solange an der Bewegung teilnahmen, bis ihr Eigengewicht das verhinderte. Für unsere Sphärite ist eine solche Entstehungsweise von vornherein auszuschließen. Wenn sie in einem bewegten Wasser wenigstens zeitweise schwebend hätten erhalten werden können, so hätte sicher eine Oxydationsmöglichkeit für die Eisenverbindung bestanden; das Eisen hätte sich nicht als Carbonat, sondern als Hydroxyd ausgeschieden. Überdies geht aus den Abbildungen hervor, daß die Sphärite sich z. T. gegenseitig am Wachstum behindert haben, was eine Bewegung während der Bildung ausschließt.

Danach bleibt für den Entstehungsraum nur das Sediment, in dem sich die Sphärite teils zu Klumpen geballt, teils einzeln finden. Soweit es sich um einzelne Sphärite handelt, könnte man wohl an eine Bildung auf der Oberfläche des Sediments und spätere Einbettung denken. Dagegen kommt für die Sphäritklumpen nur eine Bildung innerhalb des Sediments in Frage; für die Einzelsphärite eine andere Entstehung anzunehmen, liegt kein Anlaß vor. Auch bestreitet E. Naumann (18, S. 31) ganz allgemein die Möglichkeit einer Abscheidung von Eisencarbonat an der Oberfläche von Schlammablagerungen. Es handelt sich mithin bei unseren Sphäriten um Bildungen, die während der Diagenese entstanden.

Die Möglichkeit der Bildung von Kalkooiden während der Diagenese hat nach den Untersuchungen von Vaughan und Drew (vergl. Andrée, 1, S. 187 ff.) an rezenten Bildungen viel an Wahrscheinlichkeit gewonnen, wenn auch die Untersuchungen noch kein endgültiges Urteil erlauben. Auf diesen Untersuchungen fußend, hat kürzlich Berckhemer (2) für die Ooide des Massenkalks im Weißen Jura ε, die er als Kryptoolith bezeichnet, eine diagenetische Entstehung angenommen. Ein Vergleich seiner Abbildungen mit den unsrigen ergibt mancherlei Übereinstimmung.

Über die chemischen und physikalischen Vorgänge, die sich bei der Bildung der Sphärite abspielen, hat Schade (20) bemerkenswerte Untersuchungen angestellt. Dieselben beziehen sich in erster Linie auf die Ausscheidung sphäritischer Gebilde aus kolloidalen Lösungen im menschlichen Organismus (z. B. Gallensteine und Harnsteine). Seine Vorstellungen lassen sich z. T. auch für die Entstehungsgeschichte unserer Sphärite verwerten.

Nach Schade ist die ooidische und sphärolithische Struktur eine Folge der gemeinsamen Ausfällung von Kolloiden und Kristalloiden. Der kolloide Anteil bedingt in erster Linie die Schichtbildung. Der

kristalloide verleiht dem ganzen bald nach der Entstehung des Gebildes eine solide Konsistenz. Das Kristallisationsvermögen bedingt die radiale Struktur. Mit abnehmendem Gehalt an kolloiden Beimengungen wird die radiale Richtung immer deutlicher. Fehlen dagegen die Kolloide ganz, so tritt auch in der Regel keine Radialstruktur mehr auf. Die konzentrischen Strukturen sind die Folge des Wechsels in der Zusammensetzung aufeinanderfolgender Schalen, im einfachsten Fall also des Wechsels von kolloidem und kristalloidem Anteil.

Verallgemeinert man die Ergebnisse Schade's, so wäre wohl zu bemerken, daß das Kristalloid in seinem Sinne bei der Ausscheidung ebenfalls ein kolloidales Stadium durchlaufen kann und daß anderseits das zuerst ausgeschiedene Kolloid später kristallin werden kann.

In unserem Falle möchten wir den Bildungsort in einer solchen Tiefe innerhalb des schlammigen Sediments annehmen, in welcher einmal eine oxydierende Wirkung des im überstehenden Wasser vorhandenen Sauerstoffs ausgeschlossen war, und in der anderseits der aus der Zersetzung organischer Massen etwa hervorgehende Schwefelwasserstoff nicht ausreichte, um das vorhandene Eisen völlig in Schwefeleisen zu verwandeln (vergl. E. Naumann, 18, S. 31). Ferner mußte die aus der Zersetzung der Pflanzenreste hervorgehende Kohlensäure im Sinne der Erhaltung des Eisens als Carbonat wirksam sein.

Als Kolloide im Sinne von Schade kommen für die Bildung unserer Sphärite in Betracht: Tonige und organische Kolloide (letztere besonders bei dem oolithischen Kohleneisenstein, während die übrigen nur noch einen geringen Gehalt an organischer Substanz aufweisen (vgl. Analyse S. 474), und kolloidales Eisencarbonat selbst; dieses um so mehr, seitdem in dem Weißeisenerz Krusch (13) ein rezentes Eisencarbonatgel bekannt gemacht hat. Ob bei der Bildung der Sphärite das Eisencarbonat in seiner ganzen Masse in kolloider Form oder auch z. T. in molekular-disperser Lösung vorhanden war, muß dahingestellt bleiben. Wahrscheinlich ist entsprechend den bei dem Weißeisenerz festgestellten Verhältnissen die Gleichzeitigkeit kolloidaler und molekulardisperser Lösungen. Jedenfalls aber ging in den Sphäriten das Carbonat verhältnismäßig bald in den kristallinen Zustand über; denn die Tatsache, daß in der Regel die den Sphäriten benachbarten Glimmerblättchen der Grundmasse des Gesteins ringförmig gelagert sind (Taf. 24, Abb. 4), erlaubt den Schluß, daß die Sphärite ihre feste Konsistenz eher erlangten als das umgebende Nebengestein.

Bei Versuchen wurde durch die Einwirkung warmer Säuren das Eisencarbonat aus den Schliffen herausgelöst; bei dem oolithischen Kohleneisenstein verblieb eine größtenteils organische, strukturlose Masse, und bei dem übrigen ein toniger, ebenfalls strukturloser Restkörper. Da bei der Mehrzahl der Untersuchungsgegenstände organische Stoffe keine oder nur eine untergeordnete Rolle spielen (vgl. Analyse S. 474), so ist es zweifellos das Tonkolloid, das als Initial für die Ausscheidung des Eisencarbonates und damit für die Sphäritbildung wirkte. Bezeichnend sind in dieser Hinsicht auch die Ton-reichen Kerne eines Teiles der Sphärite, z. B. auf Abb. 2, Taf. 24.

Für die Frage, welche Ursachen einerseits die sphäritische Ausscheidung des Eisencarbonates und anderseits die feinkörnige der Grundmasse bewirkten, ist von Bedeutung, daß in der Gesamtheit der Toneisensteine des Produktiven Carbons die sphäritische Textur gegenüber der feinkörnigen sehr zurücktritt. Es dürften also besonders labile Verhältnisse gewesen sein, die zur Bildung der Sphärite führten. Da in manchen Schliffteilen alles Carbonat zu Sphäriten sich konzentriert findet bei gleichzeitiger Armut der benachbarten Grundmasse an feinkörnigem Siderit, während umgekehrt bei spärlicher Sphäritentwicklung die Grundmasse reicher an Eisenspat zu sein pflegt, so hat es den Anschein, als ob erleichterte Bewegungsmöglichkeiten der carbonathaltigen Lösungen die Sphäritbildung begünstigte. Das schließt keineswegs aus, daß noch andere wirksame Momente vorhanden waren, welche etwa in der Natur der vorhandenen Tonkolloide zu suchen sind, und über die experimentelle Untersuchungen vielleicht Aufklärung erwarten lassen.

Über ähnliche Fragen hat sich kürzlich Bernauer (4, S. 15) geäußert. Er betrachtet dichte Struktur als ein Anzeichen für Kristallisationsvorgänge aus gesättigten zähen Lösungen, während radialfasrige Kristallaggregate sich aus weniger konzentrierten Lösungen und langsamer ausscheiden sollen. Für Sphäritbildung wird also auch hier eine größere Beweglichkeit der kolloidalen Lösung vorausgesetzt.

Die radiale Stellung vieler fasriger Kristallaggregate erklärt Bernauer so, daß zu den radial nach außen wachsenden Kristallenden die Lösungen am schnellsten herangelangen können, so daß sich hier die im Gefolge der Kristallbildung entstehenden Verarmungszonen am wenigsten störend bemerkbar machen. »Durch eine Art natürlicher Auslese« käme somit die radiale Richtung alsbald zur Herrschaft.

Für manche Kristallisationsvorgänge mögen diese Betrachtungen Geltung haben. Für die Bildung von Sphärolithen spielt aber zweifellos die Oberflächenspannung eine wichtige Rolle. In solchen Fällen, wie sie beispielsweise auf Abb. 4 wiedergegeben sind, wo also eine zeitweilige Unterbrechung in der Kristallisation eingetreten ist, müßte der Ansicht Bernauer's zufolge bei dem Wiederbeginn derselben auf der Oberfläche des vorhandenen Sphärolithen eine Anzahl neuer Kristallisationsmittelpunkte entstehen, die zur Entwicklung von Halbsphärolithen führten, welche dem alten Sphärolithen rings aufsäßen. Daß dies nicht geschieht, daß vielmehr bei jeder neuen Zone, die sich um einen wachsenden Sphärolithen oder um ein sphärolithisches Ooid ausscheidet, der ursprüngliche Mittelpunkt weiter als solcher erhalten bleibt, kann man unseres Erachtens nur auf die Wirkung der Oberflächenspannung zurückführen.

Für die Bedeutung der Oberflächenspannung läßt sich noch ein weiteres Merkmal anführen. Die Sphärite der Abb. 4, Taf. 24, sind durch zahlreiche Schrumpfungsrisse ausgezeichnet, auf die oben hingewiesen wurde. Diese Risse treten mit ihren Enden nicht an die Oberfläche der Sphärite heran, die also zur Zeit der Entstehung der Risse eine solche Festigkeit erreicht haben mußte, daß die Rißbildung auf sie

ohne Einfluß blieb. Man wird auch diese Beobachtung als eine Wirkung der Oberflächenspannung betrachten dürfen.

Von Belang ist übrigens bei dieser Erscheinung noch die Tatsache, daß die Risse die Sphärite so durchsetzen, daß man nur an eine Entstehung nach der Verfestigung des Eisenspats denken kann. Ist also unsere Deutung als Schrumpfungsrisse richtig, — die Ähnlichkeit mit gewissen Septarienstrukturen spricht dafür —, so dürften sie der Schrumpfung der begleitenden tonigen Gemengteile ihre Entstehung verdanken; diese müßten sich mithin erst nach dem Eisenspat verfestigt haben, was ja mit den oben erörterten Bildungsumständen im Einklang steht.

Zum Schluß sei noch darauf hingewiesen, daß die hier behandelten Vorkommen oolithischer Ton- und Kohleneisensteine eine wirtschaftliche Bedeutung wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht besitzen. Die Analyse einer Bohrprobe der Tiefbohrung Elmpt 9 (543 m Teufe) hatte nach einer im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt von Herrn Professor Kluess vorgenommenen Untersuchung das folgende Ergebnis:

FeO	48,11	SO_3	—
Fe_2O_3	1,74	Organische Substanz	0,17
MnO	0,80	H_2O	2,28
CaO	1,88	Rückstand	13,47
CO_2	31,23		100,12
P_2O_5	0,44	Fe	38,64
S	Spur		

Zusammenfassung

1. Die untersuchten Gesteine entstammen nicht-marinen Horizonten des linksrheinischen Kohlenreviers. Sie liegen größtenteils zwischen Flöz Steinknipp (Sonnenschein) und Maria I (Catharina) (= Fettkohlenpartie Westfalens), das Vorkommen Elmpt 9 liegt über Flöz Maria I (= unterste Gaskohle Westfalens). Wirtschaftliche Bedeutung kommt den beschriebenen Eisensteinen bisher nicht zu.
2. Allgemein werden die in oolithischen Gesteinen auftretenden rundlichen Gebilde zweckmäßig als Sphärite bezeichnet; sie zerfallen in Ooide (vorwiegend mit schaliger Struktur), Sphärolithe (vorwiegend mit radialer Struktur, und Bololithe (weder mit ausgesprochen radialer noch schaliger Struktur).
3. Die in den beschriebenen Eisensteinen vorkommenden Sphärite sind teils Bololithe, teils Sphärolithe und ooidische Sphärolithe.
4. Für die Entstehung kommen nicht in Betracht:
   a) Umwandlung aus Schwefelkies (nach Gäbler) und
   b) Bildung in bewegtem Wasser (ähnlich den Karlsbader Sprudelsteinen).
5. Die Bildung vollzog sich während der Diagenese in einer gewissen Tiefe des schlammigen Sedimentes unter wesentlicher Beteiligung toniger Kolloide. Das Eisencarbonat dürfte sich teils aus kolloidaler, teils aus molekular-disperser Lösung ausgeschieden haben. Die

Sphärite gewannen ihre feste Konsistenz vor dem umgebenden Nebengestein.

6. Bei der Sphäritbildung ist ein geringerer Grad von Zähflüssigkeit der Eisencarbonat-haltigen Lösungen anzunehmen als bei der Bildung des dichten Toneisensteins.
7. Für die radiale Struktur der gebildeten Sphärite ist die Oberflächenspannung von entscheidender Bedeutung.

Verzeichnis der angeführten Schriften

1. Andrée, Geologie des Meeresbodens, II. Berlin 1920.
2. Berckhemer, Kryptoolith und Stromatolith im Massenkalk des Weißen Jura ε. Centralblatt f. Min., Jg. 1923, S. 15—22.
3. Berg, G., Über die Struktur und Entstehung der lothringischen Minette-Erze. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 73. Bd., S. 113—135. 1921.
4. Bernauer, Die Kolloidchemie als Hilfswissenschaft der Mineralogie und Lagerstättenlehre und ihre Anwendung auf die metasomatischen Blei-Zink-Lagerstätten. Berlin 1924.
5. Beyschlag-Krusch-Vogt, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, II. Stuttgart 1913.
6. Bucher, On Oölites and Spherulites. Journ. of Geol., Bd. 26, S. 593—609, 1918.
7. Einecke und Köhler, Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 1, 1910.
8. v. Freyberg, Über oolithische Gesteine. Naturw. Wochenschrift, N. F., 19. Bd., S. 161—167. 1920.
9. Gäbler, Über das Vorkommen von Kohleneisenstein in oberschlesischen Steinkohlenflözen. Zeitschr. für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 42. Bd., 1894, S. 157—162.
10. Gaub, Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Geolog. und pal. Abhdl., N. F., Bd. 9, 1910.
11. Gümbel, Arten der Oolithbildung. Neues Jahrb., 1873, S. 303.
12. Kalkowsky, Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 60, S. 68—125, 1908.
13. Krusch, Über das Vorkommen und die Entstehung des Weißeisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes. Stahl und Eisen, 42. Jg., S. 1705—1708, 1922.
14. Linck, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb., B.-B. 16, S. 495—513. 1903.
15. Lindgren, Mineral Deposits. 1913.
16. Marc, Über die Bedeutung der Kolloidchemie für die Mineralogie. Fortschritte der Min., Bd. 3, S. 11—31. 1913.
17. Michael, Die Geologie des oberschlesischen Steinkohlenbezirks. Abhdl. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 71. 1913.
18. Naumann, Om järnets förekomstsätt i limniska avlagringar. Sver. geolog. Unders. Arsbok 12, Nr. 6, 1918.
19. Rothpletz-Giesenhagen, Über die systematische Deutung und die stratigraphische Stellung der ältesten Versteinerungen Europas und Nordamerikas mit besonderer Berücksichtigung der Cryptozoen und Oolithe. III. Teil: Über Oolithe. Abhdl. Bayr. Ak. Wiss., Math.-Phys. Kl., 29. Bd., 5. Abhdl., 1922.
20. Schade, Über Konkrementbildungen beim Vorgang der tropfigen Entmischung von Emulsionskolloiden. Kolloidchem. Beihefte, Bd. 1, S. 375—390. 1910.
21. Scheibe, E. A., Beiträge zur Kenntnis des Salzgitterer Eisenerzhorizontes und zur Oolithfrage. Glückauf, 59. Jg., S. 529 ff. 1923.
22. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, 1 : 25000.
    a) Blatt Geilenkirchen, bearbeitet von A. Quaas.
    b) » Wegberg, bearbeitet von W. Wunstorf.
    c) » Birgelen, » » » .

Tafel 24

Abb. 1: Oolithischer Toneisenstein aus der Tiefbohrung Palenberg (648 m Teufe). Vergr.: 45fach.

Abb. 2: Oolithischer Toneisenstein aus der Tiefbohrung Scherpenseel (593 m Teufe). Vergr : 45fach.

Abb. 3: Oolithischer Toneisenstein aus der Aufschlußbohrung Übach (450,5 m Teufe). Gekreuzte Nikols. Vergr.: 45fach.

Abb. 4: Oolithischer Toneisenstein aus der Tiefbohrung Elmpt 9 (543 m Teufe). Vergr.: 17fach.

Der Dogger und Oxford des Südbaltikums

Von Herrn **Rol. Brinkmann** in Göttingen

Mit 16 Figuren

Inhalt

	Seite
Einleitung	477
I. Anstehender baltischer Jura und größere Schollen	479
Unterer Dogger	479
Garantianen-Schichten	479
Parkinsoni-Schichten	480
Bohrung »Friedrich« bei Hohensalza	480
Bohrung Heilsberg	481
Memelgebiet	481
Popilany	482
II. Die Geschiebe	481
Unterer Dogger	485
Schichten mit Stephanoceraten	486
» » *Garantiana Garantiana*	486
» » *Spiroceras bifurcati*	487
» » *Parkinsonia Parkinsoni*	488
» » *Parkinsonia ferruginea*	490
» » *Oppelia aspidoides*	490
» » *Macrocephalites macrocephalus*	491
» » *Cosmoceras Jason*	493
» » » *Castor*	495
» » » *lithuanicum*	498
» » *Quenstedticeras Lamberti*	500
» » *Cardioceras tenuicostatum*	502
» » » *cordatum*	503
» » » *alternans*	505
III. Schlußbetrachtungen	507
Faunencharakter	507
Meeresbewegungen	509
Literaturverzeichnis	512

Einleitung

Die Jurageschiebe des norddeutschen Flachlandes sind wegen ihrer teilweise großen Häufigkeit und ihres Reichtums an wohlerhaltenen Fossilien seit langem Gegenstand der Beachtung gewesen. Die letzten Jahrzehnte des vorigen Jahrhunderts, in die der Höhepunkt der Geschiebeforschung fällt, zeitigten eine große Reihe von Einzelnotizen,

Lokalmonographien einzelner Fundorte und Bearbeitungen des Materials bestimmter Provinzen. Doch fehlt — abgesehen von der Arbeit von Pompeckj (1) über die paläogeographische Bedeutung der westpreußischen Jurageschiebe — eigentlich eine Zusammenfassung des gesamten Materials einer bestimmten Schichtgruppe unter Berücksichtigung der anstehenden Vorkommen, wie sie im folgenden versucht werden soll.

Die Arbeit beschränkt sich auf die Dogger- und Oxfordgeschiebe. Die untere Grenze ist durch das lange Regressionsintervall des Unteren Dogger gegeben, denn erst im Mittleren begegnen wir wieder marinen Schichten im baltischen Gebiete. Der höhere Malm wurde beiseite gelassen, da die anstehenden Vorkommen erst kürzlich durch M. Schmidt (2) bearbeitet wurden, und die Geschiebe bei der Unsicherheit der Stratigraphie wenig neue Ergebnisse versprechen. Aus diesem Grunde habe ich auch auf eine Bearbeitung der reichen Gesamtfauna verzichtet, sondern mich durchaus auf die Cephalopoden beschränkt. Nur diese geben vermöge ihrer kurzen Lebensdauer genügende Anhaltspunkte, während sich alle übrigen Tiergruppen als zu langlebig und faciesabhängig erweisen.

Das Material wurde mir aus den Sammlungen einer Reihe von norddeutschen Universitätsinstituten und Museen auf meinen Wunsch bereitwilligst zur Bearbeitung überlassen. Ich habe dafür den Herren Prof. Andrée, Geh.-R. Geinitz, Prof. Gürich, Prof. Hahn, Geh.-R. Jaekel, Prof. Krause, Prof. Kumm, Dr. Labaume, Geh.-R. Pompeckj, Dr. Sieberer, Prof. Struck und der Direktion der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu danken.

Die Literatur über baltische Sedimentärgeschiebe ist in dankenswerter Weise von Rödel (3) zusammengestellt, diejenige über Fauna und Stratigraphie des Oberen Dogger und Oxford, insbesondere des baltischen und russischen Gebietes, findet sich bei Boden (4), so daß eine Wiederholung nicht notwendig erscheint.

Rekonstruktionen auf Grund von Geschieben haben — und darauf muß hier hingewiesen werden — einen etwas problematischen Charakter. Sehen wir ganz von der ungleichen Verteilung und verschiedenen Vorliebe der Sammler ab, so bleiben auch bei großem Material eine Anzahl grundsätzlicher Fehlerquellen. Da ist erstens die Unsicherheit der Heimatbestimmung: auch unter Benutzung der neueren Karten über die Verbreitung der kristallinen Leitblöcke von Milthers (5) und Korn (6) läßt sich bestenfalls nur ein Anhaltspunkt für die Herkunftsrichtung gewinnen. Sodann ist zu bedenken, daß die Geschiebe nur eine Auslese der widerstandsfähigsten Sedimente darstellen; von lockeren Gesteinen, wie losen Sanden, geodenarmen Tonen und dergleichen wird sich keine Spur erhalten. Schließlich setzt die vordiluviale Denudation der Juratafel einerseits, die schützende Bedeckung durch jüngere Sedimente andererseits, soweit sie nicht in Bohrungen durchteuft wurden, allen weiteren Bemühungen ein Ziel. Angesichts dieser Mängel erscheint es notwendig, das Vorhandene mit möglichster Genauigkeit auszunutzen; das konnte nur mit Hilfe einer

exakten, ins einzelne gehenden stratigraphischen Grundlage sowie durch Heranziehung der Aufschlüsse im anstehenden baltischen Jura erreicht werden.

I. Anstehender baltischer Jura und größere Schollen

Die heutige Verbreitung der Schichten des höheren Jura stellt sich etwa wie folgt dar. Eine zusammenhängende Juraplatte unterteuft den größten Teil von Polen, Nordposen, Ost- und Westpreußen sowie Hinterpommern und erstreckt sich östlich Bornholm in die Ostsee hinaus. Ein zweiter Bezirk dürfte das nördliche Dänemark mit dem Kattegatt umfassen, wie sich aus dem reichen Vorkommen von Malmgeschieben in Nordjütland schließen läßt; doch verhüllt die mächtige Kreidedecke die Einzelheiten. Ein drittes Areal ist das nordwestdeutsche. Innerhalb des Gesamtgebietes sind die Aufschlüsse sehr ungleich verteilt. Sehen wir vom Czenstochau-Krakauer Bezirk ab, so bleiben 1. das Stettiner Haff mit einer Reihe von Dogger- und Malmvorkommen, von denen einige anstehend sind, während der größere Teil allerdings kaum weit transportierte Schollen darstellt, die das Eis in diesem diluvialen Bruchbezirk abscherte; 2. die Juraumrandung des Salzstockes von Hohensalza; 3. der Ausstrich des Jura in Litauen.

Von diesen Aufschlüssen konnte ich die bei Stettin und Popilany neu untersuchen, während mir die Gegend von Hohensalza nicht zugänglich war. Ich gebe im folgenden eine Beschreibung dieser Punkte mit einigen stratigraphischen Bemerkungen, da sie doch einen Teil des Gerüstes für die Deutung der Geschiebe bilden.

Unterer Dogger

Deecke (7 u. 8, S. 36) beschrieb Schichten der Zone des *Harpoceras Murchisonae* vom Karziger Ufer auf Wollin. Nach meiner Neuuntersuchung sind die Ablagerungen jedoch etwas älter, sie gehören dem Oberen Lias, der *Striatulus*-Zone an. Diese Altersstellung darf auf Grund neuer Fossilfunde als gesichert gelten (18).

Das Bohrloch Kammin durchsank von 61—300 m einen Wechsel von Sand und Ton mit einzelnen Kohlenschmitzen. Da nun bei 300 m mariner Mittlerer Lias angetroffen wurde, so bleibt die Wahrscheinlichkeit, daß die 240 m als Flußablagerungen aufzufassenden Schichten sich auf Oberen Lias und Unteren Dogger verteilen.

Garantianen-Schichten

Bei Ausschachtungsarbeiten fanden sich nach Deecke (8, S. 39) am Südende der Stadt Kammin schwere, eisenreiche, splittrige Sphärosideritknollen mit einzelnen eingesprengten Körnern von Quarz, Feldspat und Glimmer. Ihr Fossilinhalt ist:

Garantiana Garantiana d'Orb.
Strenoceras niortense d'Orb.
Belemnites giganteus Schloth.

Ursprünglich dürften die Geoden in einem schwachsandigen und glimmerhaltigen Ton gelegen haben.

Parkinsoni-Schichten

Sie sind nur als diluvial verfrachtete Schollen, nicht jedoch eigentlich anstehend bekannt. Am Dievenow-Ufer bei Soltin (nördlich von Kammin) sind — im einzelnen stark verquetscht — $^1/_2$ m dunkle sandige Tone aufgeschlossen, die von Sandsteinen mit mindestens 3 m Mächtigkeit überlagert werden. Das Bindemittel ist Kalkeisencarbonat, die Farbe unverwittert grau, verwittert rostbraun. Die Sandsteine führen eine reiche Muschelfauna mit sehr seltenen Bruchstücken von *Belemnites giganteus* und Ammonitenschalen. In dem Ton liegen Toneisensteinknollen, aus denen ich *Park. Parkinsoni* erhalten konnte.

Die nördliche, ca. 8 m hohe Geschiebemergel-Klintküste der Insel Gristow (westlich von Kammin) zeigt ebenfalls mehrere Schollen aufgeschlossen, von denen hier ein kombiniertes Gesamtprofil nach meinen Beobachtungen gegeben sei:

> 0,5 m grober, brauner Sandstein mit eisenschüssigem Bindemittel.
Park. Parkinsoni.
0,5 » mittelkörniger bis feiner brauner Sandstein mit fossilführenden stärker verkitteten Knollen.
Park. Parkinsoni, Lamellibranchier, Holzstückchen usw.
0,5 » grober brauner Sandstein, wie oben.
Bel. giganteus.
1,0 » lockerer feiner weißlicher und brauner Sand, fossilleer.
> 1,6 » feiner brauner Sandstein.
Einzelne Kohlenreste.

Also petrographisch eine ganz ähnliche Schichtfolge, wie sie seinerzeit Deecke (8, S. 38) und neuerdings Schulte (19) aufgezeichnet haben. Vor allem ist die grobe Korngröße einzelner Bänke auffallend, die wir als Anzeichen nächster Strandnähe auffassen dürfen, um so mehr, als in unmittelbarem Verbande mit den cephalopodenführenden Schichten fossillere Sandsteine auftreten, die kaum mariner Entstehung sind.

Bohrung „Friedrich" bei Hohensalza

Ein Profil gab Jentzsch (9, S. 23); im folgenden ist daher nur die uns hier interessierende Schichtreihe wiederholt, die Abweichungen gegen Jentzsch's Einteilung erklären sich z. T. aus der geänderten Verwendung der stratigraphischen Bezeichnungen, z. T. daraus, daß sich bei einer neuerlichen Durchsicht der Bohrkerne noch einige leitende Fossilien fanden.

728 — 775	m	45	m	Teilweise oolithische Kalke und glimmerhaltige Kalkmergel *Opp. flexuosa, Card. alternans*	Oberoxford
755 — 838	»	60	»	Dunkelgraue Kalke, unten heller, mit dünnen, glimmerhaltigen Mergellagen *Pelt. arduennense*	Unteroxford
838 — 844,6	»	6	»	Kalkmergel. *Hect. krakoviense, Bel.* cf. *calloviensis, Cosm.* der *lithuanicum*-Gruppe, *Per.* cf. *curvicosta*	Ober- u. Mittelcallovien

844,6— 862 m	17 m	Grauer glimmerhaltiger Ton mit Schwefelkies und schwachen Sandsteinschichten	Untercallovien
862 — 869 »	7 »	Gelblicher Sandstein mit Schwefelkies	
869 — 869,5 »	0,5 »	Brauner eisenhaltiger Kalkstein	Cornbrash
869,5—1017 »	147 »	Dunkler Ton mit Bänken von Dolomit, Toneisenstein, Kalk und Sandstein *Park. ferruginea*	*Ferrugineus*-Schichten
1017 —1093 »	76 »	Dunkler Ton, wie oben	? *Parkinsoni*-Schichten
1093 —1103 »	10 »	Weißer, glimmerhaltiger Sandstein	
1103 —1110,5 »	7,5 »	Schwärzlicher Ton	Fluviatile Entwicklung
1110,5—1150,5 »	40 »	Grauer Ton mit dünnen Lagen gelben Sandsteins	

Bohrung Heilsberg

Die Ergebnisse der Bohrung sind in eingehender Weise von P. G. Krause (10) dargestellt. Da einzelne der Leitformen nach neueren Untersuchungen teilweise eine andere stratigraphische Bewertung erfahren müssen, gebe ich ein zusammengezogenes Profil.

etwa 700—711 m	11 m	Toniger Sandstein und sandiger Schieferton	
» 711—714 »	3 »	Lichtgrauer glaukonitischer Mergel und Glaukonitsandstein	Oberoxford
» 714—750 »	36 »	Wechsel von tonigem Sandstein und hartem Mergel. *Card. alternans.* (750 m)	
» 750—751 »	1 »	Feiner Kalksandstein	
» 751—756 »	5 »	Grauer, etwas sandiger und oolithischer Tonmergel. *Pelt. arduennense.* (754 m)	Unteroxford
» 756—759 »	3 »	Grauer Tonmergel, wie oben	
» 759—760 »	1 »	Heller, mergeliger oolithischer Kalk *Cosm. Jason, Cosm. enodatum, Per. curvicosta, Erymn. coronatum.* (760 m)	Obercallovien, Mittelcallovien
» 760—769 »	9 »	Grauer, toniger und glimmriger Sand, z. T. glaukonitisch	
» 769—806 »	37 »	Graue Sande mit Perlmutterschalbruchstücken	? Untercallovien
» 806—900 »	94 »	Glimmerige Sande mit Einlagerungen von Tonen, Toneisenstein und Holzkohle	Fluviatile Entwicklung

Im einzelnen ist als Begründung anzuführen, daß die von Krause als *Cardioceras alternans* bezeichneten Ammoniten aus 754/55 m sich noch der *Cordatus*-Gruppe anreihen, die Schichten gehören also noch ins Unteroxford, was auch der Fund von *Peltoceras arduennense* bestätigt. Der *Cosmoceras calloviense* aus 760 m Teufe ist wegen der schon deutlich hervortretenden Knoten und der nicht sehr stark geblähten Windungen zu *Cosmoceras enodatum* zu stellen; diese Form charakterisiert zusammen mit *Cosmoceras Jason* und *Perisphinctes curvicosta* das tiefste Mittelcallovien. Die liegenden, noch marinen Sande dürften demnach wohl in die Macrocephalenzone gehören.

Memelgebiet

Hier erreichten Dogger und Oxford zusammen maximal 70 m Mächtigkeit, die sich in folgender Weise auf die Unterstufen verteilt:

50 m Schwärzlicher Glimmerton	Unteroxford und höheres Callovien
3—10 » Oolithische Kalksteine und Muschelsande	Mittelcallovien
8—10 » Fluviatile Sande und Tone	
Liegendes: Purmallener Mergel	

Die facielle Gliederung ist somit ganz die gleiche wie in Litauen, doch sind die Mächtigkeiten größer; vor allem haben die Tone stark zugenommen.

Popilany

Seit fast 100 Jahren sind die Juraaufschlüsse am Windau-Ufer bei Popilany (lit. Papilé) des öfteren untersucht worden. Jüngst gab Wetzel (11) einen stratigraphischen Überblick und eine Vergleichstabelle der von den verschiedenen Autoren beobachteten Profile. Ich möchte auf eine Kritik der mitunter stark voneinander abweichenden Angaben verzichten und gebe im folgenden den faciellen und stratigraphischen Aufbau nach meinen Aufgrabungen[1]).

Das Profil 1 wurde südlich des Bahnhofs Popilany am rechten Windau-Ufer aufgenommen zwischen den Aufschlüssen I und IV in der Kartenskizze von Wetzel unweit des alten Pumpwerkes für die Wasserversorgung der Eisenbahn. Der Schurf wurde bis zum Windau-Wasserspiegel abgeteuft.

0— 1 m	> 1 m	Schwärzlicher, sandiger Glimmerton
1— 2,20 »	1,20 »	Gelblicher, knolliger, feinkörniger Kalksandstein, oolithisch, reich an Cephalopoden und Holzresten
2,20— 2,55 »	0,35 »	Hellgrauer, splittriger, spröder Kalksandstein, fossilarm
2,55— 3,50 »	0,95 »	Rostbraun verwitterter Kalksandstein mit zähen Knollen von hellgrauem, frischem Gestein
3,50— 3,90 »	0,40 »	Hellbrauner, etwas verfestigter eisenhaltiger Sand
3,90— 5,25 »	1,35 »	Hellgelblicher bis weißer feiner lockerer Sand, ungeschichtet, glimmerreich; die Fossilien nesterweise gehäuft, viel Rhynchonellen
5,25— 6,15 »	0,90 »	Hellbrauner, kaum verfestigter Sand, ungeschichtet
6,15— 6,80 »	0,65 »	Graugrüner bis schwarzer, schwach verfestigter toniger Sand, fast ungeschichtet
6,80— 7,45 »	0,65 »	Bank von braunem, eisenreichen, stark sandigem Sphärosiderit, ungeschichtet, fossilarm
7,45— 7,61 »	0,16 »	Hellbräunliches, sandiges Konglomerat mit Muscheln und Ammonitenbruchstücken
7,61— 7,73 »	0,12 »	Heller Sand mit spärlichen Muschelresten und Streifen von fettem dunklen Ton
7,73— 7,76 »	0,03 »	Sandiger Muschelgrus mit einzelnen Lignitstückchen
7,76— 8,66 »	0,90 »	Feiner, heller Sand
8,66— 8,68 »	0,02 »	Weißer Sand mit Pflanzenhäcksel, Lignitstückchen und Tonschmitzen
8,68— 9,73 »	1,05 »	Schwach eisenschüssiger hellbrauner Sand
9,73—10,23 »	0,50 »	Feiner, heller, lockerer Sand mit einzelnen Lagen von schwarzem Ton.

Vier weitere, in der Nähe aufgeschürfte Teilprofile ergeben für die Schichtmächtigkeit etwas abweichende Maße, stimmen aber in faunistischer und petrographischer Hinsicht mit dem Hauptanschnitt überein.

Eine Fortsetzung nach oben gibt ein fünftes Profil, das in dem linken Nebentälchen der Windau gegenüber der Wassermühle (Punkt II in Wetzel's Skizze) aufgenommen wurde. Die Schichtfolge beginnt

---

[1]) Für die freundliche Unterstützung meiner Arbeiten in Litauen bin ich Herrn Brōderich-Kaunas, Herrn Pfarrer Jarulaitis-Papilé, wie Herrn Minister Matulionis-Kaunas zu großem Dank verpflichtet.

mit der im obigen Profil 0,35 m mächtigen splittrigen Sandsteinbank, sie war jedoch im höheren Teil wegen der starken Rutschungen und der Bewachsung mit Gestrüpp nur unvollständig zu beobachten.

> 10,60 m Schwärzlicher, sandiger Glimmerton mit einzelnen Lagen von großen brotlaibförmigen, z. T. angebohrten Kalkknollen und eisenoolithischen grauen Mergeln
0,50 » Mürber, brauner Sandstein mit eisenoolithischen festeren Knollen
0,25 » Fester, hellgrauer, klüftiger Kalksandstein
0,55 » Hellbrauner, wenig verfestigter Sand mit einzelnen härteren Knollen
0,45 » Klüftiger Kalksandstein, wie oben.

Die stratigraphische Gliederung des Callovien wurde nach genau horizontiert aufgesammelten Funden durchgeführt; im Oxford konnten der starken Verrutschung halber nur einige Lagen ausgebeutet werden. Die Verteilung der Ammonitenspecies gibt die Tabelle wieder, in die jedoch nur die häufiger auftretenden und daher zur Altersbestimmung der Geschiebe benutzten Arten aufgenommen wurden.

In Profil 1 reichen:

Cosmoceras	*Jason*	von	7,43—5,48 m
»	*Gulielmi*	»	7,18—6,48 »
»	*Castor*	»	7,58—2,98 »
»	*lithuanicum*	»	1,98—1,00 »
»	*Pollux*	»	5,43—1,00 »
»	*Duncani*	»	2,53—1,00 »

Eine Zusammenfassung aller Beobachtungen führt zu folgenden Schlüssen: Das Profil läßt eine facielle Dreiteilung deutlich erkennen. Zu unterst lockere Sande mit Tonen und Braunkohlenschmitzen, ohne Zweifel eine fluviatile Ablagerung wie die tertiären Braunkohlensande Norddeutschlands, denen sie auch sehr ähnlich sehen. Es sind feinkörnige, fast reine Quarzsande mit geringem Gehalt an Glimmer; der Feldspat fehlt fast völlig. Eine untere Grenze für das Alter ist nicht exakt angebbar, da Leitfossilien fehlen und das Liegende nicht erschlossen ist. Unterteuft werden sie wahrscheinlich vom Zechstein, wenn man die von Grewingk (12, S. 212) bei Wormsaten gemachte Beobachtung auf unsere Gegend übertragen darf. Vielleicht beginnt die Ablagerung der Sande im Rhät-Lias; keineswegs aber gehören sie ausschließlich dem tiefsten Jura an, sondern reichen, wie ihre Verzahnung mit den darüber ingredierenden marinen Schichten beweist, bis ins höhere Callovien hinauf, gerade wie der sog. Rhät-Lias der Heilsberger Bohrung.

Die zweite Faciesgruppe sind die marinen Sande und Kalksandsteine. An ihrer Basis liegt ein Strandkonglomerat, das oberdevonischen Kugelsandstein, Kalke des Zechsteins oder Devons sowie Jurasandstein mit *Perisphinctes*-Bruchstücken als Gerölle enthält. Daraus ergibt sich, daß die Transgression aus südlicher oder südwestlicher Richtung vorrückte, während die Flüsse aus Norden oder Nordosten den Schutt des Festlandes, das aus Devon und vielleicht auch Zechstein bestand, ins Meer brachten. Damit ist die ungefähre Küstenlinie gegeben, die über die damalige Zechsteinverbreitung kaum hinausgegriffen haben kann. Eine zeitliche Parallele zu den Basisschichten des marinen Calloviens in Mittel- und Süddeutschland anzugeben,

ist nicht möglich, da die Verteilung der Ammoniten im deutschen Ornatenton nach den bisherigen Angaben scheinbar eine wesentlich andere ist. Vorläufig läßt sich sagen, daß die liegenden Schichten von Popilany mit *Perisphinctes mutatus, Cosmoceras Jason* und *Castor* ungefähr der Grenze *Jason*- und *Castor-Pollux*-Zone nach der üblichen Auffassung entsprechen mögen.

Die Ausbildung des Komplexes ist überwiegend sandig. Die Sandkörner sind, falls größer, gut gerundet, öfters durch Kalk- oder Eisenoolithumhüllung vergrößert. Quarz ist der Hauptgemengteil, während der Feldspatgehalt weit unter 1 % der Quarzmenge liegt; etwas häufiger sind Glimmerblättchen. Auf die Strandfacies folgen Absätze in untiefem Wasser; aus eisenreichen Zuflüssen vom Festlande wird Eisencarbonat ausgeflockt, das zusammen mit dem ausgeschiedenen Kalkcarbonat die verschiedene Färbung und Festigkeit der einzelnen Sandlagen verursacht.

Mit außerordentlich scharfer Grenze setzt über den Sanden die dritte, ebenfalls marine Gruppe ein, die das oberste Callovien und Unteroxford umfaßt und aus dunklen, sandigen Glimmertonen besteht. Ihr Mineralbestand ist nur einförmig: in der Tongrundmasse liegen feinste Quarzsplitter und viel Muscovitschüppchen; Feldspat ist noch immer selten, wenn auch etwas häufiger als im liegenden Teil. Die eingelagerten Knollen haben ein Kalkeisencarbonatzement und schließen oftmals Eisenoolithe ein. Plötzlich hört also die Zufuhr von gröberem Material auf, ein sandiger Schlick tritt an dessen Stelle, ohne daß die Wassertiefe vergrößert wäre. Das beweisen die Einlagerungen von Eisenoolithen, die Anbohrung der Gerölle und Konkretionen. Man mag an eine Flußverlegung denken, so daß sich an Stelle eines Deltaschüttungskegels in dem Gebiete plötzlich eine ruhige Bucht bildete. Doch sprechen die Geschiebe dafür, daß der Facieswechsel in dieser Zeit allgemeiner Natur war und durch Bewegungen des vorgelagerten Festlandes bedingt wurde. Die Tonsedimentation hält unverändert das Unteroxford hindurch an, jüngere Sedimente sind in Popilany nicht erschlossen, doch deuten nur als Geschiebe auftretende braune Sandsteine mit *Perisphinctes* cf. *Jeremejewi* auch auf eine Vertretung des Oberoxford hin.

II. Die Geschiebe

Wenn wir den festen Boden anstehender Vorkommnisse oder wenig verfrachteter Schollen verlassen und zur Behandlung der diluvialen Geschiebe übergehen, so bleiben naturgemäß die Lücken und Unsicherheiten, die schon oben erörtert wurden. Gleichwohl bieten die erratischen Blöcke das einzige Hilfsmittel zur Wiederherstellung der ehemaligen Verhältnisse. Will man also die Sicherheit der Rekonstruktion abschätzen, so ist zu bedenken, daß alle Angaben über Küstenlinien usw. nur Minimalwerte sein können. Denn die Geschiebe sind entweder nicht aufgefunden, die Schichten waren gar nicht transportfähig, oder die geringmächtigen Sedimente eines Meeres, das nur kurze Zeit gegen das alte Hebungszentrum Fennoskandien hinaufleckte

und bald wieder zurückebbte, wurden längst in vordiluvialer Zeit denudiert. Andererseits scheint trotz aller Unsicherheit eine gewisse Gewähr für eine richtige Darstellung geboten, wenn sich die aneinander gereihten Einzelbilder jeder Zone zu einem einstimmigen Gesamtverlauf zusammenschließen.

In der Anordnung des Materials folge ich der allgemein bekannten Zoneneinteilung, auch auf die Gefahr hin, daß diese vielleicht in Einzelheiten ergänzungsbedürftig ist. Aber bei der Altersbestimmung der Geschiebe muß man sich naturgemäß auf verhältnismäßig häufige Leitformen stützen. So bot sich diese Stufenfolge als die einzig verwendbare dar, um so mehr, als die durch geringe Ungenauigkeiten verursachten Fehler nicht ins Gewicht fallen dürften. Nur für das Mittelcallovien wurde eine andere Zonenfolge verwandt, die sich zum größten Teil auf das Profil von Popilany stützt. Die paläontologisch-stratigraphischen Einzelheiten gedenke ich an anderer Stelle zu geben.

Unterer Dogger

Die letzten marin ausgebildeten Schichten gehören der Lias-Doggergrenze an, es sind Eisenoolithe mit Ammoniten der *Affinis*-Gruppe (*Hudlestonia*). Von da bis fast in den Oberen Dogger hinein fehlen jegliche Spuren von Meeressedimenten im Baltikum. Geschiebe in terrestrer Facies mögen sehr wohl vorkommen, etwa in Gestalt von pflanzenführenden Sandsteinen. Doch läßt sich das bei dem Mangel an leitenden Fossilien weder paläontologisch noch petrographisch beweisen, da bei einer Wiederkehr ähnlicher Sedimentationsverhältnisse (Rät-Lias, Unterdogger, Unterkreide, Jungtertiär) völlig übereinstimmende Gesteine gebildet wurden.

Paläogeographie

Alle Umstände lassen den Schluß auf ein bedeutendes und langandauerndes Regressionsintervall gerechtfertigt erscheinen. Nach dem weiten Vorstoß des Meeres im Oberen Lias zur Zeit der Amaltheen und Harpoceraten der Elegansgruppe wich die Küstenlinie wieder langsam nach Westen. Die *Striatulus*-Schichten von Lebbin auf Wollin bestehen aus pflanzenführenden Sandsteinen mit einer Lage abgerollter Belemniten, Phosphoriten und Knochenstückchen; *Hudlestonia affinis*-Geschiebe sind bislang nur westlich der Oder gefunden. Die vom Zentrum des Fennoskandischen Schildes, dessen krystalliner Kern in breiter Fläche der Abtragung zugänglich war, herabfließenden Flüsse folgten dem weichenden Meere und überschütteten den aus Zechstein, Trias und Lias bestehenden Untergrund des Südbaltikums mit ihren Sedimenten: Sanden und Tonen, in die sich geringmächtige Torflager einschieben. Die maximale Festlandsausdehnung scheint ungefähr in die *Murchisonae*-Zeit zu fallen. Den Beweis hierfür dürfen wir im Polyplokensandstein der oberen Allertalgegend sehen, einem pflanzenführenden, kreuzgeschichteten Komplex, der als Deltaschüttung die Küstenlinie eines östlich gelegenen Festlandes markiert.

Coronaten-Schichten

Das älteste, bis jetzt bekannte marine Doggergeschiebe ist ein etwas sandiger Toneisenstein mit einem kleinen *Stephanoceras* (Subg. *Metaxytes* Ma.) von Berlin. Ob ein zweiter in sandigem Eisenoolith erhaltener, unbestimmbarer *Stephanoceras* von Rostock hierhergehört, muß fraglich bleiben.

Das Geschiebe beweist, daß das Meer des Mittleren Dogger zumindest bis in die Gegend von Berlin reichte. Doch ist die Annahme berechtigt, daß zur Coronatenzeit schon eine Verbindung von Nordwestdeutschland nach Südpolen bestand; denn dort transgrediert der Jura mit Schichten, die eine Ammonitenfauna führen, welche sehr nahe Berührungspunkte mit der mitteldeutschen aufweist.

Schichten mit Garantiana Garantiana d'Orb.

Fauna

Garantiana Garantiana d'Orb.
Strenoceras niortense d'Orb.
Perisphinctes Martinsi d'Orb.
Stephanoceras sp.
Belemnites giganteus Schloth.

Die Garantianen und Strenoceraten sind am häufigsten, Perisphincten liegen in einigen Exemplaren vor. Das bei Rostock gefundene Bruchstück eines *Stephanoceras* war unbestimmbar, es ist daher unsicher, ob die Form den Garantianen-Schichten oder dem etwas älteren Horizont der Coronaten entstammt.

Petrographischer Charakter

In der Mehrzahl handelt es sich um dichte, dunkelbraune Toneisensteine. In der feinkrystallinen Ton-Eisenspatgrundmasse sind spärlich eckige Körnchen eingesprengt, die hauptsächlich aus oft undulös auslöschendem Quarz bestehen, gegen den Orthoklas, Plagioklas, ein wenig Glimmer und Pyroxen sehr zurücktreten. Ein Geschiebe von Wollin besteht aus braunem, eisenreichen Sandstein mit großen Muskovitblättchen und viel Holzresten.

Verbreitung

Die Geschiebe dieser Zone sind sehr eng um die Odermündung beschränkt [1]), nur zwei Funde von Rostock und Hiddensoe fallen etwas heraus.

Paläogeographie

In der Coronatenzeit setzt die Ingression des mitteldeutschen Meeres in die südbaltische Sammelmulde von neuem ein. Der Entwurf der Meeresverbreitung für die Garantianenzone muß sich auf folgende Tatsachen stützen: die Bohrungen bei Wietze unweit Celle haben den Unteren und Mittleren Dogger als anscheinend lückenlosen Komplex dunkler Tone und Mergel getroffen. In Hohensalza wurden unter den Schichten mit *Parkinsonia ferruginea* sandige Tone, die den

[1]) Sandige Sphärosiderite sind häufig bei Cammin, westlich der Stadt auf der Insel Gristow, bei Nemitz nahe Gülzow; sie sind ferner gefunden bei Pölitz bei Stettin, bei Lebbin auf Wollin. Ein brauner Sandstein stammt von Lebbin.

oberschlesischen Polyplokenschichten (= im wesentlichen *Parkinsoni*-Horizont) ähneln, weiterhin Sande sowie Tone wahrscheinlich nichtmariner Entstehung durchteuft, die teilweise Garantianenalter haben könnten, vielleicht auch jünger sind. Im oberschlesisch-polnischen Jurabezirk, der Gegend von Kreuzburg-Czenstochau transgredieren schon die Coronatenschichten, denen Sandsteine mit Garantianen auflagern. Die Geschiebefunde von Rostock und Hiddensoe können vermöge der Fortbewegungsrichtung des Inlandeises bestenfalls aus Gegenden etwa halbwegs Bornholm und der deutschen Küste stammen, wenn ihr Ursprung nicht noch weiter nördlich lag.

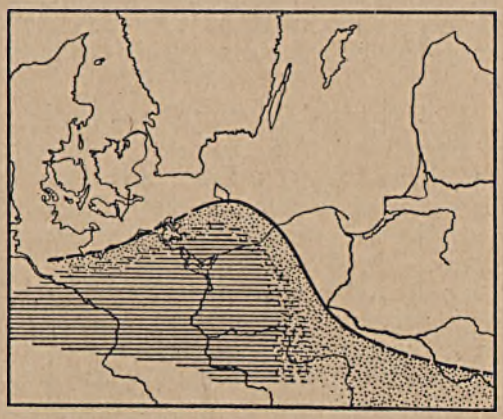


Abb. 1. Das Südbaltikum zur Garantianenzeit.

Auf allen paläogeographischen Kärtchen bedeuten: kleine Kreise: Gerölle; Punkte: Sand; horizontale Schraffen: Ton; vertikale Schraffen: Kalk. Mergel, sandige Tone usw. ergeben sich durch Kombination.

Fügen wir alles zusammen, so erhalten wir einen im ganzen west-östlich verlaufenden Meeresarm. Von der Elbmündung ausgehend bildet seine Nordküste südlich von Bornholm eine flache Bucht und folgt von Bromberg etwa dem Weichsellauf. Auf weiten Flächen des westlichen Meeres waltete die feinkörnige, von ruhigem Absatz zeugende Facies schwachsandiger Tone entschieden vor, während in den stark verengerten Ostteil vom polnischen wie vom sudetisch-böhmischen Festlande vorwiegend Sande eingeschwemmt wurden. Ein sandiger Saum begleitete auch die übrige Küstenlinie; im allgemeinen war er schmal, nur in der Bornholmer Bucht mag er sich weiter seewärts erstreckt haben. Bezeichnend ist der starke Eisengehalt aller Schichten, der in Form von Toneisenstein, Pyrit, Oolithen oder als Sandsteinbindemittel zur Abscheidung kam.

Schichten mit Spiroceras bifurcati Qu.

Diese wenig jüngeren Geschiebe sind nur von zwei Punkten aus dem Umkreise des Stettiner Haffs bekannt geworden[1]). Es sind

[1]) Kucklow bei Cammin, Karziger Ufer auf Wollin.

sandige Limonitschalen voller *Spiroceras*-Abdrücke. Weitergehende Schlüsse lassen sich aus diesen spärlichen Resten nicht ziehen; sie sprechen nicht gegen eine Fortdauer der in der Garantianenzeit herrschenden Verhältnisse.

Schichten mit Parkinsonia Parkinsoni Sow.

Fauna

Parkinsonia Parkinsoni Sow.
Belemnites giganteus Schloth.

Es treten sowohl die typischen *Parkinsoni*, wie auch die weitnabligen, flachen Formen mit geringer Windungszunahme auf, die Quenstedt unter *P. Parkinsoni planulata* zusammenfaßt. Die großen Belemniten haben meist den elliptischen Querschnitt des *Bel. giganteus ventricosus* Qu.

Petrographischer Charakter

Bezeichnend für diese Zone sind grob- bis mittelkörnige Sandsteine mit einem Bindemittel von Kalk- und Eisencarbonat, die mit Verfeinerung des Korns in feinsandige bis tonige Sphärosiderite übergehen. In den sandigen Gesteinen herrschen Quarzkörner vor, dann kommen Feldspäte — in Zersetzung begriffene Orthoklase, frischer Plagioklas —; ihr Anteil beträgt im Mittel $^1/_{20}$ der Quarzmenge, kann jedoch in den groben Sedimenten bis $^1/_{10}$ ansteigen. Eisenoolithe finden sich öfters; die sonstigen mineralischen Bestandteile, wie Muskovit, halbzersetzter Biotit und etwas Augit treten sehr zurück. Bei Soltin sind dunkle, geodenführende sandige Tone mit den Sandsteinen verknüpft; auf Gristow sind z. T. grobsandige marine Schich-



Abb. 2. Verbreitung der *Parkinsoni*-Geschiebe.

Abb. 2. Auf allen Verbreitungskärtchen der Geschiebe bedeuten: stehende Kreuze: mittel- und grobkörnige Sandsteine; liegende Kreuze: feinkörnige Sandsteine; kleine Punkte: Geoden und tonige Gesteine.
Die großen Punkte besagen, daß die betreffenden Schichten bei Hohensalza, Heilsberg oder Popilany marin ausgebildet sind.

ten von fossilarmen feinem Sandstein mit Pflanzenresten unterlagert. Die Zufuhr von Eisen ist wie in den Garantianenschichten noch immer bedeutend, doch ist der Sandgehalt im allgemeinen größer.

Verbreitung

Die Blöcke dieser Zone sind häufiger und über eine größere Fläche verstreut. Sie reichen im Westen bis Schleswig-Holstein, im Süden bis Berlin und Leipzig; ihr Maximum liegt aber wieder in der Haffgegend, wozu noch die Schollen auf Gristow und bei Lebbin kommen. Weitere Fixpunkte sind Wietze, wo die *Parkinsoni*-Schichten aus sandigen oolithischen Mergeln bestehen, Hohensalza, wo nach Jentzsch 76 m dunkle Tone mit Bänken von Toneisenstein, Kalk und Sandstein angetroffen wurden, die wahrscheinlich mit den spärosideritischen Tonen des Czenstochau-Wieluner Bezirks zu parallelisieren sind.

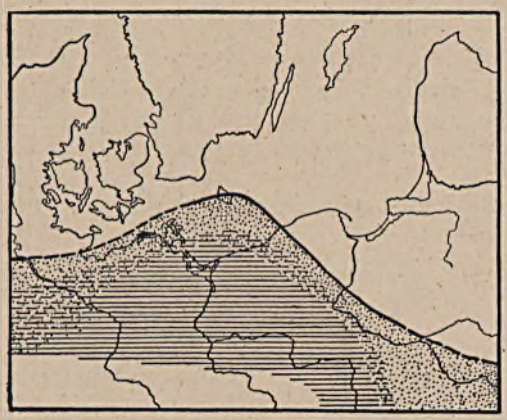


Abb. 3. Das Südbaltikum zur *Parkinsoni*-Zeit.

Paläogeographie

Die stärkere Zufuhr gröberklastischen Materials könnte man als Anzeichen einer Meeresreduktion werten, doch widerspricht dem die weite Verbreitung der Geschiebe entschieden, die eher mit einer schwachen Transgressionsbewegung im Südbaltikum in Einklang steht. Von der Elbmündung bis in die Gegend von Bornholm mag die Küste ungefähr die gleiche Lage gehabt haben, weiter östlich aber gewann das Meer an Raum und bedeckte das südliche Westpreußen und einen großen Teil von Südpolen. Im ganzen erlangte das *Parkinsoni*-Meer durch den vor allem im Osten vorschreitenden Senkungsvorgang eine gleichmäßige Breite, und die Bornholmer Bucht griff infolge der Schwenkung der Nordküste nicht mehr so tief ein.

Bei der Rekonstruktion der Sedimentationsbezirke ist zu beachten, daß die Geoden und Konkretionen, die mehr oder weniger sandige Tone als Ursprungsmedien voraussetzen, an die Ostgrenze des Geschiebestreukegels gebunden sind, während sich die Blöcke der sandigen Facies gleichmäßig verteilen. Daraus geht hervor, daß nördlich

der Odermündung noch Tone anstehen müssen, vielleicht im Verband mit Sandsteinen, wie bei den Soltiner Schollen; erst näher der Küste herrschten gröbere Sedimente, die in breiter Zone die Ufer begleiteten.

Schichten mit Parkinsonia ferruginea v. Seeb.

Fauna

Parkinsonia ferruginea v. Seeb.

Petrographischer Charakter

Die Gesteine sind ähnlich denen der *Parkinsoni*-Zone: feinkörnige bis tonige, zuweilen oolithische Sandsteine mit Eisencarbonat-Bindemittel.

Verbreitung

Erratika dieser Zone sind sehr spärlich. Sie halten sich an die Ostgrenze der Verbreitung der *Parkinsoni*-Geschiebe[1]).

Paläogeographie

Erhebliche Veränderungen gegen die vorhergehende Zeit scheinen nicht eingetreten zu sein. Erwähnt sei das Auftreten der Leitform in sandigen Tonen der Bohrung Hohensalza.

Schichten mit Oppelia aspidoides Opp.

Fauna

Oppelia aspidoides Opp.
Belemnites Beyrichi Opp.

Verbreitung

Es ist bislang nur ein großer Block von Nemitz im Kreis Kammin bekannt geworden, sowie zwei Stücke von Köslin und Lebbin auf Wollin. Die Geschiebe bestehen aus einem recht fossilreichen, konglomeratischen Eisenoolith mit angebohrten Geröllen von eisenreichem, grauem Kalksandstein. Ganz ähnliche Schichten sind bei Wietze erbohrt, wo der Cornbrash aus sandigen Tonen und Mergeln, Kalksandsteinen und Konglomeraten zusammengesetzt ist. Auch im Osten treffen wir eine stärkere Beimengung gröberklastischen Materials: bei Hohensalza und im polnischen Jura besteht die *Aspidoides*-Zone aus sandigen Tonen und Sandsteinen, gelegentlich mit eingeschalteten Eisenoolithen.

Paläogeographie

Der negative Facieswechsel, der sich schon in früherer Zeit ankündigte, verstärkt sich jetzt zu einem deutlichen Rückschritt der baltischen Küste, so daß ältere Sedimente im Bereich der Brandung neu aufgearbeitet werden konnten. Vor allem erscheint Nordwestdeutschland und das Südbaltikum von diesem Vorgange betroffen, während die westpreußisch-polnische Meeresstraße kaum einer Einengung unterlag.

---

[1]) Feinkörnige Sandsteine aus der Mark Brandenburg, Neukölln, Lebbin auf Wollin.

Schichten mit Macrocephalites macrocephalus Schloth.

Fauna

Macrocephalites macrocephalus Schloth. *Cosmoceras enodatum* Nik.
Kepplerites Gowerianus Sow. *Proplanulites Koenigii* Sow.
» *calloviensis* Sow.

Paläogeographie

Als typisch für diese Zeit kann ein feiner, oft lockerer, hellgelber Sandstein gelten. Die Sandkörner sind klein, meist eckig und bestehen überwiegend aus Quarz; daneben ist wenig Plagioklas und stark zersetzter Orthoklas vorhanden, schließlich noch einige Glimmerschüppchen. Eisenoolithe kommen selten vor. Das Bindemittel ist Kalkspat, der gelegentlich flockenweise Eisencarbonat enthält. Mittelkörnige Kalkeisencarbonatsandsteine, die schon die Facies des Mittelcallovien haben, mit etwas reicherem Gehalt an Feldspäten, treten an Zahl zurück; recht spärlich sind mergelig-feinsandige Geschiebe konkretionären Charakters, die ihre Lage einst im Ton gehabt haben.



Abb. 4. Verbreitung der Macrocephalen-Geschiebe.

Verbreitung

Geschiebe dieses Zeitabschnittes sind viel häufiger als die der vorhergehenden Zonen und auch über eine beträchtlich weitere Fläche des Südbaltikums verstreut. Am dichtesten liegen die Fundorte im östlichen Mecklenburg und der Uckermark, was sicherlich teilweise durch die in diesen Gegenden sehr regen Aufsammlungen bedingt ist. Verstreute Funde reichen aber weiter nach Westen (bis an die Südküste von Laaland) und Osten, wo bereits die Weichsel überschritten wird (Kulm, Westpreußen).

Paläogeographie

Schon in der weiten Verbreitung der Geschiebe spricht sich die kräftige positive Meeresbewegung nach der vorangegangenen rückläufigen Periode aus. Über den Vorgang im einzelnen vermögen die

Sedimente einige Auskunft zu geben. Es muß hervorgehoben werden, daß die hier in ihrer Verbreitung skizzierten jurassischen Meere keineswegs die gesamte Geosynklinale erfüllten. Die Strandlinie war vielmehr nur eine Isohypse im großen südbaltischen Sammelbecken, die den marinen vom terrestren Anteil trennt. Auf dem Lande lagerten sich Sande, untergeordnet auch Kiese und Tone ab, und über diese weite Küstenebene griff nun das Macrocephalenmeer herüber, arbeitete die lockeren Aufschüttungen teilweise auf und setzte sie mit den Resten der marinen Lebewelt wieder ab. Die petrographische Ähnlichkeit mit den fluviatilen Sanden des Callovien, beispielsweise von Heilsberg oder Popilany, die stärkere Auslese, welche den Feldspat fast ganz zerstört hat, sprechen dafür.



Abb. 5. Das Südbaltikum zur Macrocephalenzeit.

Wir wollen die Grenze dieses Vorstoßes näher zu umreißen versuchen. In Wietze dauern offenbar die Verhältnisse der Cornbrashzeit noch fort. Kraiss (13) gibt uns aus den Bohrungen sandigen Glimmerton mit Kalksandsteinbänken und Sandsteinkonglomerate an. Bei Hohensalza scheinen graue glimmerhaltige Tone und eisenreiche Kalke, in Heilsberg die liegendsten 30—40 m mächtigen marinen Sande in diese Zeit zu gehören; doch fehlen in beiden Fällen leitende Fossilien. Die feinsandig-tonigen Geschiebe, die in sandige Sphärosiderite übergehen, sind ausschließlich in der Uckermark gefunden, während die Sandsteinfacies gleichmäßig über das ganze Gebiet verstreut ist. Erstere müssen ihren Ursprung nördlich der hinterpommerschen Küste haben; dort war also ein Gebiet ruhigerer Sedimentation. Das kann damit zusammenhängen, daß die im Osten zwischen Memel und Pregel verlaufende Strandlinie etwas nach Norden eingebuchtet war.

Wichtiger als dieser geographische Einzelzug ist die Beantwortung der Frage, wie sich die Auflösung der dem Bathonien-Meer im Nordosten vorgelagerten Kontinentalmassen vollzog. War die Transgressionsfront ziemlich gradlinig, oder drangen einzelne Meeresarme in den Senken voraus, während die höheren Teile des ehemaligen

Festlandes sich noch einige Zeit als Restinseln erhielten, um wesentlich später dem konzentrischen Angriff zu erliegen? Letzteres wird bei der Betrachtung der Faciesverteilung wahrscheinlich; zum mindeten treten resistentere Kerne hervor, die als Denudationsgebiete auf die Korngröße und Verteilung der Sedimente bestimmenden Einfluß ausübten und auch erst allmählich überflutet wurden. Der bislang geschlossene Nordkontinent beginnt sich randlich aufzulösen: von dem Kerne trennen sich zwei Landmassen ab, die ihn im Osten und Westen flankieren, die cimbrische und die westrussische Insel. Die eingehende Umgrenzung Cimbriens mag hier unterbleiben, da es zum größten Teile schon außerhalb des hier untersuchten Gebietes liegt, uns interessiert nur seine Erstreckung gegen Osten. Der Portasandstein, die Sandsteine und Konglomerate bei Wietze-Celle beweisen die Nähe des Landes, recht problematisch bleiben aber die Verhältnisse im dänischen Gebiete. Wahrscheinlich bahnte sich schon damals die Entwicklung eines circumfennoskandischen Gürtelmeeres an, sei es auch vorerst nur in einem buchtförmigen Vorgreifen über die dänischen Inseln hinweg. Ein ganz entsprechender Vorgang vollzog sich im Osten. Das Meer überflutete Ostpreußen, vielleicht umfaßte ein Arm das noch landfeste Nordpolen, um im südlichen Polen wieder in die breite Straße einzumünden, die Mitteldeutschland und Zentralrußland damals verband. Die alte Konstruktion Neumayr's bestände also für diese Zeit doch zu Recht; wir können sie begründen mit den breiten Flächen sandigen Meeresbodens zwischen dem Samland, Hohensalza und dem Czenstochauer Bezirk, die mit einem schuttliefernden Lande im Osten in Einklang stehen, ohne es allerdings durchaus zu verlangen.

Schichten mit Cosmoceras Jason Rein.

Fauna

Cosmoceras Jason Rein.
» *enodatum* Nik.
» *Gulielmi* Sow.
Perisphinctes patina Neum.
Perisphinctes curvicosta Opp.
Proplanulites Koenigii Sow.
Macrocephalites pila Nik.

Die Zone ist faunistisch als ein Grenzhorizont des Unteren gegen das Mittlere Callovien zu charakterisieren. Einzelne gewöhnlich aus den Macrocephalenschichten genannte Arten reichen noch etwas höher und leben gleichzeitig mit *Cosmoceras Jason,* mit dessen erstem Auftreten wir die stratigraphische Grenze gegen das Untercallovien ziehen.

Petrographischer Charakter

Die feinen, eisenarmen Sande werden durch etwas gröberkörnige ersetzt. Bereits manche Geschiebe der vorhergehenden Zeit, die wohl dem jüngeren Teil der Zone angehören, sind in dieser Facies entwickelt. Recht häufig ist ein hellgrauer, mittelkörniger Kalksandstein von oft beträchtlicher Zähigkeit und äußerlich quarzitischem Aussehen. Der Quarz wiegt naturgemäß vor, neben ihm beteiligen sich Quarzittrümer, oft ziemlich frische Feldspäte, wenig Glimmer und gelegentlich Augitsplitterchen. Eisen tritt in mancherlei Form wieder

reichlicher auf: als Eisenoolithkörner, fein verteilter Pyrit oder als kleinkristalliner Eisenspat, der bei der Sedimentation flockenförmig zur Abscheidung gelangte.



Abb. 6. Verbreitung der Geschiebe mit *Cosmoceras Jason*.

Verbreitung

Die Geschiebe sind noch auf Fehmarn gefunden, häufiger in Mecklenburg, Vorpommern und der Mark; nach dem Osten zu aber werden sie recht spärlich. Bei Wietze setzt über dem Macrocephalensandstein der mergelig-sandige, glimmerhaltige, dunkle Ornatenton ein, der in Nordwestdeutschland weit verbreitet ist. Die Bohrung Heilsberg traf den Horizont in 760 m Tiefe; es wurden Knollen von fein- und grobkörnigem z. T. oolithischem Kalksandstein zutage gefördert, die nach Krause teilweise Gerölle darstellen, teilweise konkretionär in einem grauen, glimmerigen Ton entstanden sind. Auch bei Hohensalza und in Südpolen schreitet die Facies in gleichem Sinne von der sandigen zur feindetritischen Entwicklung fort, ja im Süden bahnt sich in Form sandiger Mergel schon der Übergang in die Kalke des Oberen Jura an.

Paläogeographie

Die Sedimente deuten die weitergreifende Transgression an. Im Osten und Westen wird der sandige Küstensaum zurückgedrängt, dafür dehnt sich das Beckeninnere, in dem sich sandige Glimmertone niederschlugen, weiter aus. In den Geschieben findet diese Bewegung keinen merklichen Ausdruck. Das liegt wohl daran, daß ihre Zahl gegen die der Macrocephalenzone etwas zurücktritt, außerdem aber scheinen manche der Leitformen, wie *Proplanulites Koenigii* und *Perisphinctes patina* kaum in das ostpreußisch-litauische Gebiet eingewandert zu sein; es sind also Faunendifferenzierungen, die den Nachweis der Zone unter dem Material der Diluvialblöcke erschweren. Zusammenfassend ist zu sagen, daß die eingeleiteten epirogenen Vorgänge weitergehen; das cimbrische Festland und die westrussische

Insel sinken langsam und verlieren durch die Reduktion ihren Einfluß auf die Sedimentverteilung. Auch gegen Fennoskandien drang Meer weiter vor, die Küste lief etwa nördlich der Memel und über Südschonen hinweg.

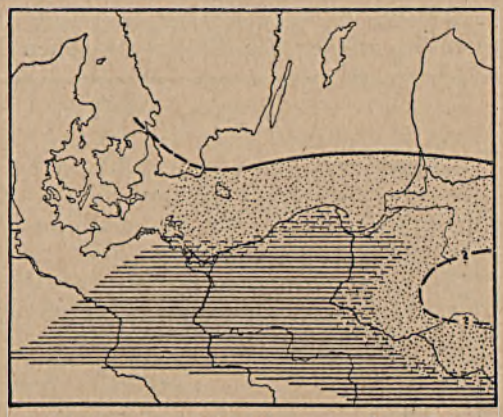


Abb. 7. Das Südbaltikum zur *Jason*-Zeit.

Schichten mit Cosmoceras Castor Rein.

Fauna

Cosmoceros Castor Rein.	*Perisphinctes mutatus* Trautsch.
» *Jason* Rein.	» *curvicosta* Neum.
» *Gulielmi* Sow.	*Belemnites calloviensis* Opp.
» *Pollux* Rein.	» *subabsolutus* Nik.

Die drei erstgenannten Cosmoceraten sind zusammen mit *Per. curvicosta* die häufigsten Leitformen, während *Per. mutatus* in den Geschieben weit spärlicher als in Litauen ist und *C. Pollux* erst in späterer Zeit häufiger wird.

Petrographischer Charakter

Hellgraue, zähe, schwach eisenoolithische Kalksandsteine mit einem oft erstaunlichen Reichtum an Lamellibranchiern und Brachiopoden bleiben auch fernerhin bezeichnend. Leitgesteine, vor allem für den älteren Teil der Zone, sind graugrüne, etwas glimmerige Sandsteine, die viel eingeschwemmtes Holz enthalten; das bekannte Gestein vom Brothener Ufer bei Travemünde gehört hierher. Der Gehalt an Feldspäten ist beträchtlich, in die Calcitkrystalle des Bindemittels sind vielfach idiomorphe Eisenspatrhomboederchen eingestreut.

Verbreitung

Bei Heilsberg und Hohensalza ist der Horizont durch dunkle, feinsandige und glimmerige Mergel vertreten. Gleichaltrig sind die ältesten marinen Schichten von Popilany, die basal mit dem liegenden Sandkomplex verzahnt sind und dort Gerölle von Devon, Zechstein und Jurasandstein führen. Die vielfach widerstandsfähigen Geschiebe dieser Zeit haben den diluvialen Transport leicht über-

standen; sie gehören daher zu den häufigsten des Jura überhaupt und sind über das ganze Südbaltikum in einem weitgespreizten Streukegel verbreitet. Bereits Südschonen (Romeleklint, Helsingborg) vermag Funde aufzuweisen, dann die dänischen Inseln (Jütland, Langeland, Laaland usw.) und ganz Norddeutschland bis nach Ostpreußen hinein. Am dichtesten ist wieder die Fläche zwischen Elbe und Oder



Abb. 8. Verbreitung der Geschiebe mit *Cosmoceras Castor*.

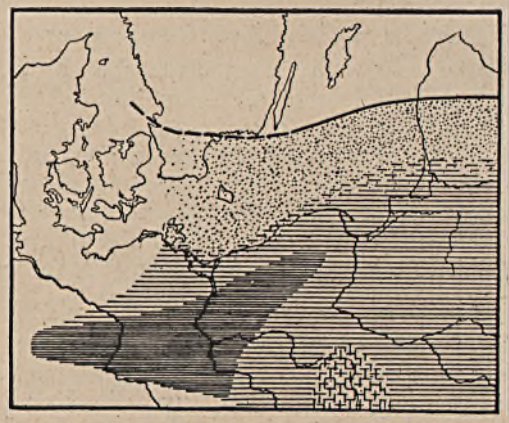


Abb. 9. Das Südbalticum zur *Castor*-Zeit.

Enge horizontale Schraffen: Tone in bathyaler Facies.
(Auf den übrigen Kärtchen nicht besonders ausgeschieden.)

bestreut, über die der jüngere Eisstrom die aus dem südlichen Ostseebecken ausgepflügten Sedimente ausbreitete.

Paläogeographie

Die Überflutung Litauens beweist, daß die Ereignisse noch immer in Fluß sind: weitere Teile des Südbaltikums verschwinden unter dem Meeresspiegel. Durch die fortschreitende Senkung sind Hochgebiete kleineren Ausmaßes untergetaucht, Cimbrien und westrussische Insel sind in unserm Bereich nicht mehr nachweisbar. Nur der Kern Skandinaviens ist noch Festland, das aber langsam weiter verkleinert wird. Unweit nördlich von Popilany und etwa über dem südlichen Schonen lag seine Küste, um dann wohl nach Nordwesten ins Kattegatt umzubiegen. Ein sehr breiter, sandiger Flachwassersaum umgürtete den Kontinent. In Ostpreußen-Litauen war er etwas schmäler, mächtig entwickelt aber im südwestlichen Baltikum, so daß die Faciesscheide Sand-Ton nahe der deutschen Ostseeküste verläuft. Das wird durch den überwiegend sandigen Charakter der Geschiebe nahegelegt, nur ganz selten sind konkretionäre Blöcke, die auf eine ehemalige Einbettung in Ton schließen lassen. Der so abgegrenzte tiefere Teil der Geosynklinale, in dem eine ruhige Sedimentation feinster Sinkstoffe vor sich ging, ist in sich noch weiter differenziert. Wir können eine reich belebte Randzone, die im südbaltischen Areal Tone mit mergeligen und sphärosideritischen Konkretionen führt, im polnischen Gebiete durch helle Kalkmergel vertreten ist, von einem bathyal entwickelten Beckeninnern (Mitteldeutschland) unterscheiden, wo schwefelkieshaltige Tone eine meist nur kleinwüchsige Fauna einschließen.

Umgekehrt erlaubt uns die Faciesverteilung, die doch nur eine Abbildung der geographischen Verhältnisse darstellt, einige Rückschlüsse über die allgemeinen Züge jener Zeit. Das Hauptmaterial für die südbaltischen Sedimente stammt, wie der petrographische Befund lehrt, von dem Gneis- und Granitgebiet Hochfennoskandiens, dessen breite Schildwölbung energisch denudiert wurde. In Kurland unterlag das paläozoische Deckgebirge der Abtragung und lieferte den größten Anteil zum Aufbau der dortigen Juraschichten. Das Gefälle ging nach Süden; vor allem in der Ostseemulde werden daher beträchtliche Massen aufgehäuft, während Litauen schon am Rande des großen Schüttungskegels lag und daher nur geringere Mächtigkeiten aufweist.

Die Tiefenverteilung im Meere läßt noch in großen Zügen die Orographie des versunkenen Landes hindurchschimmern. Die jüngst überfluteten Teile liegen noch nahe unter dem Seespiegel, insbesondere bewahrt das längere Zeit gegen die Transgression resistente polnische Areal den Flachwassercharakter, und seine geringmächtige Glaukonitmergelsedimentation erweckt den Verdacht auf Lücken und zeitweise Aufarbeitung. Die zentrale Tiefenrinne von Mitteldeutschland über die Mark bis nach Hinterpommern hinein — sogar noch Heilsberg hat Anklänge an Tiefwasserfacies — umfaßt den Meeresarm, der schon zu Beginn des Bathonien unter Wasser lag.

Schichten mit Cosmoceras lithuanicum Eichw.

Fauna

Cosmoceras lithuanicum Eichw.	*Cosmoceras Duncani* Sow.
» *Pollux* Rein.	» *aculeatum* Siem.
» *Proniae* Teiss.	*Perisphinctes mosquensis* Fisch.

Die drei erstgenannten treten in den Geschieben häufig auf.

Petrographischer Charakter

Ganz deutlich ist ein Hinneigen zu feinsandig-oolithischer Entwicklung. Die mittelkörnigen Sedimente der nächstälteren Zone sind spärlich geworden, an ihre Stelle ist als Leitgestein ein hellgelblicher, feinsandig-toniger Kalksandstein mit in wechselnder Menge eingestreuten Eisenoolithen getreten. Durch ein kalkiges Zement sind kleine eckige Quarzkörnchen, untergeordnet auch Feldspäte und Glimmer verbacken. Die Zufuhr von Eisen, die in der Macrocephalenzeit auf ein Minimum gesunken war, nimmt allmählich wieder zu, dementsprechend finden sich auch feinsandige Eisencarbonatgesteine, während die Tonfacies schalige Toneisensteine führt.



Abb. 10. Verbreitung der Geschiebe mit *Cosmoceras lithuanicum*.

Verbreitung

Die Geschiebefundpunkte sind ziemlich gleichmäßig verteilt, insbesondere fällt eine Häufung südwestlich der Stettiner Bucht, die wir bislang stets feststellen konnten, nicht mehr auf. Rostock gibt die Westgrenze an, über Vorpommern, West- und Ostpreußen liegen einzelne Funde verstreut; reicheres Material hat durch die großen Aufschlüsse beim Festungsbau Königsberg geliefert. Kalksandsteine finden sich im ganzen Gebiete, Toneisenstein hingegen nur östlich der Oder. Die Bohrung Heilsberg traf grauen sandig-glimmerigen Mergel, während in Popilany der untere Teil der Zone als feiner oolithischer Sandstein, der oberste als sandiger Glimmerton entwickelt ist. Die hellen Kalkmergel von Hohensalza gliedern diesen Punkt bereits dem südpolnischen Bezirk an.

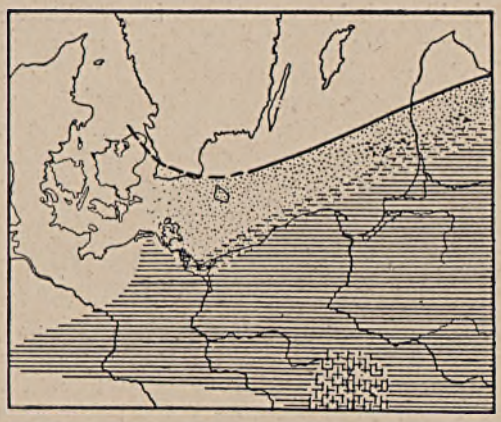


Abb. 11. Das Südbaltikum der *Lithuanicum*-Zeit.

Paläogeographie

Aus der vorstehenden Materialsammlung heben sich bereits einige charakteristische Momente heraus: die zunehmende Feinkörnigkeit, die anderartige Verteilung und größere Seltenheit der Geschiebe. Ein grundsätzlicher Umschwung bahnt sich an, aber es wäre wohl verfehlt, alle Erscheinungen tektonisch zu deuten. Wir wollen versuchen, zuerst die faunistischen Einflüsse herauszuschälen. Daß sie vorhanden, beweist ein Vergleich der nordwestdeutschen und baltischen Fauna: *Perisphinctes mosquensis* und *Cosmoceras lithuanicum* fehlen in Nordwestdeutschland, *Cosmoceras aculeatum* ist mindestens recht selten. Es scheinen diese Formen auf das Ostbaltikum beschränkt zu sein, und damit mangeln uns wichtige Leitfossilien zur Horizontierung der westbaltischen Geschiebe, für die sich bei der Artenarmut des nordwestdeutschen Ornatentones kein Ersatz einstellt. Ziehen wir diese paläontologischen Gründe in Rechnung, so dürfen wir die übrigen Erscheinungen — selbstverständlich immer mit den in der Einleitung gemachten Vorbehalten — auf die geographischen Umgestaltungen zurückführen. Diese betrafen vor allem die skandinavische Landmasse. In der vorhergehenden Zone unterlag das hochliegende krystalline Gebiet kräftiger mechanischer Denudation, jetzt aber wird nur eine feinsandig-tonige Trübe dem Meere zur Aufbereitung zugeführt, die sich zu einem geringmächtigen Schichtkomplex aufhäuft; die Erosionsenergie war also geschwächt. Da nun die Transportkraft der Flüsse eine Funktion von Gefälle und Wassermenge ist, so bleibt die Wahl, die Gründe für das Erlahmen im Eintritt einer trockneren Klimaperiode oder aber in einem Ausgleich der Höhenunterschiede zu sehen. Höhere Temperaturen sind aus sedimentpetrographischen Gründen ausgeschlossen, denn der Gehalt an frischem, kaum von der Verwitterung angegriffenem Feldspat und von Augit mit gerade beginnender Zersetzung spricht für ein verhältnismäßig kühles und feuchtes Klima.

So bleibt nach Abstraktion aller exogenen Faktoren doch noch ein Tatsachenkomplex, den wir als Symptom der weiterwirkenden Epirogenese bewerten müssen. Gewiß ließ sich die Verfeinerung der Sedimente auf die Herausbildung einer fennoskandischen Fastebene zurückführen, aber das Profil von Popilany, wo sich unvermittelt über die rasch und uneben aufgeschütteten Sande ohne Übergang eine Decke dunklen Glimmertones legt, scheint mir zu beweisen, daß die Einebnungsarbeit nicht von den subaerischen Kräften allein geleistet wurde, sondern daß ein Nachlassen des epirogenen Druckes und damit ein Einsinken des skandinavischen Schildbuckels gelegentlich unterstützend hinzutrat. Dies spiegelt sich um so deutlicher in den Sedimenten wieder, als in dieser Zeit die Transgressionsbewegung, die sonst neues Gefälle schuf und der Meeresbrandung fortlaufend gelockerte Gesteinsmassen zur Zerkleinerung bot, zum Stillstand kam. Es liegt vielmehr schon nahe, an eine kleine Verengung des marinen Beckens zu denken. Zwar ist die Faciesgrenze, die den liegenden Sandkomplex von der Tonentwicklung des höheren Callovien trennt, und in der *Jason*-Zone bei Heilsberg lag, in der *Castor*- und *aculeatum*-Zeit bis nach Popilany schräg durch die Schichtgrenzen hindurchgewandert, aber die Küste hat sich nicht um die entsprechende Strecke nach Norden verschoben, weil die Breite der sandigen Uferzone weit geringer wurde. Ob und wie weit Südschweden und Dänemark meerüberdeckt waren, ist kaum genau zu sagen. Die Tatsache, daß westlich der Oder wohl Sandsteine gefunden sind, jedoch nichts darauf hindeutet, daß das diluviale Eis über Tone hinwegglitt, läßt vermuten, daß die Sandfacies und damit auch die Küste bis gegen Bornholm nach Süden rückte. Über die Sedimentverteilung wurde schon oben gesprochen. Die reiche Muschel- und Brachiopodenfauna, die die flachen Sandgründe belebte, stirbt aus; statt dessen wird der sich mehr und mehr ausbreitende Schlickboden von Pleuromyen, Pholadomyen und Pleurotomarien, gelegentlich auch Austern bewohnt. Die Gliederung des Beckeninnern in bathyale Tiefenrinne und das kalkmergelige polnische Gebiet hat sich seit der vorigen Zone nicht merklich verschoben.

Schichten mit Quenstedticeras Lamberti Sow.

Fauna

Quenstedticeras Lamberti Sow.	*Peltoceras arduennense* d'Orb.
» *Mariae* d'Orb.	*Aspidoceras perarmatum* Sow.
Cosmoceras ornatum Schloth.	*Hecticoceras chatillonense* de Lor.
» *Duncani* Sow.	*Oppelia flexuosa* Münst.

Am häufigsten ist der stark variierende *Quenst. Lamberti*, zu dem sowohl die hochmündigen *Lamberti*- und *Leachi*- als auch die stark geblähten *Sutherlandiae*- und *vertumnum*-Formen gehören; nur *Quenst. Mariae* darf als gesonderter Typ daneben gelten. *Cosm. ornatum* kommt mit diesen oft zusammen vor. Die bei Stettin gefundene *Oppelia* erinnert am nächsten an *flexuosa* bei Bukowski (14, Taf. 26, Fig. 8).

Petrographischer Charakter

Überwiegend sind mergelige Konkretionen, die voller Ammoniten stecken. Die Farbe ist in frischem Zustande schwarz, verwittert wird sie hellgrau und bräunlich. Die Knollen bestehen zum größten Teil aus Ton, der feinste Quarz- und Feldspatplitter sowie Glimmerschüppchen enthält; das Bindemittel ist ein feinkrystallines Gemenge von Kalkspat und Eisenspat, während reine Sphärosiderite selten sind. Unter den an Zahl zurücktretenden Sandsteinen herrscht ein braunes, mittel- bis feinkörniges Gestein vor, das seine Farbe dem Eisencarbonatkitt verdankt und fast ausschließlich aus Quarzkörnchen aufgebaut ist. Selten sind hellgraue, plattige Muschelsandsteine, sowie Eisenoolithe.



Abb. 12. Verbreitung der *Lamberti*-Geschiebe.

Verbreitung

Die Verteilung der Geschiebe bietet ein außerordentlich gleichmäßiges Bild. Von Kiel ab im Westen setzen sie erst spärlich, dann stärker ein und sind über das ganze Flachland bis nach Posen und Schlesien hinein verstreut. Geringe Maxima der Häufung liegen zu beiden Seiten der unteren Oder und bei Königsberg, von denen das letztere sicher zufälliger Entstehung ist. Die Sandsteine sind einerseits fast ausschließlich auf den Westen beschränkt, während die Mergelknollen dafür im Osten dominieren. Beide Facies vertreten sich also teilweise. Bei Hohensalza ist die Zone als Kalkmergel ausgebildet, während bei Czenstochau die Glaukonitmergel des obersten Callovien nach Michalski (14, S. 86) nicht durchgehend vorhanden sind.

Paläogeographie

In der Lambertizeit prägten sich die Verhältnisse, deren Herausbildung wir im nächstälteren Zeitabschnitt verfolgen konnten, noch stärker aus. In einem Meeresbecken von beträchtlicher Ausdehnung schlugen sich vorübergehend feinkörnige Sedimente nieder. Die Küste

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

lag im Ostbaltikum ziemlich unverändert, vielleicht war sie um eine geringe Strecke nach Norden verschoben. Sandgrund war spärlich, meist reichte der dunkle Schlickboden bis fast ans Ufer. Wesentlich anderen Charakter trug das Südbaltikum. Der Reichtum an Sandsteingeschieben ist auf einen Schüttungskegel um Bornholm zurückzuführen; und da die Lambertiknollen statt dessen seltener sind, so kann nur ein verhältnismäßig schmales Tonband zwischen den Sandsaum und dem südlichen Ostseeufer ausstreichen. Unter diesen Bedingungen wird eine Regression recht plausibel gemacht. Schonen hob sich, drängte die Küste bis etwa auf die Breite von Bornholm zurück und lieferte zugleich die Sande, die von eisenreichen Gewässern ins Meer transportiert wurden. Im Becken selber fand keine merkliche Änderung statt. Pyritische und Mergelkonkretionsfacies bestehen noch immer nebeneinander, wenngleich in Nordwestdeutschland der Charakter nicht mehr so ausgesprochen bathyal ist.

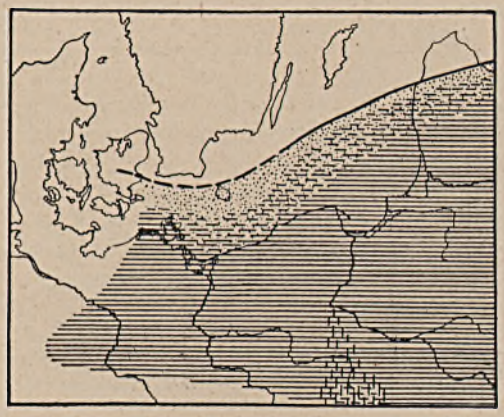


Abb. 13. Das Südbaltikum zur *Lamberti*-Zeit.

Die oben wiedergegebene Beobachtung von Michalski, daß die Lambertischichten in Südpolen nur stellenweise vorhanden sind, gibt Gelegenheit, kurz die Erscheinungen an der Dogger-Malmgrenze zu streifen. In dem »Lambertiknollenhorizont« gibt sich eine regional verbreitete Aufarbeitung kund, die wir auf eine sehr kurz dauernde Erosionsperiode zurückführen müssen, denn schon das Untere Oxford transgrediert über der Schichtlücke mit scharfem faciellen und faunistischen Schnitt. Ich will an dieser Stelle nur darauf hinweisen, daß anscheinend nur die südlichen Gebiete, wie Süd- und Nordwestdeutschland, sowie Polen davon betroffen wurden, während in Popilany wie überhaupt im Baltikum weder Sedimentationsunterbrechung noch -wechsel nachweisbar ist.

Schichten mit Cardioceras tenuicostatum Nik.

Fauna

Cardioceras tenuicostatum Nik.
» *vertebrale* Sow.
Perisphinctes cf. *bernensis* de Lor.

Petrographischer Charakter

Die dicht voll Ammoniten sitzenden hellgrauen Mergelkonkretionen ähneln denen der Lambertischichten sehr. Daneben kommen — auf den Osten beschränkt — poröse Spongiensandsteine vor, in denen eine tonige Grundmasse Quarzsplitter und ein wenig Glimmer mit vielen Schwammnadeln und Foraminiferen verkittet.

Verbreitung

Die Geschiebe sind recht selten und auf Ost- und Westpreußen sowie Posen beschränkt [1]). In Popilany hält, wie schon erwähnt, die Tonentwicklung weiter an, bemerkenswerterweise ist aber die Ausbildung bei Heilsberg feinsandig. Von Hohensalza und Czenstochau ist die leitende Art nicht bekannt geworden, wahrscheinlich ist die Zone kalkig-mergelig ausgebildet.

Paläogeographie

Das geringe vorliegende Material erlaubt keine weittragenden Schlüsse, macht es aber immerhin wahrscheinlich, daß das Meer weiter an Fläche verliert. Das Ostbaltikum wird, wie bisher, weniger von dieser Bewegung betroffen, stärker schon Schonen, während das geographische Bild Nordwestdeutschlands tiefgreifend umgestaltet war. Das cimbrische Festland, das damals wohl schon wieder als Halbinsel an den skandinavischen Kontinent angegliedert war, sandte wie zur Macrocephalenzeit seine Sandschüttung weit ins Meer.

Schichten mit Cardioceras cordatum Sow.

Fauna

Cardioceras cordatum Sow.
» » » var. *baltica* Keg.
» *excavatum* Sow.
Peltoceras arduennense d'Orb.
Perisphinctes Wartae Buk. mut. *antecedens* Salf.

Pelt. arduennense erreicht in dieser Zone seine größte Häufigkeit. Kegel (15) führt die nahestehenden Arten *Pelt. Boehmi* Keg., *torosum* Opp. und *Eugenii* Rasp., Schmidt (2, S. 22) noch *Pelt.* cf. *interscissum* Uhl. auf.

Petrographischer Charakter

Vorherrschend sind in diesem Horizont eisencarbonatische Sandsteine, wie sie schon in der Lambertizone auftraten. Sie sind von mittlerem Korn und erhalten durch die Verwitterung eine dunkelbraune Farbe; ihr Mineralbestand weicht nicht wesentlich von der üblichen Zusammensetzung der baltischen Sandsteine ab. Bei Nemitz (östlich des Stettiner Haffs) fand sich im Diluvium verschleppt eine Scholle von sandigem Glimmerton mit *Cardioceras cordatum* und *Perisphinctes* sp.

[1]) Feiner Spongiensandstein von Danzig; braune, mittelkörnige Sandsteine aus Ostpreußen, von Zalesia bei Marienwerder, Lanth bei Königsberg; Mergelkonkretionen aus Ostpreußen und von Posen.

Verbreitung

Die wenigen Einzelfunde sind auf den Westen beschränkt und gehen selten über die Oder hinaus[1]). Nachgewiesen ist die Zone in Popilany als dunkler Ton mit feinsandigen Einlagerungen, in Südpolen als Kalkmergel, während sie in Hohensalza wohl durch Kalke mit Mergelschichten, in Heilsberg durch feinkörnigen Sandstein vertreten ist.

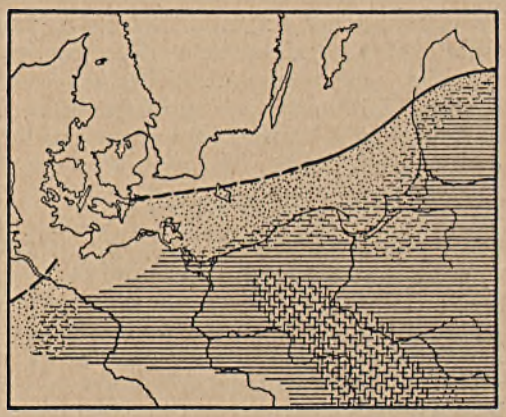


Abb. 14. Das Südbaltikum zur *Cordatus*-Zeit.

Paläogeographie

Die in der Lambertizeit vollendete Einebnungsfläche Fennoskandias wurde durch eine Veränderung der orographischen Verhältnisse instabil, und ein neuer Denudationszyklus setzte kräftig ein. Aus diesem Grunde schrumpft die Fläche toniger Sedimentation zusammen, und statt dessen verbreitert sich der sandige Flachwassersaum, was durch den überwiegend gröberklastischen Charakter der Geschiebe bezeugt wird. Die Hebungstendenz gibt sich nicht nur in der starken Schuttführung der Flüsse zu erkennen, sie wirkt sich auch in einer weiteren Vergrößerung des Kontinents aus. Die Küste verläuft etwa durch die Mitte der südlichen Ostsee. In Litauen ist wenig geändert, es liegt seit längerem ein wenig abseits und wird von den Umgestaltungen und petrographischen Schwankungen kaum berührt, aber bald westlich Popilany springt die sandige Facies weit nach Süden vor. Die Odermündung liegt etwa auf der Grenze des Sand- und Tongebietes; in Nordwestdeutschland treffen wir dann auf den mächtigen und vielfach sandigen Komplex der Heersumer Schichten, ein Zeichen, daß sich die Bewegungen Cimbriens und Fennoskandiens wesentlich synchron und gleichartig vollzogen.

---

[1]) Braune, mittelkörnige Sandsteine von Kargow (Mecklenburg), Klemmen bei Cammin; feine, helle Sandsteine von Kassebohm bei Rostock und Kiel; mergeliger Kalk von Danzig.

Schichten mit Cardioceras alternans v. B.

Fauna

Cardioceras alternans v. B.
Perisphinctes Jeremejewi Nik.

Die Perisphincten schließen sich mit den an der Flanke sanft, extern stärker vorgeschwungenen Rippen und dem hochmündigen Querschnitt am nächsten an die Nikitin'sche Art an. Klien (16) und Jentzsch (17, S. 385) nennen an weiteren Spezies *Perisphinctes virgulatus, Per. biplex, Per.* aff. *crenatus.*

Petrographischer Charakter

Nicht selten sind braune eisenreiche, mittel- bis feinkörnige Sandsteine, daneben kommen helle, feinsandige Spongiennadelgesteine vor.

Verbreitung

Die wenigen Geschiebe sind mit einer Ausnahme (Klemmen östlich des Stettiner Haffs) in Ostpreußen gefunden. *Per. Jeremejewi* ist als Geröll von Wetzel bei Popilany gesammelt, wo er in einem feinkörnigen Eisensandstein erhalten ist. Bei Heilsberg herrschen Sande, die weiter im Süden (Hohensalza und Polen) durch Kalke vertreten werden, vor.



Abb. 15. Verbreitung der Oberoxford-Geschiebe.

Ein wesentlich vollständigeres Bild erhalten wir dadurch, daß die in Norddeutschland recht verbreiteten Geschiebe mit *Thamnastraea concinna* Gf. mit großer Wahrscheinlichkeit in den Beginn der Alternanszeit zu setzen sind. Hierfür sollen im folgenden die Beweise geliefert werden. Die Korallen sind — allermeist als lose Geschiebe — über ganz Norddeutschland verbreitet und finden sich in Ostpreußen wie auch in Schleswig-Holstein. Sie sind fast stets von Bohrmuscheln

[1]) Feine Sandsteine aus Ostpreußen; Kalke vom Nassen Garten und Lanth bei Königsberg, von Warnicken (Samland), aus Ostpreußen.

angebohrt, und zwar schon zu jurassischer Zeit, wie aus den losen Schalen von *Gastrochaena Deshaysea* und *Moreana* Bov. hervorgeht, die zuweilen noch in den Löchern stecken (8, S. 48). Von besonderem Interesse sind nun drei Geschiebe, die abgerollte und angebohrte Thamnastraeen-Bruchstücke führen. Das erste stammt von Boltenhagen bei Lübeck, es ist ein hellgrauer Kalk, der bis erbsengroße abgerollte Quarze, Phosphorite und Glaukonitkörner enthält. Das zweite Stück von Klemmen ist bereits durch Kegel bekannt geworden. Zahlreiche Gerölle eines gelblichen Kalksandsteines sind durch einen feinen, braunen, durch Schaltrümmerchen weißgesprenkelten Sand verkittet. Die bestimmbaren Arten (meist nach Kegel)

Avicula cf. *Muensteri* Br. — *Modiola* cf. *hannoverana* Struckm.
Pecten subfibrosus d'Orb. — *Chemnitzia heddingtonensis* Sow.
» *vitreus* F. A. Roem.

legen nur das Oxfordalter im allgemeinen fest[1]) Bei dem dritten Stück von Flatow bei Danzig sitzt die Koralle in einem hellgelblichen feinkörnigen Sandstein mit dem Bruchstück eines *Cerithium* sp.

Nach allem ist nicht nachweisbar, daß *Thamnastraea concinna* an typische Fossilien oder Gesteine des Unteroxfords gebunden ist; insbesondere kennen wir reine Kalke nach Art des Geschiebes von Boltenhagen nur aus dem höheren Malm. Zusammen mit dieser Facies dürften zum ersten Male koloniebildende Korallen in das Südbaltikum eingewandert sein, während ihnen die Sand- und Tonsedimente des Unteroxford keine Lebensmöglichkeiten boten. Das beweist die Bohrung Gropischken bei Memel, die Oberoxfordkalke mit *Thamnastraea microconus* angetroffen hat.

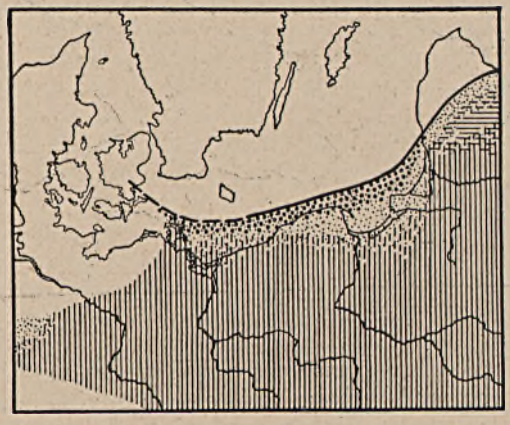


Abb. 16. Das Südbaltikum zur *Alternans*-Zeit.

Paläogeographie

Die recht mannigfaltige petrographische Entwicklung kündet uns

[1]) Es ist hervorzuheben, daß die von Kegel (15) beschriebenen Unteroxford-Ammoniten nicht zusammen mit der Koralle vorkommen, vielmehr handelt es sich um getrennte und auch petrographisch recht verschiedene Blöcke.

an, daß sich Wandlungen größeren Ausmaßes vollzogen. Um die Wende Unter-Oberoxford, vielleicht schon im jüngeren Unteroxford spielten sich auf dem vorgelagerten Festlande Ereignisse ab, infolge deren terrigener Detritus in viel geringerer Menge als zuvor ins Wasser geführt wurde. In der Nähe einzelner Flußmündungen mögen sich noch eisenreiche Sandsteine abgesetzt haben, in der Hauptsache aber sind es kalkige Sedimente, die mit der sie begleitenden Fauna zum ersten Male weit nach Norden vorstoßen. Ein Saum von Korallenrasen begleitete die Küste von Memel bis über Bornholm hinaus, erreichte aber keine lange Lebensdauer, denn eine Hebung rückte die Riffbildungen in den Bereich der Brandung, welche aus den Korallentrümmern, aus aufgearbeiteten älteren Sandsteinen und aus Sanden, die das Festland von neuem lieferte, konglomeratische Gesteine aufbaute. Es liegt nahe, diese Regression mit dem Klemmener Muschelsand in Verbindung zu bringen, dergestalt, daß diese verhältnismäßig groben Sande im Maximum der negativen Strandverschiebung aufgeschüttet wurden. Für diesen Zusammenhang sprechen auch die zeitlichen Verhältnisse, denn über den Muschelsand folgen Kalke und Mergel mit *Cardioceras alternans*. Der stärkste Rückschritt fällt also in das Ende des Unteren oder in den Beginn des Oberen Oxford; damals rückte das Festland bis an die Oder- und Danziger Bucht, denn auch in Heilsberg wurden mittelkörnige Sande abgelagert. Die Strandlinie verlief sodann westlich von Memel nach Litauen hinein, wo sie in Popilany durch Geschiebe von eisenschüssigem Sandstein angedeutet ist. Später rückte das Meer wieder nach Norden vor, die Korngröße der Sedimente nahm ab und die kalkige Facies gewann die Räume wieder, aus denen sie durch eine relativ kurzdauernde Schwankung verdrängt war.

III. Schlußbetrachtungen

Faunencharakter

Das Baltikum ist im Mittleren und Oberen Jura ein Grenzgebiet; es leitet von dem nordwestdeutschen Sedimentationsbecken, das seinerseits mit England und Frankreich in Verbindung steht, zum zentralrussischen Meere über und bildet eine oftmals nur schmale Straße für den Austausch und die Wanderung der Formen. Daher ist es von Interesse, Vergleiche mit den Nachbargebieten anzustellen.

Vom baltischen Dogger läßt sich eigentlich erst seit der Garantianenzeit sprechen. Zwar bestand schon für die Coronaten in Form eines schmalen Kanals Verbindung zwischen Nordwestdeutschland und Polen, aber die beträchtliche Erweiterung gegen Norden vollzog sich doch erst etwas später. Die Fauna der Garantianengeschiebe bietet kaum Besonderheiten gegen die Nachbargebiete, bemerkenswert ist höchstens die größere Häufigkeit von *Perisphinctes Martinsi*, der in Nordwestdeutschland und Polen sehr selten ist. Auch das Bathonien entbehrt durchaus der Eigenart, die Fauna ist arten- und individuenarm. So fehlt den Geschieben die Gruppe der späteren Parkinsonien fast gänzlich; augenscheinlich waren die muschelreichen Sandgründe einer Entfaltung nicht günstig.

Mit dem Meeresvorstoß der Macrocephalenzeit begann naturgemäß eine Wanderung aus den Stammbecken Mittel- und Westeuropas nach Osten, wo der sich erweiternde baltisch-russische Lebensraum die Faunen aufnahm. Daher hat die Fauna des Baltikums einen interregionalen, teilweise kosmopolitischen Charakter mit westlichem Einschlag. Die Macrocephalen sind weltweit verbreitet; die Keppleriten, vor allem die *calloviensis*-Gruppe breitete sich aus und besiedelte den Osten; die Proplanuliten hingegen kamen wesentlich nur bis ins westliche Baltikum, in einzelnen Exemplaren jedoch auch weiter nach Rußland hinein.

Doch schon zu Beginn des Mittleren Callovien setzt die Rückwanderung ein. Einzelne Formen verlassen Innerrußland und erobern sich anderswo mehr oder weniger ausgedehnte Bezirke. So verbreiten sich *Cosmoceras Gulielmi* und *Pollux* wie *Erymnoceras coronatum*, die im Baltikum recht häufig sind, über den ganzen Westen; *Perisphinctes mutatus* kommt über das norddeutsche Meer kaum hinaus, die Cadoceraten vollends erreichen bereits in Litauen ihre westliche Verbreitungsgrenze. Aber der Osten gibt nicht nur ab, er erhält auch Zuwachs an endemischen Arten: *Perisphinctes mosquensis*, ein Nachkomme des über ganz Mitteleuropa verbreiteten *Perisphinctes curvicosta*, ist auf Rußland und das Ostbaltikum beschränkt, und fast die gleiche eigenartige Einschnürung des Lebensgebietes tritt bei *Cosmoceras aculeatum* ein, der sich im Gegensatz zu seinen Vorfahren *Castor* auf nördliche Meeresregionen (Rußland, Baltikum, England) zurückzieht. Im höheren Callovien taucht die *lithuanicum-ornatum*-Gruppe in Popilany auf, geht aber noch nicht weiter nach Westen. Erst zur Lambertizeit verbreiten sich Quenstedticeraten und *Cosmoceras ornatum* über ganz Mitteleuropa aus; *Peltoceras*- und *Aspidoceras*-Arten unbekannter Herkunft schließen sich ihnen an, so daß zwischen Osten und Westen kaum ein Unterschied besteht. Im Unteroxford wandern *Cardioceras tenuicostatum* und *Cardioceras cordatum* nacheinander aus, doch bleibt Litauen durch eine Reihe eigener Cardioceratentypen charakterisiert, die sich z. T. an *tenuicostatum* anschließen, z. T. einen Übergang von *cordatum* zu *alternans* zu vermitteln scheinen. Hierin besteht vielleicht eine Beziehung zu Norddeutschland, während die Perisphinctenfauna wegen ihrer weiten Verbreitung wenig bezeichnend ist. Gerade das umgekehrte Verhältnis treffen wir im Oberoxford an, wo der *Cardioceras* die interregionale Art ist, *Perisphinctes Jeremejewi* jedoch das Ostbaltikum in ein nahes Verhältnis zu Rußland rückt.

Um in das Kommen und Gehen der Gruppen eine freilich etwas schematische Übersicht zu bringen, empfiehlt es sich, die Beziehungen von Faunenprovinzen zu untersuchen. Für unsern Zweck genügt die Aufstellung dreier: der mitteleuropäischen, charakterisiert durch *Garantiana, Parkinsonia, Proplanulites, Reineckia, Oppelia*, der borealen mit der *Mosquensis*-Gruppe und den Cadoceraten, der mediterranen mit *Phylloceras, Lytoceras*. Im Bathonien beginnt die Besiedlung Rußlands von Mitteleuropa aus, eine boreale Fauna existiert daher

noch nicht. Aber sogleich nach der Einwanderung beginnen sich die Arten zu wandeln, und bereits zur Macrocephalenzeit verfügt das boreale Reich über charakteristische Cephalopoden und entsendet diese seinerseits nach Mitteleuropa. Es folgt im Mittelvallovien eine Periode des Austausches, während der sich der Wechselverkehr längs der Südküste Fennoskandias vollzog.

Eine provinzielle Abgrenzung für diese Zeit gibt folgendes Bild: Süddeutschland, Westeuropa und Nordwestdeutschland gehören zum mitteleuropäischen Bezirk; der baltisch-litauische Jura bildet eine boreal-mitteleuropäische Grenzregion, aber bald östlich von Popilany beginnt das russische Reich. Südpolen und der Jura der mährischen Senke ist stark mediterran beeinflußt. England hat manche Beziehungen zum Baltikum, ein Argument, das man für eine Meeresverbindung nördlich um Fennoskandien herum ins Feld führen könnte. Zur *Lamberti*-Zeit erfolgt dann die große Invasion der borealen Fauna nach Mitteleuropa hinein, im Unteroxford kommen die Cardioceraten, und erst zu Beginn des Oberen Oxford wird die faunistische Trennungslinie wieder schärfer.

Meeresbewegungen

Fügen wir die oben gewonnenen paläogeographischen Einzelbilder zu einer kontinuierlichen Reihe zusammen, so ergibt sich folgender Ablauf der Ereignisse: Gegen Ende des Bajocien trat das Meer über die alte Grenze, so über den »Magdeburger Uferrand« hinaus und eröffnete sich eine schmale Straße über Südpolen nach Rußland hinein. Während des Bathonien lag die Südküste im wesentlichen fest und die Erweiterung des Beckens vollzog sich durch das Untersinken des Nordkontinents. Dabei können wir verfolgen, wie sich das Senkungszentrum schrittweise von Westen nach Osten verschiebt. In der Garantianenzeit lag es nahe der unteren Oder, im Unteren und Mittleren Bathonien über der Netzegegend und im Unteren Callovien ist es — nach dem kurzdauernden und wenig ausgedehnten regressiven Intervall des Cornbrash — bis nach Ostpreußen gewandert. Insgesamt können wir die epirogenen Vorgänge dieser Periode als die Resultierende zweier Bewegungen auffassen. Gegenüber dem sinkenden Vorlande Fennoskandiens steigt das cimbrische Festland auf, und durch das Interferieren positiver und negativer Tendenzen kamen Differentialundationen zustande, die die baltische Platte wechselnd auf- und abbewegten. Im Mittleren Callovien wird die Richtung beider Massive gleichsinnig, die Absenkungsbeträge summieren sich daher und bedingen die weite Überflutung zur Castorzeit. Die Rekonstruktion der Tiefenzonen auf Grund der Facies führt uns oben zu dem Schlusse, daß die seit dem Bathonien inundierten Becken im Callovien durch bathyalen Charakter ausgezeichnet sind. Sprechen wir dies in der Form aus: Je älter der Senkungsvorgang, desto tiefer die Absenkung, dann erhellt, daß die Submersion ein Phänomen war, von welchem die baltisch-westrussische Scholle flächenhaft ergriffen wurde. Die kleinen Verbiegungen, welche die Spezialbewegung Cimbriens hineingebracht hatte, sind ausgeglättert, und es treten uns in

den Tiefenverhältnissen des Meeres die schon aus dem Bathonien bekannten Züge entgegen.

Im höheren Callovien beginnt ein langsamer Umschwung der Dinge. Der Nordkontinent hebt sich jetzt wieder, vor allem ist es das Gebiet der südwestlichen Ostsee, das nun wieder Auftrieb erhält und die plötzliche Emersion des cimbrischen Landes zu Beginn des Oxford vorbereitet. Statt dessen drängt jetzt das Meer gegen die sinkende böhmische Insel vor. Eine episodische Trockenlegung macht die Küstenregion Fennoskandiens um die Mitte des Oxford durch; sie liegt zeitlich etwas später als das Auftauchen Cimbriens. Von da ab überwiegt jedoch wieder die Senkungstendenz und hält bis in den höheren Jura hinein an.

Aber die Jurareste des Baltikums geben nicht nur über die Meeresschwankungen Auskunft, sie vermögen durch ihren Gesteinscharakter auch manches über die Vorgänge auf dem Lande zu sagen, sofern wir die Facies als eine — freilich verzerrte — Projektion der orographischen Verhältnisse des Kontinents auf die Ebene der Schichtfläche ansehen.

Bereits zu Beginn des Jura lag der Gneis- und Granitsockel des skandinavischen Schildes frei und die paläozoischen Schichten bildeten über dem heutigen Skandinavien schon damals eine lückenhafte Decke, die von dem kristallinen Kerngebirge dominierend überragt wurde, während über der Ostsee und dem Ostbaltikum noch eine zusammenhängende Schichttafel lag. Das bezeugen die aus dem Schutte Fennoskandiens aufgebauten Gesteine der südbaltischen Mulde: Sande, die vorwiegend aus den undulös auslöschenden und von Einschlüssen durchsetzten Quarzen des Grundgebirges bestehen, wozu je nach Verwitterungsgrad und Transportweg ein größerer oder kleinerer Gehalt an beiderlei Feldspäten, Glimmer und seltener basischen Silikaten hinzutritt, Tone mit feinstem Quarz-Feldspatstaub und Muscovitblättern, Kalke, die eingestreut oder als Kern in Oolithen die gleichen Komponenten führen. Demgegenüber sind die Juraschichten Litauens fast frei von Feldspat — die Sedimente stammen aus anderen, zumeist nicht kristallinen Erosionsgebieten und sind aller Wahrscheinlichkeit nach aus den zerstörten paläozoischen Sandsteinen und Tonen der Ostseeprovinzen aufgebaut.

Folgende Zusammenstellung läßt das eben Gesagte auch ziffernmäßig erkennen; die Prozente sind Relativzahlen des Feldspatgehalts, bezogen auf die Quarzmenge 100[1]):

westlich der Oder	zwischen Oder und Weichsel	zwischen Weichsel und Memel	nordöstlich der Memel
2,5 %	2,6 %	1,0 %	$< 0{,}5$ %

Bis zur Weichsel finden wir kontinuierlich hohen Feldspatgehalt, dann kommt ein rascher Abfall bis fast auf Null. Eine Linie, von der Danziger Bucht etwa nach NNW in das Herkunftsgebiet der Ge-

[1]) Ohne die Berücksichtigung der Bathonien-Geschiebe, um ein vergleichbares Material für den Osten und Westen zu schaffen.

schiebe verlängert, würde beide Faciesgebiete gegeneinander abgrenzen; sie trifft gegenüber Gotland die schwedische Küste. Hier ungefähr lag also eine schwache Wasserscheide, die die Flüsse Fennoskandiens trennte: einerseits in einen Grundgebirgsanteil, andererseits in das Netz, welches vorwiegend die paläozoische Schichttafel entwässerte und seine Schotter auf sekundäre und vielleicht tertiäre Lagerstätten transportierte. Weiter läßt sich folgern, daß Skandinavien schon zu jurassischer Zeit von seinem Sedimentmantel ungefähr gerade so weit befreit war, wie heute.

Lehrreich ist auch eine Zusammenstellung der Feldspatzahlen der norddeutschen Geschiebe in historischer Reihenfolge:

Coronaten- und Garantianengeschiebe	4 %
Parkinsoni-Geschiebe	4 »
Cornbrash-Geschiebe	2,5 »
Macrocephalen-Geschiebe	2 »
Jason-Getriebe	3 »
Castor-Geschiebe	2,5 »
Lamberti-Geschiebe	2 »
Oxford-Geschiebe	1 »

Den hohen Zahlen im Bathonien folgt ein Sinken zur Macrocephalenzeit, das schon oben gedeutet wurde; nach einem schwachen Ansteigen im Mittelcallovien geht dann der Feldspatgehalt ziemlich gleichmäßig zurück. Diese Kurve entsteht mit Wahrscheinlichkeit durch die Überlagerung zweier Teilursachen. Herauslösen läßt sich eine generelle Abnahme der Silikate, je jünger die Schichten sind. Die Gründe dafür sind wahrscheinlich in Klimaänderungen zu suchen; denn die Verringerung der Feldspatführung findet ihr Widerspiel in der allmählichen Ausbreitung der Kalksedimente von Süden her, die mit dem Oberoxford im Baltikum herrschend werden. Eliminieren wir den klimatischen Einfluß, so bleibt eine Restschwingung, die in erkennbarer Weise mit den Trans- und Regressionen in Beziehung steht, ohne daß allerdings dieser Zusammenhang eindeutig wäre.

Es muß hier das Gleiche gelten wie für die Körnigkeit der Sedimente. Zeiten ausgedehnter Sandschüttung wechseln mit Perioden, in denen nur feiner Detritus ins Meer gelangte. Es konnte gezeigt werden, daß die Korngröße und Breite der Sandküste durch die Gefälls- und Erosionsbedingungen des Festlandes gegeben war, doch fällt es schwer, allgemeine Beziehungen zwischen Strandverschiebungen und Kontinentalkrustenaufwölbungen aufzudecken. Zuweilen kündigt sich eine Regression durch ein Gröberwerden der Sedimente vorher an, so im Cornbrash wie im Mitteloxford, wo wir Aufarbeitungskonglomerate antreffen, deren Erscheinen im Mittleren Bathonien und Unteroxford durch Ausbreitung der Sande vorbereitet wird.

Das allgemeine Gefälle ging im Baltikum nach Süden; das sehen wir in Popilany und müssen es aus der zahllosen Menge von Diluvialgeschieben schließen, die das Eis vom Ostseeboden aufnahm. Einige auf einem NW-SO-Profile liegende Angaben mögen aber noch einen zahlenmäßigen Begriff von den beträchtlichen Schuttmassen geben, die in Norddeutschland aufgehäuft wurden. Zugleich zeigt die Tabelle,

wie das Gebiet maximaler Sedimentation klastischer Gesteine von der Küstenlage abhängig ist und sich mit dieser allmählich nach Norden verschiebt, während der Niederschlag der Kalke anderen Gesetzen folgt.

	Litauen	Memel	Heilsberg	Hohensalza
Oberoxford . . .	—	> 11 m Kalk	50 m Mergelsand	45 m Kalk
Unteroxford . .	10 m Ton	50 » Ton	6 » »	60 » »
Obercallovien . .	2 » »			6 » Mergel
Mittelcallovien .	5 » Sand	7 » Sand	5 » Ton	etwa 25 » Ton
Untercallovien .	—	—	etwa 45 » Sand	220 » Ton u. Sand
Bathonien	—	—	—	
Fluviatile Sande	etwa 10 m	10 m	> 94 »	> 58 »

Das geographische Bild des baltischen Jura erinnert in vielem an die Ablagerungen anderer Perioden im gleichen Raume. Zu den Verhältnissen der Devon- und Silurzeit besteht allerdings keine Beziehung, doch fällt eine Ähnlichkeit mit den permo-triassischen Sedimentationsbezirken auf. Wir haben hierin ein Analogon zu Mitteldeutschland, wo sich zur Zechsteinzeit ebenfalls die varistischen Züge des Untergrundes verwischen und statt dessen die Herausbildung der mesozoischen Meeresumrandung beginnt. Außer zum Zechsteinmeer besteht im besonderen eine nahe Beziehung zu dem wesentlich aus roten Tonen aufgebauten Komplex der Tatarischen Stufe, die vom Ende der Dyas bis in den Buntsandstein hineinreicht. Die Verbreitung und Mächtigkeitszunahme gegen Süden (Purmallen bei Memel 138 m, Schubin in Posen 1200 m) charakterisieren dies Becken als einen kontinentalen Vorläufer des Jurameeres. Sie erlauben die Anlage der norddeutsch-baltischen Geosynklinale, die sich späterhin im Mesozoicum und Tertiär bis auf heute in vielfacher Wiederholung einwölbte und dabei die Abtragungsmassen des skandinavischen Schildes aufnahm, bis an den Ausgang des Paläozoicums zurück zu verfolgen.

Literaturverzeichnis

1. Pompeckj, Die Juragescheibe Westpreußens und ihre Bedeutung für die Jurageographie. Schr. d. Naturf. Ges. Danzig, N. F. Bd. 11, 1904, S. 63.
2. M. Schmidt, Über Oberen Jura in Pommern. Abh. d. Preuß.-Geol. L.-A., N. F. H. 41. 1907.
3. Roedel, Literaturzusammenstellung über die sedimentären Diluvialgeschiebe usw. Helios (Frankfurt a. O.) Bd. 27, 1913 und Nachtrag Bd. 28, 1916.
4. Boden, Die Fauna des Unteren Oxford von Popilany in Litauen. Geol.-pal. Abh. Bd. 10, 1911/12, S. 123.
   Krenkel, Monographie der Kelloway-Fauna von Popilany in Westrußland. Paläontogr. Bd. 61, 1915.
5. Miltners, Skandinavian Indicator-Boulders. Danmarks Geol. Und. II. R. Nr. 23, 1909.
6. Korn, Die Ostgrenze der norwegischen Diluvialgeschiebe in Norddeutschland. Dies. Jahrb. f. 1918, T. I, S. 25.

7. Deecke, Der Obere Dogger vom Karziger Ufer auf der Insel Wollin. Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 45, 1893, S. 245.
8. —, Geologie von Pommern, 1907.
9. Jentzsch und Berg, Geologie der Braunkohlenablagerung im östlichen Deutschland. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F. Bd. 72, 1913.
10. Krause, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Dies. Jahrb. Bd. 29, T. I, 1908.
11. Wetzel, Zur Stratigraphie der Juraablagerungen von Popilany. Zentralbl. f. Min. usw. 1919, S. 122.
12. Grewingk, Geologie von Liv- und Kurland, 1861.
13. Kraiss, Geologische Untersuchungen über das Ölgebiet von Wietze in der Lüneburger Heide. Arch. f. Lagerstättenforschung, H. 23, 1916.
14. Bukowski, Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beitr. z. Pal. Östr.-Ung. u. d. Orients. Bd. 5, 1887.
15. Kegel, Über Oxfordgeschiebe aus Pommern. Dies. Jahrb. f. 1916, Bd. 37, T. I, S. 197.
16. Klien, Über Oxfordgeschiebe. Schr. d. Phys.-ök. Ges. Königsberg, Bd. 51, 1910, S. 212.
17. Jentzsch, Oxford in Ostpreußen. Dies. Jahrb. f. 1888, S. 385.
18. Brinkmann, Über ein Vorkommen von Oberem Lias bei Stettin. Zentralbl. 1924. S. 444.
19. Schulte, Aufnahmebericht über die Bl. Cammin und Fritzow. Dies. Jahrb. f. 1919, Bd. 40, T. II, S. LXXXIV.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde

Von Herren **Wilh. Kegel** und **Rud. Richter**

Eine vielumstrittene Frage, deren Lösung für die Erkenntnis des geologischen Baues des ganzen östlichen Rheinischen Schiefergebirges wesentlich ist, ist die Frage nach der Deutung des die Lahn- und Dillmulde trennenden Hörrezuges. Die »Hörregesteine« bestehen aus Grauwacken, Quarziten, Tonschiefern, Kieselschiefern und Kalken. Nur einige kleine, bisher als Fremdkörper darin betrachtete Vorkommen, wie der Greifensteiner Kalk und der *Pentamerus*-Quarzit, haben ihr Alter einigermaßen sicherstellen lassen, und zwar durch ihre seit langem bekannten Fossilien als devonisch. Im übrigen haben die Hörregesteine sehr verschiedene Deutungen erfahren. In neuerer Zeit hat sie E. KAYSER[1]) bei seiner geologischen Aufnahme unter dem Einfluß der von DENCKMANN im Kellerwald gewonnenen Auffassung dem Silur zugeteilt, bis auf die »Bunten Phyllite und Quarzite« des Ulmbachtales, die er der Gedinne-Stufe zurechnete. Später, bei der Aufnahme der anstoßenden Blätter, hat AHLBURG[2]) die Hörregesteine, einschließlich der Bunten Phyllite, als Oberdevon dargestellt. Lediglich unbedeutende Klippen von Quarzit (»Klippenquarzit«) hat AHLBURG beim Silur belassen.

Eine gemeinsame Begehung der Hörregesteine zwischen Dill- und Ulmtal (Blatt Herborn) erlaubte die folgenden Feststellungen:

1. Im Streichen des bekannten Vorkommens von Greifensteiner Kalk südwestlich Greifenstein treten im östlichen Ulmtal-Gehänge knollenführende Schiefer zutage.

Von den Knollen sind einige kieseliger Natur, andere bestehen aus dichtem schwarzem Kalk, wieder andere aus einem grobspätigen hellen Crinoidenkalk. Mitunter finden sich alle drei Arten von Knollen in derselben Lage vereinigt. Es sind linsenförmige Einlagerungen (keine Gerölle!); ihre Abmessungen schwanken zwischen Faust- und Nußgröße. Der Crinoidenkalk der Knollen stimmt mit dem erwähnten, in 1 km streichender Entfernung liegenden geschlossenen Vorkommen von Greifensteiner Kalk petrographisch überein und enthält außer Crinoiden noch weitere, bisher nicht näher untersuchte Fossilreste.

[1]) Geologische Karte von Preußen, 1 : 25000, Lieferung 101, 1907.
[2]) Geologische Karte von Preußen, 1 : 25000, Lieferung 208, 1918.

Die diese Knollen umschließenden Schiefer sind dunkel gefärbt und uneben. Sie sind erfüllt von Crinoidengliedern und Einzelkorallen, bezeichnenden Faunen-Bestandteilen des Greifensteiner Kalks. Man kann sie am besten als Crinoidenschiefer bezeichnen. Die Crinoidenschiefer wurden in zwei, etwa 175 m entfernten Lagen mit isoklinalem, südöstlichem Einfallen beobachtet.

2. Zwischen diesen beiden Lagen der Crinoidenschiefer wie auch anschließend im Norden und Süden liegt eine Folge von ähnlichen grauen bis schwarzen Tonschiefern mit gleichem Einfallen, denen auch ähnliche kieselige und dichtkalkige Knollen eingelagert sind. Als stärkere Einlagerung in diesen crinoidenfreien Schiefern kommen an einzelnen Stellen quarzitische Grauwacken in Bänken und Linsen vor. Die Schiefer nehmen einen erheblichen Teil der auf Blatt Herborn als Gedinne dargestellten Fläche ein.

3. Rotschiefer haben eine geringe Mächtigkeit und nehmen an dieser »Gedinne«-Fläche keinen bedeutenden Anteil. Infolge der starken Faltung können sie gelegentlich an Phyllite erinnern. Sie liegen im Ulmtalprofil gleichförmig innerhalb der crinoidenfreien Schiefer im Liegenden der nördlichen Crinoidenschiefer-Lage, von dieser durch einen etwa 3 m mächtigen Schieferpacken getrennt. In ähnlich enger Verbindung, in der die Rotschiefer hier zu den Crinoidenschiefern stehen, wurden sie neuerdings[3]) nordwestlich des erwähnten Hauptvorkommens von Greifensteiner Kalk erschürft.

Auf diesen Befund läßt sich die folgende Deutung begründen:

1. Die Knollen von Crinoidenkalk sind Greifensteiner Kalk und zeigen, wie das geschlossene Vorkommen dieses Kalkes sich im Fortstreichen verliert.

2. Die Crinoidenschiefer übernehmen (in unserem Aufschluß zusammen mit den Knollen) die Vertretung des Greifensteiner Kalks. Wir möchten sie als »Greifensteiner Crinoidenschiefer« bezeichnen. Somit werden hier zum ersten Mal die stratigraphischen und faciellen Beziehungen des Greifensteiner Kalks zu den umgebenden Gesteinen deutlich.

3. Die crinoidenfreien Schiefer, einschließlich der Rotschiefer, müssen, entsprechend ihrer engen Verbindung mit dem Greifensteiner Crinoidenschiefer, eine stratigraphische Stellung einnehmen, die der des Greifensteiner Kalks verwandt ist.

4. Diese Verknüpfung mit dem Greifensteiner Kalk schließt für alle genannten Gesteine Ahlburg's Deutung als Oberdevon aus. Sie können nur dem Unterdevon (oder der Basis des Mitteldevons) angehören.

5. Welche Stellung sich innerhalb dieser Grenzen ergibt, hängt von der bisher noch nicht einstimmigen Auffassung des Greifensteiner Kalks bezw. des böhmischen Mnienianer Kalks ab.

---

[3]) Diese Feststellung gelang Herrn H. Runzheimer bei den Vorarbeiten zu einer von Richter gestellten Dissertation über die Paläontologie des Greifensteiner Kalks, von der man die nähere Untersuchung dieser Verhältnisse erwarten darf.

Läßt man die Ansicht Seemann's[4]) gelten, daß diese Kalke bereits im ältesten Unterdevon einsetzen können, so bliebe Kayser's Deutung seines Gedinne möglich.

Folgt man jedoch Kayser und Holzapfel[5]) in der Heraufsetzung des Greifensteiner Kalks an oder vielmehr schon über die Grenze Unterdevon/Mitteldevon, so sehen wir keine Möglichkeit, die Begleitgesteine des Greifensteiner Crinoidenschiefers im älteren Unterdevon zu belassen. Durch die eben erschienene Karte von R. Kettner und O. Kodym[6]), welche die Auflagerung des Mnienianer Kalks (= Slivenetzer Marmor) überall auf Konjepruser Kalk und niemals auf Obersilur zeigt, sind aber bereits die entscheidenden Gründe Seemann's gegen Kayser und Holzapfel hinfällig geworden.

Weiterhin läßt sich sagen:

6. Während sich bisher auf paläontologischem Wege für das Alter keines der eigentlichen Hörregesteine ein Anhalt gewinnen ließ, ergibt nunmehr die Verknüpfung des Greifensteiner Kalks mit solchen Hörregesteinen einen stratigraphischen Festpunkt, der nach engerer Einstufung dieses Kalkes auch für die übrigen Gesteine der Hörre bedeutsam werden muß. So würden sich im Falle der höheren Einordnung des Greifensteiner Kalks die weitverbreiteten Quarzite und quarzitischen Grauwacken der Hörre am natürlichsten dem jüngeren Unterdevon (Koblenzquarzit?) eingliedern.

7. Die Sattelachse zwischen Lahn- und Dillmulde besitzt nicht die umfassende Bedeutung einer großen Siluraufwölbung (Kayser). Und keinesfalls ist sie der breite Oberdevonzug Ahlburg's, aus dem lediglich einzelne Klippen silurischen Quarzits sich aufsatteln sollen. Das Grenzgebiet zwischen Lahn- und Dillmulde wird vielmehr von einem breiten, aber mäßig aufgewölbten Sattelgebiet vorwiegend jungunterdevonischer bis mitteldevonischer Gesteine[7]) gebildet, in dessen Kern älteres (hercynisches) Unterdevon und Silur[8]) nach unserer jetzigen Kenntnis erst in der Marburger Gegend auftreten.

---

[4]) Beitr. zur Paläont. u. Geol. Österr.-Ungarns und des Orients. **20.** Wien 1907, S. 94, 96.

[5]) Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **44.** Wien 1894, S. 493, 499.

[6]) Geol. Map. Českosl. Republ., 1 : 75000. Beroun-Hořovice (4052). Vergleiche auch Kettner und Kodym »Nová Stratigr. Barrandienu« Tabelle V, S. 9 (Otisk Časopisu Musea Král. Česk. Prag 1919). Ferner Kodym »Geol. Mapa Okresu Berounského«, 1 : 25000, Tabelle 3 (Státn. Geol. Úst. Česk. Rep. **1.** Prag 1921).

[7]) Ein anderer Teil der Hörregesteine ist von W. Kegel als transgredierender Culm erkannt worden, worüber weitere Mitteilungen folgen werden.

[8]) F. Herrmann, Sitz.-Ber. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw., Marburg 1908, S. 112.

Berichtigung zu H. Schroeder, Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein

Dieses Jahrbuch für 1919, Bd. XL, Teil II, S. 1—45

Von Herrn **Henry Schroeder** in Berlin

In meiner Arbeit: Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein ist betreffs der Fundorte der Wirbeltierreste der TIEMANN'schen Sammlung ein Irrtum vorgekommen, indem sie als von der Steinmühle von Veltheim stammend angegeben wurden. Nach Rückkehr aus dem Kriege hat mir dagegen Herr TIEMANN mitgeteilt, daß sie sämtlich nicht von dort stammen, sondern von den mehr westlich gelegenen Fundorten: Wasserberg und Osterberg bei Osterode. Die Fossillisten stellen sich mit dieser Berichtigung jetzt folgendermaßen dar:

1. Steinmühle bei Veltheim am Fallstein

a) Süßwasserkalk

Rhinoceros Mercki JÄGER. 2 Oberkieferzahnreihen
Bison priscus BOJ. Unterkieferast mit drittletztem Prämolar und M^1—M^3
Cervus elaphus L., ein drittletzter oberer Praemolar.

b) Sandiger Lehm

Rhinoceros antiquitatis BLUMENB. häufig
Equus caballus L. sehr häufig
Cervus euryceros ALDROV. selten
» *tarandus* L.
Bison priscus BOJ.
Ursus sp.
Felis lynx L. selten.

2. Wasserberg östlich Osterode am Fallstein

a) Süßwasserkalk

Rhinoceros Mercki JÄGER. Oberkieferfragment mit zweitem und drittem Milchzahn
Bison priscus BOJ. Oberkiefermolar und -Prämolar
Cervus capreolus L. Distalende des Metatarsus.

b) Lehm

Elephas primigenius BLUMENB. Letzter Oberkiefermolar
Rhinoceros antiquitatis BLUMENB. Diaphysenfragment der Tibia
Equus caballus L. Eine sehr kräftige Phalanx eines ausgewachsenen Tieres. Sonst gehören sämtliche sehr häufigen Pferdereste (zahlreiche Diaphysen und Epiphysen der Gliedmaßen und nicht angekaute Zähne) jungen Tieren an.
Cervus tarandus L. Geweihfragment eines schwachen Individuums
» *elaphus* L. Schädel- und Geweihfragmente
» *alces* L. Unterkieferfragment mit letztem und vorletztem Milchzahn links und letzter Milchzahn rechts
Ovis sp. Astragalus, Metatarsus
Bovide. Distales Fragment eines Humerus
Canis lupus L. Metatarsale III.

3. Osterberg westlich Osterode am Fallstein

a) Süßwasserkalk

Rhinoceros Mercki Jäger. Unterer Molar
Ursus sp. Unterer M_3 und Wurzel eines Eckzahns.

b) Lehm

Cervus elaphus L. Proximales Fragment einer abgeworfenen Stange zeigt Spuren einer Benagung oder Bearbeitung.

In dem Gliederungs-Schema S. 27 gehört »Interglazial« in eine Reihe mit »Süßwasserkalk« und die zweite Klammer ist zu hoch geführt.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Berichte über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1922 und 1923[1])

1. Rheinprovinz

Herr BURRE berichtet über Blatt Altenkirchen.

In dem bearbeiteten nordöstlichen Viertel des Blattes Altenkirchen sind die Siegener Schichten mit allen ihren drei Horizonten vertreten. Der Tonschiefer-Horizont, besteht fast ausschließlich aus ebenplattigen, milden Tonschiefern, zwischen denen nur ganz untergeordnet Bänke von Grauwackensandsteinen eingeschaltet sind. Die Rauhflaser-Schichten werden durch rauhflaserige oder rauh gebänderte Tonschiefer mit vereinzelten Lagen von Grauwacken vertreten. Der Gehalt der Schiefer an sandigen Bestandteilen ist jedoch im allgemeinen geringer als in den entsprechenden Schichten des Siegerlandes; sie sind milder. Die schiefrigen Partieen der Herdorfer Schichten zeigen dagegen vielfach eine feine rauhe Bänderung. Ein großer Teil dieses sehr mächtigen Schichtenkomplexes wird ebenso wie im Siegerlande von dick- und dünnbankigen Sandsteinen und Grauwacken gebildet. Die Fossilführung dieser drei Horizonte zeigt keine Besonderheiten. Hinsichtlich des Auftretens von Erzgängen bestätigten sich die Erfahrungen des Siegerlandes, daß nämlich die Erzgänge auf die beiden oberen Horizonte der Siegener Schichten beschränkt zu sein pflegen, während der Tonschiefer-Horizont sich als ein für die Bildung von Erzgängen ungünstiges Gestein erweist.

Herr BREDDIN berichtet über die Aufnahme auf Blatt Straelen (Rheinland).

Auf dem Blatte Straelen konnten tertiäre Glaukonitsande mio-oligocänen Alters am Steilrand der Maasniederterrasse nach Norden bis zur holländischen Grenze hin verfolgt werden. Weiter nördlich, im Bereich des Blattes Geldern, treten sie noch an den Sockeln der Haupt- und Mittelterrasseninseln von Twisteden und Wemb bei Kevelaer heraus, hier überall die Hebungszone des Viersener Horstes andeutend.

[1]) Zum Teil 1920 und 1921.

Die sehr auffallende Erscheinung, daß die Oberfläche der Maasniederterrasse im Bereich des Grabens von Venlo westlich des Städtchens Straelen tiefer liegt (bei 19 m ü. NN.) als die der Rheinniederterrasse östlich des Ortes (27 m ü. NN.), läßt sich am besten durch die Annahme erklären, daß noch nach der Niederterrassenzeit Abbrüche an der westlichen Randstörung des Viersener Horstes stattgefunden haben. Eine von vornherein tiefere Lage der Niederterrassenfläche der Maas kann man deswegen nicht gut annehmen, weil sie schon 8 km nördlich Straelen mit der Rheinniederterrasse durch den Arm von Lüllingen verbunden ist und nur wenige Kilometer nördlich ganz mit dieser verschmilzt. Leider liegen die Stellen, an denen sich der Verwurf effektiv nachweisen lassen müßte, schon auf holländischem Gebiet, das im Sommer 1923 infolge der Besetzungsverhältnisse nicht zugänglich war und von dem auch keine Höhenschichtenkarten existieren.

Für einen jüngeren Verwurf an der westlichen Randstörung des Viersener Horstes sprechen auch die sehr eigenartigen Seen auf dem südlichen anstoßenden Blatt Kaldenkirchen. Sie erfüllen die Niederterrasse des Netteflüßchens, da, wo es im Bereich des Viersener Grabens verläuft und sind dicht westlich der Viersener Hauptstörung bei Krieckenbeck am schönsten ausgebildet. Hier liegt die Oberkante der Nette-Niederterrasse heute 8—10 m unter dem Grundwasserspiegel bei etwa 26—28 m ü. NN., jenseits der Randstörung aber, im Durchbruchstal der Nette durch den schmalen Höhenzug der Süchtelner Berge, dagegen in 36 m Meereshöhe. Eine andere Deutung dieser im ganzen Niederrheingebiet einzig dastehenden Aufstauungserscheinung als durch einen ganz jungen Verwurf der Netteniederterrasse dürfte wohl kaum in Betracht kommen. Das Ausmaß des mutmaßlichen Verwurfs an der Viersener Hauptstörung bei Krieckenbeck (8—10 m) und bei Straelen (etwa 8 m) stimmt gut überein.

Bestätigt sich die hingegebene Deutung, so läge hier die jüngste bisher nachgewiesene Störung der tieferen Niederrheinischen Bucht vor, auf der vielleicht sogar noch alluviale Bewegungen erfolgt sein können, und die deshalb besonderes Interesse verdient.

Über die Aufnahme auf Blatt Betzdorf (Rheinland).

Unter dem Basalt der Mahlscheid bei Herdorf tritt in Höhe 485 m über NN. ein Vorkommen weißer Sande und Tonsande auf, die der Vallendarer Stufe zuzurechnen sind. Das unterlagernde Grundgebirge ist in den obersten Zonen intensiv verwittert und ausgebleicht. Es handelt sich hier um die von AHLBURG beschriebene alttertiäre Verwitterungsrinde. Diese Verwitterungsrinde liegt unter den Basalten des Westerwaldes.

Die flachwelligen Höhen und Hochflächen des Grundgebirges weisen überall eine mehr oder weniger starke Verwitterung auf, die nach Westen zu immer stärker wird und mehr und mehr in intensive Bleichung übergeht. Es ist dieselbe Verwitterungsrinde, die man überall im Gebiete der unteren Sieg, der Agger und Wupper vorzüglich

beobachten kann. Rings um die Basaltkuppe der Mahlscheid liegen diese flachwelligen Bleichbödenlandoberflächen in den Höhen von 450 m abwärts bis zu 350 m über NN. Die zu der Hochfläche gehörenden Täler müssen hier also ehemals etwas weniger als 350 m hoch gelegen haben. Da das Tal der alttertiären Landoberfläche unter der Mahlscheid mit seinen Sanden aber bei 485 m über NN. liegt, kann die Bleichbödenlandoberfläche der Umgebung nicht die alttertiäre sein. Deren Täler haben vielmehr ca. 130 m tiefer gelegen. Daraus geht hervor, daß die Bleichbödenlandoberfläche des Blattes Betzdorf, die gleichaltrig ist mit der des ganzen nördlichen Schiefergebirges und zugleich mit der sehr gut ausgebildeten Fastebene, die sich über den Westerwald hinzieht, viel jünger sein muß, als die alttertiäre. Zwischen beiden liegt eine gewaltige Erosionsphase (die viel bedeutender ist als die des Diluviums!), während der das Basaltplateaus des Westerwaldes an seinem Nord- und Ostrande lappig zerschnitten wurde. Diese gewaltige Flußerosionsperiode ist jünger als die miocänen Basaltausbrüche des Westerwaldes; da zwischen ihrem Beginn und der Ausbildung der Fastebene sicherlich sehr große Zeiträume gelegen haben, wird man die ganze Bleichbödenfastebene des Schiefergebirges ins Pliocän stellen müssen.

Morphologisch stellt also das Siegerland eine pliocäne Bleichbödenfastebene dar, die nach Nordosten zu allmählich ansteigt, kuppiger und weniger bleichig wird. In ihrer speziellen Gestaltung prägen sich die Unterschiede der verschiedenen Schichtenausbildungen und Stufen des Grundgebirges aufs allerfeinste aus; ein hervorragendes Hilfsmittel für den kartierenden Geologen. Die Täler dieser alten Landbodenoberfläche sind vielfach (so z. B. im Südteil des Blattes Betzdorf) als flache, sumpfige Wannentäler erhalten, meist jedoch durch die diluviale Erosion übertieft. Die ehemalige Unfruchtbarkeit der Bleichbödenhochflächen ist durch den jetzt verlehmten Löß, der auf allen wenig geneigten Flächen der Abtragung entging, in ihr Gegenteil verwandelt worden.

Herr Quiring berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Betzdorf im Jahre 1923.

a) Schichtenfolge. Die Tonschiefer- und Rauhflaser-Stufe der Siegener Schichten wurde in ähnlicher Ausbildung wie auf Blatt Siegen bis zur westlichen Blattgrenze verfolgt. An der oberen Grenze der Herdorfer Schichten ließ sich ein schon auf Blatt Siegen erkannter sandsteinreicher Horizont als Daadener Sandstein abgliedern. Seine Zugehörigkeit zu den Siegener Schichten ist faunistisch belegt.

b) Tektonik. Mehrere tausend Kompaßmessungen ermöglichten eine Klärung der präsideritischen Tektonik der Siegener Schichten. Der unterdevonischen Hauptfaltung — die erste Anlage des Siegener Hauptsattels fällt in das Ende der Tonschiefer-Zeit, die Kulmination der Gebirgsbewegung auf die Wende der Herdorfer- zur Unterkoblenz-Zeit — folgte zunächst eine Phase der Zerrung, die zum Aufbrechen

von N—S- und W—O-Spalten sowie von WNW—OSO verlaufenden Querverwerfungen führte. Danach legte eine zweite Faltungsphase (Gelenkfaltung) in die bereits gefalteten Sedimente zonenweise Kleinfalten, deren Streichrichtung (N 70°O bis N 80°O) zu dem Streichen der Hauptfalten (N 40°O) einen Winkel von 30—40° bildet. Durch diese Kleinfalten-Zonen sind die vorhandenen Spalten verbogen und transformiert worden. So ist die Gangspalte Bollnbach-Stahlert, die ursprünglich WNW—OSO gerichtet war, durch die Kleinfaltenzone Sassenroth-Bollnbach völlig umgelenkt worden und zwar zu einer Zeit, als sie noch keine Spateisensteinausscheidung enthielt. Demnach besteht örtlich im Siegerlande ein echtes Faltengitter.

Eine dritte Druckphase erzeugte die Hauptschieferung in N 60°O'-Richtung bei steil südlichem Fallen; eine zweite Zerrungsphase brachte im Mitteldevon ein Wiederaufleben der Spalten und die Entstehung neuer. Auf den Zerrungsspalten stiegen Eisensäuerlinge auf, die Spateisenstein absetzten und einem gabbroiden Magma entstammten.

Eine vierte Druckphase zerlegte, wahrscheinlich in carbonischer Zeit, das inzwischen verfestigte Massiv in zahlreiche Schuppen. Über die postcarbonischen Schollenbewegungen kann noch kein Urteil abgegeben werden.

c) Gangverhalten. Die Spateisenstein-bildenden Eisensäuerlinge drangen nur dort in stärkerem Strome auf, wo

entweder größere Spaltenweiten vorhanden waren
oder sandiges wasserdurchlässiges Nebengestein den Aufstiegsweg verbreiterte oder erleichterte.

Infolgedessen sind die reinen Tonschiefer-Gruppen (Mudersbach-Schiefer, Hamberg-Schiefer), die weder klaffende Spalten begünstigten noch mächtigere sandig-quarzitische Sedimentfolgen enthalten, frei von bauwürdigen Spateisensteingängen. Die in Abbau stehenden, also wirtschaftlich wertvollen Gänge setzen ausschließlich in Rauhflaser-Schichten, dem Hauptthermal-Horizont der Eisensäuerlinge, und Herdorfer Schichten auf. Nur ein bedeutendes allerdings nicht in Abbau befindliches Vorkommen (Wasserberg) birgt der Hengsbach-Sandstein.

Das Einschieben der Gänge wird bestimmt

durch die primäre Aufstiegsrichtung des Lösungsstromes,
durch die Tektonik (Form und Weite) der Gangspalten,
durch Lage und Beschaffenheit des Nebengesteins.

Das Gangeinschieben folgt daher nur unter ganz besonderen Umständen und dann nur stückweise der Kreuzlinie zwischen Gangspalte und Nebengestein-Schichtung.

Die Aufnahme des Nebengesteins der Eisenglanzgänge der Gruben Eisernehardt, Eselskopf, Bindweide und die eingehende Bearbeitung der Gang- und Nebengesteinsverhältnisse der Gruben Neue Haardt bei Weidenau und Vereinigte Georgine bei Trupbach durch QUIRING ergab ein reiches Beobachtungsmaterial. Seine Auswertung

eröffnet den Weg zu einer grundsätzlichen Lösung des Eisenglanzproblems.

Eisenglanz und »Rotspat« sind in vielen Spateisensteingängen des Siegerlandes vorhanden. Wirtschaftliche Bedeutung besitzen die Eisenglanzbildungen heute jedoch nur noch auf denjenigen Gruben, auf denen sie bis in größere Teufen niedersetzen und das Hauptfördergut bilden, so auf den Gruben Neue Haardt und Bindweide. Die Gänge dieser Gruben setzen in Herdorfer Schichten auf, die erreichten Teufen liegen 400—520 m unter den heutigen Talsohlen, 500—700 m unter der ehemaligen tertiären Landoberfläche. Mit dem Niedersetzen der Gänge der Grube Bindweide in die Rauhflaser-Schichten hat die Eisenglanzführung eine Verringerung erfahren. Ähnliche Teufenunterschiede haben sich auch auf Gängen anderer Gruben mit geringerer Eisenglanzführung gezeigt.

Der Eisenglanz tritt vorwiegend als selbständige Ausscheidung, teils in drusiger Beschaffenheit und in deutlichen Kristallindividuen, teils in geschlossenen Massen gang- und nesterartig auf. Pseudomorphosen nach Spateisenstein sind selten. Im Rotspat erscheint, wie Dünnschliffe und Anschliffe zeigen, keine besondere Modifikation des Eisenoxyds, wie BORNHARDT angenommen hat. Der Rotspat ist Spateisenstein, auf dessen Spaltrissen und Kristallflächen sich Eisenglanz in mehr oder weniger feiner Dispersion ausgeschieden hat, teilweise unter deutlichem kristallographischem Abbau des Spateisensteins.

Ebenso wie der Spateisenstein ist der später gebildete Eisenglanz in das Nebengestein auf Rissen, Schieferungsflächen, Schichtfugen und auf dem Zement zwischen einzelnen Sandsteinkörnern eingedrungen unter Verdrängung benachbarter meist sandiger Teile des Nebengesteins ohne besondere Bevorzugung vorhandener Spateinschlüsse.

Der Eisenglanz-Gang der Grube Eselskopf bei Kotzenroth ist örtlich ein Quarzgang, dessen quarzige Gangart durch Eisenglanz metasomatisch verdrängt worden ist. Ähnlich wie beim Rotspat ist der Eisenglanz auf Rissen und Spaltungsflächen in die Quarzmasse eingedrungen und hat sie stellenweise vollständig ersetzt.

Auf dem Talsprung der Grube Neue Haardt bei Weidenau, der zeitlich zwischen der Hauptspatgeneration und der Eisenglanzgeneration entstanden ist, hat sich in kurzen Mitteln Eisenglanz an Punkten abgeschieden, wo ein Spateisengang nicht vorhanden gewesen ist.

Der Eisenglanz ist aus Thermen (Spaltenquellen) abgeschieden worden, die einige Zeit nach der Hauptspatgeneration, Hauptquarzgeneration und den Generationen der Erzsulfide in Gängen (meist Spateiseneingängen, aber auch Quarzgängen) und in Klüften, Spatgängen benachbart, aufgestiegen sind. Die Thermen (muriatische Quellen) enthielten Chloride, vornehmlich der Alkalien und des Eisens, untergeordnet daneben freie Salzsäure. Chlorgehalt und Mineralbestandteile z. T. entstammten magmatischen Aushauchungen und dem Untergrunde. Einen Teil des Eisens hatte die Therme beim Durch-

strömen tieferer Abschnitte der Spateisensteingänge und des Nebengesteins unter Auflösung des Eisencarbonats aufgenommen.

Beim Durchströmen der Spatgänge wirkten die Chloride höherer Wertigkeit, insonderheit Eisen- und Manganchlorid, oxydierend auf die Gangausfüllung ein ($2FeCl_3 + FeCO_3 \rightarrow Fe_2O_3 + 3FeCl_2 + 3CO_2$). Das leichtlösliche Chlorür wurde weg- oder in Eisenchlorid übergeführt. Das neben der Gangspalte liegende Nebengestein wurde oxydiert und gebleicht. Aktiver Sauerstoff, entstanden aus der Umsetzung geringer Mengen freien Chlors magmatischer Exhalation mit Wasser und Silikaten oxydierte den von ihm erreichbaren Spateisenstein ($2FeCO_3 + O \rightarrow Fe_2O_3 + 2CO_2$).

Neben dem einfachen Oxydationsprozeß, der unmittelbaren Umwandlung des Spateisensteins zu Eisenglanz, fand eine zweite Reaktion statt: eine Ausfällung von Eisenglanz aus der heißen (über 80°, wahrscheinlich sogar über 200° heißen) Eisenchloridlösung durch Spateisenstein. Der ausnahmsweise hohe Chlorgehalt der Gangwässer der Neuen Haardt (etwa 2 g Cl in 1 kg Wasser) ist wahrscheinlich ein Relikt der ehemals im Gange aufgestiegenen muriatischen Therme.

Die heiße alkalihaltige saure Therme löste nicht nur Teile von Spateisensteingängen, sondern auch von quarziger Gangart und des Nebengesteins auf. Die unregelmäßig stockartige Form vieler Eisenglanzmittel ist durch tiefgehende Metasomatose des Nebengesteins neben der Gangspalte (äußere Gangmetasomatose) entstanden. Besonders wertvollen kompakten Eisenglanzabschnitten, z. B. der Gruben Neue Haardt und Bindweide, müssen durch die muriatische Therme größere Eisenmengen zugeführt worden sein, die z. T. tieferen Abschnitten des primären Spatganges entstammen.

Der Eisenglanz der Siegerländer Gänge ist demnach hydrothermal in einer besonderen Eisenglanzgeneration gebildet worden, und zwar

a) durch anogene Oxydation von Spateisenstein, verbunden mit einem Freiwerden der Kohlensäure,
b) durch Ausfällung aus heißer Eisenchloridlösung bei Anwesenheit und unter chemischem Abbau des Spateisensteins.

Den Auflösungsvorgängen und dem unmittelbaren Umwandlungsprozeß unter Gewichtsverminderung steht eine aszendente Zementation unter Stoffzufuhr gegenüber.

Bedeutende Eisenglanzgänge konnten nur in Schichten entstehen, die über den Rauhflaser-Schichten, dem Hauptthermalhorizont der Eisensäuerlinge, lagen. Die in den Rauhflaser-Schichten besonders mächtigen Spateisensteingänge lieferten im wesentlichen das den oberen Abschnitten zugeführte Eisen. Daher bestehen sekundäre Teufenunterschiede aszendenter Entstehung. Die tieferliegende aszendente Oxydationszone hat an die mit ihr verzahnte höherliegende Zementationszone Mineralsubstanz abgegeben. Da die Spateisensteingänge meist ihre Wurzel oder ihre

vorzüglichste Entwicklung in den Rauhflaser-Schichten haben, treten die mächtigen Eisenglanzmittel erst in den darüberliegenden Herdorfer Schichten auf. So erklärt sich die zonare Lage der Eisenglanzvorkommen auf den Linien Gosenbach-Weidenau im Norden und Steinebach-Schutzbach im Süden, etwa parallel zu den Rauhflaserzonen des Siegener Hauptsattels. In der postdevonischen Eisenglanzgeneration hat im Bereich des devonischen Quellensattels von Siegen eine nach oben und außen gerichtete Wanderung des Eisens, verursacht durch ein Wiederauftreten von Thermen, stattgefunden.

Herr ZIMMERMANN II berichtet über seine Aufnahmetätigkeit auf den Blättern Moers, Kaldenkirchen und Nieukerk (Rheinland) 1921—1923.

Die auf dem Blatt Moers (G. A. 52, 32) in diesem Sommer ausgeführten Begehungen bezweckten, das Material für die Flözkarte, die in das geologische Kartenbild eingedruckt wird, zusammenzustellen.

Fossilaufsammlungen im Carbon, die zonenweise nach Flözen erfolgten, brachten gute Ausbeute und ergaben manche Übereinstimmung in der Ausbildung der Flöze.

Der Untergrund ist durch eine Reihe von Verwerfungen in Horste und Gräben gegliedert, die sich von Südosten nach Nordwesten ausdehnen und von Tertiär- z. T. auch von Zechsteinbildungen, die Salzlager enthalten, überlagert werden.

Nach Süden nimmt das Ausmaß der Verwerfungen allmählich ab — ähnlich den westfälischen Verhältnissen, wo die Verwurfshöhe nach Süden auch vielfach abnimmt. Die Übereinstimmung zwischen diesen Gebieten ist auch in anderer Beziehung groß: die Faltung des Carbons ist im Süden am intensivsten.

Die auf einer Störungszone in die 470 m Sohle des Steinkohlenbergwerks Moers eindringenden Salzwasser haben in 1 l des filtrierten Wassers

50 895,00	mg	Chlor (als NaCl)
1 472,00	„	Kalk (CaO)
317,10	„	Barium (BaO) und
117,80	„	Magnesium (Mg. O).

Es begegnet wohl keinem Zweifel, daß dieser beträchtliche Salzgehalt dem Zechsteingebiet im Norden entstammt.

An dem Aufbau des Blattes Kaldenkirchen (G. A. 51, 42) beteiligen sich oberoligocäne Meeressande, diluviale und alluviale Terrassenbildungen, die z. T. von äolischen Bildungen desselben Alters bedeckt sind.

Die oberoligocänen Meeressande treten hier in der nordwestlichen Fortsetzung des Viersener Horstes unter der Bedeckung der Hauptterrasse zutage. Aber auch weiter östlich bilden sie, was bis jetzt noch nicht bekannt war, das unmittelbar Liegende der Mittelterrasse.

Das Oberoligocän setzt sich auch hier aus meist intensiv braun

gefärbten, sehr glaukonitreichen Sanden zusammen, denen untergeordnet lehmige Lagen eingeschaltet sind. Nach dem Hangenden zu werden die Sande heller, der Glaukonitgehalt verschwindet, und glimmerreiche Sande treten auf, die deutlich auf den Übergang zum Miocän hinweisen.

Bemerkenswert ist ferner das Vorhandensein von größeren Quarzitblöcken (Braunkohlenquarziten) in diesem Gebiet.

An Terrassen treten auf:

die Ältesten Diluvialschotter,
die Hauptterrasse,
die Mittelterrasse,
die Niederterrasse und
alluviale Bildungen.

Ferner die jungdiluvialen Decksande, die in weiten, wenig mächtigen Decken sowohl die Hauptterrassen- wie auch die Mittelterrassenebenen überlagern.

Die im Bereich des Blattes Nieukerk (G. A. 52, 31) auftretenden geologischen Bildungen, an deren Zusammensetzung sich hauptsächlich die diluvialen Terrassen, ferner die Ablagerungen der Tegelenstufe und des Schotterlehms beteiligen, wurden aufgenommen und dabei das Vorhandensein einer aus Tonbänken bestehenden Grundmoräne auf den stark gefalteten Hauptterrassenablagerungen des Oermter Berges neu beobachtet.

Das Vorhandensein von Decksand bezw. »Schotterlehm« in weiten Flächen wurde sowohl auf der Hauptterrasse wie auch auf der Mittelterrasse festgestellt.

Es lassen sich mehrfach Verwerfungen, die die Schotter der Hauptterrasse durchsetzen, beobachten; eine mit einer Verwurfshöhe von etwa $2^1/_2$ m war westlich der Landstraße Hüls-Tönisberg besonders deutlich zu sehen.

Während die Untersuchung der älteren Terrassenbildungen im wesentlichen keine neuen Ergebnisse zeitigte, ist bei der Mittelterrasse hervorzuheben, daß ihre Ablagerungen nicht mehr die starke Zersetzung und den Eisengehalt zeigen, wie er besonders in der Niederrheinischen Bucht in die Augen fällt, sondern daß sie bei einem geringen Eisengehalt meist eine überwiegend helle, oft weiße Färbung aufweisen.

Neue Aufschlüsse in der Tegelenstufe ließen 2 etwa 2 m mächtigen Tonbänke beobachten, die durch Kies- und Sandablagerungen von einander getrennt sind. Nach dem Hangenden zu tritt noch eine Feinsandbank von etwa $2^1/_2$ m Mächtigkeit auf. Dies läßt auf eine wiederholte Beckenbildung in der Tegelenstufe schließen.

Im Schichtenverband mit dem unterlagernden »Ältesten Diluvialschotter« und der auflagernden Hauptterrasse ist die Tegelenstufe von dem Inlandeis zu einer Endmoräne aufgestaucht worden, deren Reste uns in dem Schaphuysener Bergzug erhalten geblieben sind. Die häufig auftretenden nordischen Findlinge, die sich nur aus kri-

stallinen Gesteinen zusammensetzen, werden bei ihrer Größe von durchschnittlich $^1/_2$ m vielfach in die umliegenden Dörfer weggetragen, um an Straßenecken Aufstellung zu finden.

Die im Liegenden der diluvialen Schichten auftretenden Tertiärstufen sind nur in lückenhafter Verbreitung vorhanden und lassen hierdurch die Vermutung rechtfertigen, daß wenigstens z. T. tektonische Bewegungen auch hier im tief eingreifenden Maße auf den tertiären Untergrund eingewirkt haben.

Am Nordrand des Blattes bezw. bei seinem nördlichen Randgebiet ist marines Mittelmiocän vorhanden, während bei Nieukerk terrestrisches Untermiocän mit Braunkohlenflözen erbohrt worden ist. Noch weiter sündlich bildet marines Oberoligocän das Liegende der diluvialen Terrassen.

Am Aufbau des Gebietes beteiligen sich hauptsächlich Terrassenbildungen, die in weiten Ebenen den Bereich des Blattes durchziehen. Das einförmige Landschaftsbild erfährt eine gewisse Belebung durch den Schaephuysener Bergzug, der mit seinem bogenförmigen, nordsüdlichen Verlauf als eine am weitesten nach SW vorgeschobene Endmoräne besondere Beachtung verdient.

Der Höhenzug baut sich auf aus den »Ältesten Diluvialschottern«, den Ablagerungen der Tegelenstufe und der Hauptterrasse — zu unterst liegen die »Ältesten Diluvialschotter«, die in normaler Auflagerung die überwiegend tonig-sandigen Bildungen der Tegelenstufe tragen, welche ihrerseits wieder von der kiesig-sandigen Hauptterrassenablagerung bedeckt werden. Diese Schichtenfolge zeigt in allen Aufschlüssen bis in den innersten Kern zusammengestauchte Lagerungsverhältnisse, die vom Inlandeis der vorletzten Vereisung hervorgerufen sind und in ihren heutigen Resten noch 60—80,3 m Meereshöhe erreichen.

Auf diesen gestörten Schichten wurde am Oermter Berg (am Südrand der südlichen Sandgrube) an einer bisher nicht bekannten Stelle in der letzten Zeit eine Grundmoräne in diskordanter Auflagerung entblößt, die einen bis zu 1 m anschwellenden gelbbraunen und blauen Ton mit unregelmäßig eingreifenden Verwitterungsrinden zeigt und sich schon wegen der Geschiebeführung als Grundmoräne erweist. Nordische Findlinge finden sich weiter auf dem Höhenzug bei Tönisberg, Schaephuysen und Rheurdt und sind bei ihrer Größe von bis zu 1 m anwachsendem Durchmesser bereits früher vielfach von ihren Fundstellen entfernt und haben in den umliegenden Dörfern und Gehöften an den Straßen als Ecksteine Verwendung gefunden. Es sind nur kristalline Gesteine: Granite, Syenite, Gneise, Porphyre, die zuweilen eine geschrammte Oberfläche zeigen.

Bei der verhältnismäßig schmalen Erstreckung des Oermter Bergzuges ist der Abfall der Hauptterrasse zur Mittelterrase steil. Die Mittelterrasse konnte sich nach O zu nur in schmalen Leisten erhalten, nach W zu tritt sie jedoch noch in ausgedehnten Flächen auf. Es ist bemerkenswert, daß ein Aufschluß in der fast tischebenen Fläche Stauchungen und Fältelungen der jüngsten Mittelterrassenbildungen

erkennen läßt, während der darüber lagernde Schotterlehm keine Spur davon aufweist. Eine Erklärung dieser eigentümlichen Lagerungsverhältnisse ist vielleicht darin zu suchen, daß vor der Schotterlehmbildung durch Erosion in der Nähe eine Rinne ausgefurcht wurde. Die Kies- und Sandmassen — ihres Stützpunktes beraubt — schoben sich nach den tief gelegenen Punkten hin, während zu gleicher Zeit bei sinkendem Grundwasser auch von unten her die obersten Lagen den durch die Erosion freigelegten Hohlraum zu schließen trachteten. Bei der Herstellung dieses Gleichgewichtszustandes entstanden dann begünstigt durch ungleiche Belastungs- und Druckverhältnisse die Auffaltungen nach oben, da nur hier noch ein Ausweichen möglich war. Der Schotterlehm, der sich in normaler Lagerung auf diesen Fältelungen vorfindet, überdeckt die gesamte Mittelterrassen in einer ziemlich gleichbleibenden Mächtigkeit von $1^1/_2$—2 m.

Der Niederterrassenrhein durchströmte im Bereich des Bl. Nieukerk die Mittelterrassenebene in 3 verschiedenen Armen, deren Ebene sich von der Mittelterrasse trotz der geringen Niveauunterschiede von 2—5 m scharf abhebt.

Die weitere Verfolgung der bergbaulichen Aufschlüsse im linksrheinischen Gebiet ergaben die Identifizierung des Flözes H von dem Steinkohlenbergwerk Rheinpreußen mit Catharina auf floristischer Grundlage.

JONGMANS hat in seinen »Palaeobotanisch-stratigraphischen Studien im Niederländischen Carbon nebst Vergleichen mit den umliegenden Gebieten«[1]) das Vorhandensein des Flözes Catharina auf der Grube Rheinpreußen bestritten; er schreibt: »Man hat in der Literatur oft erwähnt, daß Flöz H der Grube Rheinpreußen identisch ist mit Flöz Catharina und daraus geschlossen, daß die Entfernung zwischen Catharina und Sonnenschein im westlichen Teil des rheinisch-westfälischen Beckens relativ klein ist. Ich habe mich nun bei Herrn Professor KRUSCH, der Direktion der Grube Rheinpreußen und Herrn Bergassessor KUKUK erkundigt, was eigentlich über das Flöz H bekannt ist. Dabei stellte sich heraus, daß das Flöz H nur einmal durchteuft wurde und daß man von den Eigenschaften des Hangenden nichts wußte, auch nichts was Vorkommen oder Nichtvorkommen mariner Tierreste angeht. Jeder Beweis für die Identifizierung mit Catharina fehlt also«. In seinen weiteren Ausführungen kommt JONGMANS zu dem vorläufigen Schluß, daß der höchste bekannte Teil der Zeche Rheinpreußen etwa mit dem Schluß der unteren reichen Fettkohlenpartie des Wurmbeckens zu vergleichen wäre.

In einer späteren Arbeit »Stratigraphie van het Nederlandsch Productif Carbon«, 1918, S. 149[2]) betont JONGMANS nochmals seine Bedenken über die Identifizierung des Flözes H von Rheinpreußen mit

[1]) Archiv für Lagerstättenforschung Heft 18, 1915, S. 136, mit Anhang über einige der in den niederländischen Bohrungen gefundenen Pflanzen von W. JONGMANS und W. GOTHAN.

[2]) Eindverslag over de Onderzoekingen en Uitkomsten van den Dienst der Rijksopsporing van Delfstoffen in Nederland 1903—1916, Amsterdam 1918.

Catharina, da jeder Beweis hierfür fehle, kann sich aber nicht der Tatsache verschließen, daß der Abstand zwischen dem Niveau von Flöz H und Sonnenschein nicht kleiner ist als zwischen Catharina und Sonnenschein rechtsrheinischer Gruben, z. B. auf Zeche Oberhausen und Königin Elisabeth.

Die neuen Bohr- und bergbaulichen Aufschlüsse haben in den letzten Jahren eine genaue Bearbeitung des betreffenden Horizontes gestattet und Ergebnisse gezeitigt, die für die Horizontierung des Flözes H von Rheinpreußen bestimmend sind.

Das Material der Tiefbohrung Hackenfeld, die das Hangende des Flözes H durchsank, wurde von Markscheider Janus und von mir gemeinsam durchgearbeitet. Ferner hatte ich dank der bereitwilligen Unterstützung der Direktion von Rheinpreußen auf den verschiedenen Schachtanlagen unter Flöz H systematische Aufsammlungen vornehmen können, welche aus dem Hangenden der einzelnen Flöze ein reiches Material von Pflanzenresten lieferten, die von Professor Gothan näher bestimmt wurden.

In der Bohrung Hackenfeld fand sich im unmittelbaren Hangenden eines Flözes in rd. 280 m Teufe der charakteristische tiefschwarze Schieferton — freilich ohne Fossilien — ein Leithorizont, der von Professor Bärtling als Faunahorizont in der Bohrung Millingen auch beobachtet wurde und hier die für Flöz Catharina beweisenden marinen Fossilien *Aviculopecten papyraceus* Sow. und *Nautilus Vonderbeckei* Ludwig[1]) lieferte. In Westfalen ist dieser Horizont auf weite Entfernung hin nachgewiesen und leitend für Catharina, so daß wir mit Sicherheit auch bei der Tiefbohrung Hackenfeld das Vorhandensein dieses Leiflözes annehmen können, zumal die nächst tieferliegenden Flöze die tiefschwarze Schiefertonbank nicht besitzen und in ihrem Hangenden nur von Pflanzenhorizonten begleitet werden.

Auch andere Merkmale im übrigen, besonders die Flözgruppierung widersprechen dieser Annahme nicht; denn es folgt auf Flöz H ein flözarmes Mittel, das in 196,5 m Teufe mit den Flözen Laura und Victoria, die durch die charakteristische enge Lagerung gekennzeichnet sind, abschließt.

Unter Flöz H folgen in geringen Abständen nacheinander die Flöze G, F, E, D, usw. Es war mir möglich, aus dem Hangenden dieser unter H liegenden Flöze vom Schacht V der Grube Rheinpreußen Pflanzenreste zu sammeln, die folgende Floren aufweisen:

Hangendes von **Flöz G** (reiche Flora)	»*Neuropteris callosa*« Lesquereux
	» *gigantea* Sternb. sp.
	» *heterophylla* Brongn.
	Mariopteris muricata (Schloth.) Zeiller
	Bothrodendron punctatum L., nach Hutten mit Astnarben
	Lepidodendron aculeatum Sternb.
	Calamites sp.

[1]) Die in Westfalen beobachteten, allerdings seltenen Formen wie *Orthoceras* sp. und *Lingula mytiloides* Sow. sind am Niederrhein noch nicht gefunden worden.

Hangendes von Flöz F	*Lonchopteris rugosa* Brongn.
	»*Neuropteris callosa*« Lesquereux
	» *heterophylla* Brongn.
	» *gigantea* Sternb. sp.
	Mariopteris muricata (Schloth.) Zeiller
	Calamites cf. *paleaceus* Stur.
Zwischen G und F (Liegendes von Flöz G)	Stigmarienschiefer mit Sigillarien
	Neuropteris-Reste vereinzelt.
Hangendes von Flöz D und G (reiche Flora)	Viele *rhytidolepe*-Sigillarien
	Sphenopteris Hoeninghausi Brongn.
	» *Laurenti* Andrae
	Calamites ramosus Art.
	Alethopteris lonchitica Schloth. sp.
	» *Serli* Brongn. sp.
	Sigillaria mammillaris Brongn.
	» *scutellata* Brongn.
	Mariopteris Soubeirani Zeiller.

Die von Schacht I aus dem Hangenden des Flözes D gesammelte Flora weist neben Häksel folgende Typen auf:

Mariopteris muricata Schloth. sp.	*Calamites undulatus* Sternb.
Cordaites principalis Germ.	*Alethopteris decurrens* Art. sp.
Calamites sp.	

Das Vorkommen von *Lonchopteris rugosa* in Flöz F erlangt dadurch eine erhöhte Bedeutung, daß diese Pflanzenform im Ruhrgebiet nur zwischen Catharina und Zollverein auftritt, aber in den dem Becken von Belgien und Frankreich nahegelegenen linksrheinischen Carbonvorkommen tiefer hinabreicht.

So ist sie bei Aachen noch im Langenberg und Groß-Athwerkhorizont[1]) zu finden. Bei dem unmittelbaren Anstoßen von Rheinpreußen an das Ruhrrevier kann man nicht annehmen, daß die Gattung nennenswert tiefer als Catharina hinuntergeht.

Auch das Auftreten von *Neuropteris callosa* in Flöz G und F dürfte sich ähnlich verhalten, da sie im Ruhrrevier in die Gasflammkohle hinaufgeht.

So spricht auch, abgesehen von allen anderen Gesichtspunkten, der floristische Befund für die Gleichstellung des Flözes H von Rheinpreußen und Catharina.

Es muß noch bemerkt werden, daß Jongmans in seiner Abhandlung von 1918 in Tabelle 27 bei der Vergleichung des limburgischen Carbons mit dem Carbon anderer Gebiete das Flöz H-Rheinpreußen mit Catharina identifiziert und darauf hinweist, daß das Profil von Rheinpreußen sich ausgezeichnet vergleichen läßt mit dem Teil im Peelgebiet und in Süd-Limburg unterhalb des *Lingula*-Niveaus aus Orange-Nassau.

Aus allem ergibt sich, daß die floristischen Verhältnisse von

[1]) Vergl. Gothan-Jongmans in Holzapfel: Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen; Abh., N. F. 66, S. 68, und Westermann: Die Gliederung der Aachener Steinkohlenablagerung. Verh. d. naturh. Ver. d. pr. Rheinl. u. Westf., Bd. 62, 1905, S. 35 usw.

Rheinpreußen in ihren Berührungspunkten mehr nach den östlichen als nach den südwestlichen Gebieten hinneigen.

Herr PAECKELMANN berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Jahres 1923.

Auf Blatt Elberfeld (G. A. 52, 47) wurden die Unter Honseler Schichten und die älteren Lenneschiefer im Süden der Stadt kartiert und damit die Aufnahme des Blattes beendet. Die Abgrenzung der Honseler Schichten gegen die Brandenberg Schichten bereitete einige Schwierigkeiten, weil der »Grenzsandstein« DENCKMANN's nicht mehr hervortritt, vielmehr nur noch in einigen Bänken grobkörnigen, gelblichen Sandsteins mit *Rhynchonella hexatoma, Modiomorpha Waldschmidti* u. a. Zweischalern zu erkennen ist. An der Grenze der Brandenberg-Honseler Schichten liegt die Fauna des Funkloches (vgl. H. SCHMIDT, Jahresber. d. Naturwissensch. Vereins in Elberfeld, 1909, S. 40), für die Spriestersbach (Abhandl. des Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 80, 1915, S. 61) ein Hobräker Alter annahm. Diese Fauna ist ausgezeichnet durch das Fehlen zweifellos mariner Elemente; vorherrschend sind neben *Spirophyton minusculum*, das einzelne Schieferlagen zusammensetzt, kleinen Schnecken und *Carydium*-Arten vor allem dünnschalige Muscheln wie *Modiomorpha, Leptodomus, Sphenotus* und *Orthonota*. Die Fauna besitzt noch den Charakter der älteren Lenneschieferfaunen, das umgebende Gestein ist jedoch schon das der Unteren Honseler Schichten. Stratigraphisch dürfte die Funklochfauna im Niveau des Grenzsandsteins der östlich anschließenden Blätter liegen. Entsprechend der Bedeutung dieses fossilführenden Niveaus sei für die gesamten Vorkommen an der hangenden Grenze der Brandenberg Schichten die Bezeichnung »Funkloch Schichten« eingeführt. Dicht über den Funkloch Schichten beginnt das unterste Rotschieferpaket der Honseler Schichten, das gut zu verfolgen ist, weil es von einer oder mehreren quarzitischen, eisencarbonatreichen Grauwackensandsteinbänken überlagert wird, in denen H. SCHMIDT am Klefkothen bei Elberfeld eine reichhaltige, bereits typisch obermitteldevonische Fauna mit *Spirifer mediotextus, Avicula reticulata, Leptodesma Wupperana* usw. auffand.

Brandenberg Schichten setzten in großer Eintönigkeit die weite Hochfläche im Süden von Elberfeld zusammen. Erst in der äußersten Südostecke des Blattes werden sie am Nordflügel des Remscheider Sattels von älteren Schichten, bis zu den Remscheider Schichten hinab, unterlagert. Mühlenberg Schichten und Hobräker Schichten besitzen hier jedoch, im Gegensatz zum Nachbarblatte Barmen, nur geringe Mächtigkeit, z. T. anscheinend infolge von streichenden Störungen (vgl. A. FUCHS, dieses Jahrb. f. 1915, II, S. 38 ff.); ihre Abgrenzung, vor allem gegen die Brandenberg Schichten, bereitet noch einige Schwierigkeiten.

2. Provinz Westfalen

Nach Ausführung zahlreicher Übersichtbegehungen im östlichen Sauerlande, im Waldeckschen und südlichen Westfalen wurde dann von PAECKELMANN mit der Kartierung des Blattes Brilon (G. A. 53, 38), und zwar mit seiner Nordostecke begonnen. Der größte Teil des Blattes wird vom »Ostsauerländer Hauptsattel« eingenommen, dessen Kern aus jungunterdevonischen und mitteldevonischen Schichten aufgebaut wird. Die Achse des Sattels wird etwa durch die Keratophyre und zugehörigen Tuffe der Bruchhauser Steine und von Bontkirchen bezeichnet. Der Sattel selbst scheint im allgemeinen einfach gebaut zu sein, größere Störungen, insbesondere Überschiebungen dürften fehlen. Starke Transversalschieferung und die große Eintönigkeit der fossilarmen Schieferfolgen erschweren aber im Einzelnen die Klärung außerordentlich.

Der äußerste Norden des Blattes wird vom Briloner Massenkalk-Plateau eingenommen, einem flachen Sattel, dessen Randtektonik noch nicht geklärt ist. Im Südosten von Brilon setzt er gegen Culmtonschiefer ab, anscheinend an einer streichenden Verwerfung, nicht an einer Überschiebung. Im Kern des Briloner Sattels erscheinen bei Brilon »Lenneschiefer«, bei Messinghausen Schalsteine und Diabase des Oberen Mitteldevons. Die letzteren werden anscheinend bei Brilon vertreten durch *Amphipora*-Kalke des Schwelmer Horizontes. Die Hauptmasse des südlichen Briloner Kalkplateaus gehört dem Eskesberger, Dorper und Iberger Kalk an.

Auf dem überkippten Nordflügel des Ostsauerländer Sattels treten zwischen Gutenhagen und Messinghausen über Tentaculiten-Schiefern (am Bilstein mit Goniatiten des Oberen Mitteldevons), die nach dem Hangenden zu kalkig werden, Schalsteine, Mandelsteine und porphyrische Diabase auf, deren Mächtigkeit sehr wechselt. Über dieser Eruptivfacies des Oberen Mitteldevons liegen entweder die plattig-bankigen »Padberger Kalke« HOLZAPFEL's mit Korallen und Crinoiden, oder aber das Briloner Eisensteinlager. Dann folgt allenthalben Kramenzelkalk des Unteren Oberdevons. Am Bilstein und östlich von ihm geht der Kramenzelkalk in Schiefer der Nehdener Schichten über, die entweder von roten Schiefern der Hemberg Schichten oder von grauen Schiefern mit Kalksandsteinen überlagert werden. Südöstlich von Brilon beginnt eine andere Entwicklung des jüngeren Oberdevons; hier gehen die Kramenzelkalke höher hinauf und werden unmittelbar von Fossley der Hemberg Schichten überlagert. Infolge der Überschiebung sind die Profile am Nordflügel des Ostsauerländer Sattels unvollständig. Schalstein, Padberger Kalk und verschiedene Stufen des Oberdevons stoßen unvermittelt gegen Culm im Süden des Briloner Massenkalk-Sattels.

Der zwischen dem Briloner Massenkalk und dem Ostsauerländer Sattel gelegene Culmstreifen wird im wesentlichen von Hangenden Culmtonschiefern, örtlich mit den ersten Grauwackenbänken des »Flözleeren«, eingenommen. Der Kieselkalk-

Horizont kommt darunter nur in einigen schmalen Sätteln zutage. Zwischen Romberg und Höhe 532 ist ein über 1000 m breiter Culmstreifen an nord bis nordnordwestlich streichenden Sprüngen grabenförmig in das Massenkalk-Plateau eingebrochen; die Randstörungen sind auch im südlichen Sattel zu verfolgen, besonders die westliche, die Bilstein und Lied trennt. Die Hangenden Culmtonschiefer nehmen weite Flächen des Grabens ein, doch besitzen auch die Kieselkalke ansehnliche Verbreitung. An der oberen Grenze der Kieselkalke sind die Posidonienschiefer mit Aprather Fauna typisch entwickelt. Unter den Kieselkalken sind nur ganz örtlich tiefste Culmschichten, Lydite und Kieselschiefer mit dunklen Kalkbänken, aufgesattelt. Ein ähnlicher Culmgraben unterbricht den Südrand des Massenkalk-Plateaus im Südosten von Brilon; die östliche Randverwerfung dieses Grabens ist als mächtiger, saiger einfallender Kalkspatgang entwickelt.

Herr QUIRING berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse auf Blatt Siegen.

Die Bearbeitung der Fauna der Siegener Schichten auf Blatt Siegen hat ergeben, daß sich die vorerst der Seifener Fauna DREVERMANN's parallelisierte Fauna von Eisern (Ahe-Fauna) in Herdorfer Schichten am Grimberg und westlich von Niederdielfen in ähnlicher Ausbildung wiederfindet; sie hat daher auf Blatt Siegen stratigraphische Bedeutung und steht der für die Rauhflaserschichten bezeichnenden Gensberg-Fauna gegenüber, die vom Tiefen Kohlenbacher Stollen über den Michelsberg, den Gensberg, die Grube Ameise bis nach Volnsberg hin zu verfolgen ist.

Als weitere charakteristische Fauna der Herdorfer Schichten wurde die Fauna von Obersdorf erkannt, die in graugrünlichen Sandsteinen von der Grube Pfannenberg über die große Rausche, den Dillberg bei Eisern, Obersdorf bis zum Westabhang des Hundsberges bei Feuersbach leitend ist. Über die Zuteilung der am Haborn und im Bereich der Grube Krüger-Transvaal auftretenden Herdorfer Schieferfaunen bestehen noch Zweifel.

Die von DENCKMANN bei Feuersbach als Rauhflaserschichten kartierten Sedimente gehören ihrem Fossilgehalt (Feuersbach-Fauna auf der Linnscheid und östlich des Hundsberges) nach zu den Herdorfer Schichten.

Zu einer faunistischen Gliederung der Siegener Schichten eignen sich *Renssellaeria crassicosta* und *Spirifer primaevus* nicht, da sie durch die ganze Schichtenfolge (Tonschiefer-Schichten, Rauhflaser-Schichten, Herdorfer Schichten) hindurchgehen. Allerdings scheint *Renssellaeria crassicosta* der Litoralfacies der Rauhflaserzeit ausgewichen zu sein. Für die Herdorfer Schichten sind *Tropidoleptus carinatus* und *Renssellaeria strigiceps* (Typus), die noch in die Koblenz-Schichten übergehen, den unteren Schichtengruppen gegenüber leitend.

Die Aufnahme des Blattes Freudenberg hat gezeigt, daß der Siegener Hauptsattel nach Südwesten bis Eutebach im Siegtal

zu verfolgen ist, dann aber eine bedeutende Versetzung nach Nordwesten erfährt.

Die auf den Gruben Thalsbach bei Eiserfeld, Silberwiese bei Oberlahr und Friedrich Wilhelm bei Herdorf von BARSCH und QUIRING im Jahre 1922 angestellten Versuche mit der Drehwage unter Tage haben die Möglichkeit eröffnet, verworfene und unbekannte Gangstücke und Lagerteile von Grubenbauen aus durch Schweremessungen ihrer Lage und Ausdehnung nach zu erkunden.

Herr SCHMIDT berichtet über die »Tiefen Siegener Schichten« des Blattes Wenden.

Die Aufnahmen auf dem Blatte Wenden, im Sommer 1923, haben eine Klärung der stratigraphischen Stellung der von DENCKMANN als »Tiefe Siegener Schichten« bezeichneten und für die ältesten Schichtenglieder des Siegener Unterdevons gehaltenen Schichten gebracht. Es war schon immer eine auffallende, auch von DENCKMANN erkannte Eigentümlichkeit der »Tiefen Siegener Schichten« gewesen, das die mittelste ihrer drei Unterabteilungen eine große petrographische und faunistische Ähnlichkeit mit dem Rauhflaserhorizont des oberen Siegtales hatte. Nachdem im Siegerlande eine Dreigliederung der Siegener Schichten durch HENKE und durch QUIRING erkannt worden war, lag es nahe, — was HENKE und ich auch schon seit Jahren in Erwägung gezogen hatten —, anzunehmen, daß die drei Unterabteilungen der »Tiefen Siegener Schichten« faciell abweichende Äquivalente der in der Umgebung des oberen Siegtales erkannten drei Horizonte der Siegener Schichten sind.

Im Siegtal werden jetzt von den dort arbeitenden Geologen der Geologischen Landesanstalt an großen Abteilungen der Siegener Schichten unterschieden:

3. Herdorfer Schichten bezw. Mildflaserhorizont;
2. Rauhflaserhorizont;
1. Tonschieferhorizont.

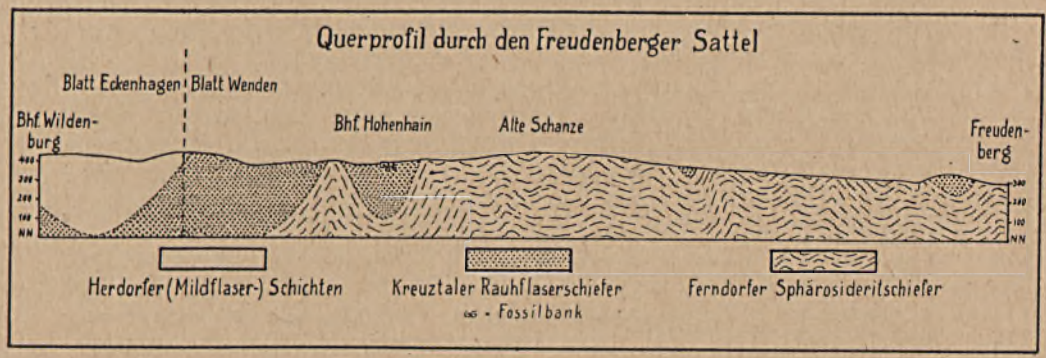
In der Lieferung Nr. 236 der geologischen Karte von Preußen ist von mir bereits der Name »Tiefe Siegener Schichten« fallen gelassen worden, und deren drei Unterabteilungen sind nach den Orten ihrer typischsten Entwicklung benannt worden als:

3. Kredenbacher Schichten;
2. Kreuztaler Rauhflaserschiefer;
1. Ferndorfer Sphärosideritschiefer.

In diesem Sommer glaube ich nun in der weiteren Umgebung von Freudenberg durch Kartierung nachgewiesen zu haben, daß die drei Unterabteilungen der »Tiefen Siegener Schichten« tatsächlich Äquivalente der drei im oberen Siegtal unterschiedenen Horizonte der Siegener Schichten sind. Es sind daher zu parallelisieren:

3. Herdorfer Schichten — Kredenbacher Schichten;
2. Rauhflaserhorizont — Kreuztaler Rauhflaserschiefer;
1. Tonschieferhorizont — Ferndorfer Sphärosideritschiefer;
Liegendes unbekannt — Liegendes wahrscheinlich Gedinneschichten.

Die Identität der drei Unterabteilungen der »Tiefen Siegener Schichten« mit den drei Siegener Horizonten des oberen Siegtales konnte dadurch nachgewiesen werden, daß die auch von DENCKMANN als solche aufgefaßten Ferndorfer Sphärosideritschiefer von Freudenberg im Kern eines großen, dem Siegener Sattel parallelen Sattels liegen und daß auf dem Südflügel dieses Freudenberger Sattels normalere Rauhflaserschichten auf dem Nordflügel aber die als Kreuztaler Rauhflaserschiefer zu bezeichnenden rauhgebänderten Schiefer der mittleren Abteilung der »Tiefen Siegener Schichten« auflagern. Der Freudenberger Sattel zeigt eine Untergliederung in eine Reihe von Spezialsätteln, die in dem beigegebenen Querprofil Figur 000 dargestellt worden sind. Auf dem Südflügel des Freudenberger



Sattels werden die Ferndorfer Sphärosideritschiefer überlagert — beispielsweise am Bahnhof Freudenberg — von grobsandig z. T. auch von vorherrschend feinsandig gebänderten Grauwackenschiefern, die in flachwelliger Faltung bis in die Umgebung von Niederfischbach und Niederndorf anhalten und die an vielen Stellen *Spirifer primaevus* STEIN. und andere Formen des Rauhflaserhorizontes geliefert haben. QUIRING hält die rauhgebänderten Gesteine zwischen Freudenberg und Niederfischbach für Herdorfer Schichten, und zwar für die untere Abteilung dieses Horizontes, die er als Aheschichten bezeichnet (vergl. dies. Jahrbuch f. 1922, Bd. XLIII, S. 96 ff.) und die er auch palaeontologisch glaubt charakterisieren zu können. Dieser Ansicht kann ich mich nicht anschließen, denn abgesehen davon, daß die palaeontologische Begründung der Ahestufe durch QUIRING nach meiner Meinung nicht ausreichend ist, würde zwischen den im Sattelkern liegenden Ferndorfer Sphärosideritschiefern, an deren Äquivalenz mit den Tonschieferhorizont nicht wird gezweifelt werden können, und dem als Herdorfer Schichten anzusprechenden Mildflaserhorizont der Rauhflaserhorizont fehlen, was nicht gut vorstellbar

ist. Tatsache ist jedenfalls, daß sowohl auf dem Nordflügel als auch auf dem Südflügel des Freudenberger Sattels und in den kleinen Mulden innerhalb des spezialgefalteten Sattels über den milden feinschuppig zerfallenden, Grauwacken enthaltenden Tonschiefern der Ferndorfer Sphärosideritschiefer rauhgebänderte Schiefer mit einer armen, Arten des Rauhflaserhorizontes enthaltenden Fauna in normaler Auflagerung folgen. Meine Auffassung ist daher die einfachere, mit den stratigraphischen Verhältnissen im oberen Siegtal übereinstimmende.

Die Klärung der Stratigraphie der »Tiefen Siegener Schichten« ist durch eine erneute geologische Aufnahme, die auf Messung der zahlreichen innerhalb des Freudenberger Sattels vorhandenen Spezialsättel an den guten Bahnaufschlüssen zwischen Freudenberg und Wildenburg fußte, gelungen. An den Böschungen östlich vom Bahnhof Freudenberg sind mehrere flache Spezialsättel des Rauhflaserhorizontes aufgeschlossen. Am Südende des tiefen Bahneinschnittes gleich nördlich vom Bahnhof Freudenberg stehen noch die gleichen rauhgebänderten Schiefer mit südlichem Einfallen an, bald aber folgen mit gleichem Südfallen feinschuppig zerfallende stark zersetzte Tonschiefer mit Bankfolgen von grobkörnigen Grauwacken, die DENCKMANN selbst für Ferndorfer Sphärosideritschiefer gehalten hat. Etwas nördlich von der nördlicheren Überführung der Straße über diesen Einschnitt fallen die Ferndorfer Sphärosideritschiefer aber mit 70—80° nach Norden ein, was zuerst A. FUCHS auf einer gemeinsamen Exkursion erkannt hat. In der nördlichen Hälfte des Einschnittes sind die Aufschlüsse schlecht, aber am Fuße des die Freudenberger evangelische Kirche tragenden Berges ist mir schon lange eine gut aufgeschlossene Mulde rauhgebänderter Gesteine, die ich dem Rauhflaserhorizont zurechnen muß, bekannt gewesen. Dieser Aufschluß liegt gerade dort, wo die südlich an der Kirche vorüberführende Straße in ostwestlicher Richtung auf das Tal trifft.

Die nächsten beiden schon auf Blatt Wenden gelegenen Bahneinschnitte liegen vollständig in den feinschuppigen z. T. deutlich gebänderten Ferndorfer Sphärosideritschiefern, die überall südlich einfallen, aber wechselnde Streichrichtungen zeigen.

Über den Berg 327,4, nordöstlich von dem Freudenberger Kirchberg gelegen, streicht eine gut aufgeschlossene Mulde von Rauhflasergesteinen; gute Aufschlüsse bietet die Böschung der über den zweiten der zuletzt genannten Bahneinschnitte führenden Straße, an der die flach südlich einfallenden rauhgebänderten Tonschiefer und die normale Unterlagerung der weiter gegen Norden spezialgefalteten feinschuppigen Ferndorfer Sphärosideritschiefer klar beobachtet werden kann.

Die weiteren Aufschlüsse an der Bahn sind ungünstig, jedoch bieten die alten Hohlwege z. T. noch allerdings recht lückenhafte Beobachtungsmöglichkeiten. Günstig werden die Aufschlüsse der Bahn erst wieder am Hohenhainer Tunnel und Bahnhof. Die bisher beschriebenen Aufschlüsse zeigen jedenfalls, daß Freudenberg auf Fern-

dorfer Sphärosideritschiefern liegt, in die eine über den Berg 327,4 streichende Mulde des Rauhflaserhorizontes eingefaltet ist und daß die am Bahnhof Freudenberg aufgeschlossenen rauhflaserigen Gesteine die Ferndorfer Sphärosideritschiefer normal überlagern.

Die beiden Voreinschnitte des Hohenhainer Tunnels schließen flachwellig gefaltete Ferndorfer Sphärosideritschiefer auf. Wichtig sind vor allem die Aufschlüsse des westlichen Voreinschnittes, die eine flache Mulde, dem Mundloch zunächst liegend, und einen flachen Sattel in diesen Schichten erkennen lassen. Am äußersten Ende des Voreinschnittes stellen sich bereits nördlich einfallende, also normal auf dem Nordflügel des Voreinschnittsattels folgende rauhflaserige Bänke ein, zwischen denen allerdings noch einige Lager von feinschuppigen Tonschiefern zu beobachten sind. Ich möchte den Rauhflaserhorizont bereits mit diesen rauhflasrigen Bänken beginnen lassen. Quiring legt, sich auf Anschauungen Denckmann's stützend, umgekehrt mehr Wert auf die Tonschiefer und rechnet im oberen Siegtale beispielsweise noch alle Schichten, die reine Tonschiefer enthalten, zum Tonschieferhorizont, Brüderbundstufe Quiring's, während anderseits Fuchs sowohl als Henke ebenso wie ich den Rauhflaserhorizont in der Gegend von Eiserfeld dort beginnen lassen, wo sich die ersten rauhflasrigen oder quarzitischen Bänke mit Crinoidenresten oder *Spirifer primaevus* Stein. einstellen. Tatsächlich ist es so, daß in allen drei Horizonten der Siegener Schichten reinere, z. T. feinschiefrige Tonschiefer vorhanden sind, das Auftreten der besonders charakteristischen rauhflaserigen oder rauhgebänderten Grauwackenschiefer aber ganz vorwiegend auf die Mitte der ganzen Schichtenfolge beschränkt ist.

Der große Anschnitt des Bahnhofs Hohenhain schließt eine Mulde von rauhgebänderten Gesteinen auf, in denen zwei Bänke mit Crinoidenresten und Rauhflaserfossilien liegen; dies ist also sicher eine Mulde des Rauhflaserhorizontes. Hinter dem hochgelegenen Haus an der Böschung des Bahnhofsanschnittes steht eine *Spirifer primaevus* Stein. enthaltende Grauwackenbank an, das genannte Fossil ist auch auf der Nordseite des Bahnhofs gefunden worden. Gegenüber dem von Hühnerkamp herabkommenden Tälchen ist wieder ein Sattel aufgeschlossen, in dessen Kern feinschuppige Tonschiefer mit Grauwacken liegen, die wohl als Ferndorfer Sphärosideritschiefer anzusprechen sind.

Der nächste, auf der nordöstlichen Talseite gelegene Bahneinschnitt liegt in flachwellig gefalteten rauhgebänderten Grauwackenschiefern, denen einige Grauwackenbänke eingeschaltet sind. Am südöstlichen Ende dieses Einschnittes hat eine dickere Grauwackenbank ein Exemplar von *Rennsellaeria crassicosta* C. Koch enthalten, das mir allerdings beim Herausschlagen fortgesprungen ist. Bemerkenswert ist in diesem Einschnitt eine die soeben erwähnte Grauwackenbank im Liegenden begleitende, etwa 25 cm mächtige Lage schwach violett gefärbter feinschuppiger Schiefer, die durch den ganzen Einschnitt zu verfolgen ist. Dieser Einschnitt ist auch deshalb

beachtenswert, weil er in seiner nordwestlichen Hälfte eine kleine Überschiebung aufschließt, die als ein Schulbeispiel dieser Dislokationsform bezeichnet werden kann, denn es sind in der Überschiebungskluft losgerissene Stücke der erwähnten Grauwackenbank mitgeschleppt worden; der Betrag der Überschiebung ist gering, nämlich etwa 2—3 m.

Der nächste Bahneinschnitt hinter dem von Heiligenborn herabkommenden Tälchen ist von besonderer Wichtigkeit. Am östlichen Ende des Einschnittes ist ein flacher Sattel in rauhgebänderten Schiefern aufgeschlossen. Diese Schiefer fallen auf dem Nordflügel sehr flach ein, und es legen sich mit dem gleichen nördlichen Einfallen unmittelbar auf diese rauhen Bänderschiefer plattige, glimmerreiche Sandsteine enthaltende, bröcklig zerfallende Tonschiefer, die durchaus den Charakter der mildflasrigen Grauwackenschiefer bezw. der Herdorfer Schichten haben. Diese Schichten bilden eine flache Mulde in den rauhflasrigen Grauwackenschiefern und sind in dem letzten Einschnitt am Rande des Blattes Wenden gut aufgeschlossen. Die gleichen Schichten sind auch in den auf dem Blatte Eckenhagen folgenden Bahneinschnitten bis zum Bahnhof Wildenburg aufgeschlossen; die milden Tonschiefer dieser Schichtenfolge haben meist eine große Neigung zu kugelschaliger Absonderung. Von der alten Schanze am Blattrande schiebt sich noch ein schmaler Spezialsattel der Rauflaserschiefer gegen Südwesten in die mildflasrigen Gesteine ein. Leider haben sich bisher in diesen als Herdorfer Schichten in der Facies der Mildflaserschiefer angesprochenen Gesteine beweisende Versteinerungen, z. B. *Tropidoleptus carinatus* CONR. oder *Rensselaeria strigiceps* F. RÖM., nicht finden lassen, aber die Herdorfer Schichten werden gegen Nordwesten, wie sich gezeigt hat, immer ärmer an Versteinerungen, so daß eben petrographische Merkmale allein verwertet werden müssen. Diese Herdorfer Schichten bilden eine breite, sich gegen Nordosten auf Blatt Wenden aushebende Mulde, deren größte Breite zwischen Heiligenborn und Wildenburg liegt.

Römershagen selbst liegt bereits wieder auf den rauhgebänderten Gesteinen des Rauhflaserhorizontes, die hier allerdings sehr tiefgründig verwittert und verlehmt sind. Die Bänderstruktur der die Mulde der Herdorfer Gesteine im Norden begrenzenden Rauhflasergesteine ist nur schwer zu erkennen, weil die Schieferung in der Regel mit dem gleichen Fallwinkel wie die Schichten nach Süden einfällt, wodurch eine Beobachtung der sandigen Bänder auf dem Querbruch nur selten möglich wird. In dieser rauhgebänderten Zone, die dem Rauhflaserhorizont gleichzusetzen ist, ist am Nordhang des Löffelberges *Spirifer primaevus* STEIN. und auf dem Köpfchen östlich von Wilhelmsthal eine kleine Fauna mit *Homalonotus* sp. und Brachiopoden, unter denen sich *Spirifer* cf. *primaevus* STEIN. befindet, gefunden worden.

Diese zwischen Römershagen und Dörnscheid hinziehende Zone von rauhgebänderten Schiefern, die dem Rauhflaserhorizont gleichzusetzen ist, wird anscheinend von feingebänderten Tonschiefern mit bankigen, grobkörnigen Grauwackensandsteinen unterlagert. Diese

Gesteine, allerdings auch die oben beschriebenen Rauhflasergesteine zwischen Römershagen und Dörnscheid und die in der Mulde liegenden Herdorfer Schichten (vergl. unten), hat Denckmann auf seinem Blatt Wenden vom Jahre 1917 als $tus_1\alpha$ »Untersten Grenzhorizont der Siegener Schichten« bezeichnet. Nach der älteren Auffassung Denckmann's würde diese Schichtenfolge als Odenspieler Grauwacke bezeichnet werden müssen. Man darf daher in der die Rauhflaserschiefer von Römershagen unterlagernden Schichtenfolge ein Äquivalent des Tonschieferhorizontes des oberen Siegtales bezw. der Ferndorfer Sphärosideritschiefer vermuten.

Nach dieser sich, auf spezielle Neuaufnahmen stützenden Darstellung der stratigraphischen Zusammenhänge zwischen den »Tiefen Siegender Schichten«, die richtiger als nördliche Facies der Siegener Schichten zu benennen wären, mit den Siegener Schichten des oberen Siegtales ergäbe sich, daß der Tonschieferhorizont des oberen Siegtales in nordwestlicher Richtung zunächst in der Gegend von Freudenberg eine bedeutende Faciesänderung erfährt und als Ferndorfer Sphärosideritschiefer ausgebildet ist und daß derselbe Horizont in der Gegend zwischen Römershagen und Rothemühle abermals eine Faciesänderung erfährt. Auch der Rauhflaserhorizont würde nach dieser Deutung gegen Nordwesten eine erhebliche Änderung seiner Facies erleiden. er würde in dieser Richtung milder werden, die rauhen Bänder würden den quarzitischen Charakter ganz verlieren, dafür würden die Bänder häufig grobkörniger werden und würden sich auch etwas reichlicher grobkörnige Grauwackenbänke einstellen. Die Fauna des Rauhflaserhorizontes scheint in der Richtung nach Nordwesten zu verarmen, und es hat den Anschein, als ob *Renssellaeria crassicosta* Koch in der nordwestlichen Facies des Rauhflaserhorizontes häufiger gefunden wird als im oberen Siegtale. Die Herdorfer Schichten endlich, die schon in der Facies des Mildflaserhorizontes eine auffällige Verarmung der Fauna hatten erkennen lassen — in dieser Facies findet sich auf dem größten Teil des Blattes Freudenberg fast ausschließlich *Renssellaeria crassicosta* Koch. — wären in der Gegend von Römershagen anscheinend fossilfrei und daher faunistisch zunächst nicht zu beweisen.

Bei einem Vergleich meines durch die Neuaufnahme gewonnenen Kartenbildes mit dem von A. Denckmann im Jahre 1917 druckfertig eingereichten Blatte Wenden ergibt sich trotz der grundsätzlich abweichenden stratigraphischen und tektonischen Anschauungen Denckmann's dennoch z. T. eine gewisse Übereinstimmung. Die Rauhflaserschiefer zwischen Hohenhain und Freudenberg hat Denckmann als tus_1s, d. h. als die mittlere Zone der Tiefen Siegener Schichten, zusammengefaßt und gibt in der Farbenerklärung an, — wie es auf meiner Karte dargestellt ist —, daß im Südwesten des Blattes Spezialsättel von tus_1g (= Ferndorfer Sphärosideritschiefer) vorhanden sind. Die südöstliche Auflagerungsgrenze der zwischen Wildenburg und Heiligenborn gelegenen Mulde der Herdorfer Schichten gibt Denckmann fast an derselben Stelle an, aber als große streichende Störung.

Weiter nördlich sind dann allerdings die Ergebnisse beider Kartierungen nicht mehr in Einklang zu bringen, da, wie schon erwähnt, DENCKMANN die Herdorfer Schichten der genannten Mulde, die Rauhflaserschiefer von Römershagen und die mit der Odenspieler Grauwacke verglichene nördlichste Facies des Tonschieferhorizontes als $tus_1\alpha$ als arkoseführenden »Untersten Grenzhorizont der Siegener Schichten« zusammengefaßt hat. In der breiten Fläche dieser zusammengefaßten, nicht einheitlichen Schichtenfolge bewirken nur zwischen Rothemühle und Elben zahlreiche Horste der Wildberger Grauwacke eine tektonische Gliederung. DENCKMANN hat, entsprechend seiner abweichenden Auffassung von der Tektonik des Siegerlandes, weder der Hauptfaltung noch der Spezialfaltung der Siegener Schichten des Blattes Wenden die unbedingt notwendige Beachtung geschenkt — das Blatt Wenden DENCKMANN's enthält z. B. nicht ein einziges Fall- und Streichzeichen der Schichten — während ich gerade umgekehrt die Messung aller zu beobachtenden Falten zur Grundlage meiner abweichenden Neuaufnahme gemacht habe.

Herr STACH berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Ochtrup (Westfalen u. Hannover) im Jahre 1923.

1. Durch die Kartierung wurde der Verlauf des Neuenkirchener Endmoränenbogens in der Nordostecke des Blattes Ochtrup festgelegt. Die Lage der Endmoränenbildungen ist insofern von besonderer Wichtigkeit, als aus ihnen durch Wasserwerke das Wasser für die umliegenden Ortschaften sowie der Stadt Rheine gewonnen wird. Die Endmoränenbildungen besitzen hier einen eigenartigen, typischen Charakter. Sie bestehen nämlich nicht wie im allgemeinen aus Blockpackungen, sondern setzen sich aus mehr oder weniger groben Kiesaufschüttungen mit eingelagerten Sanden zusammen. Morphologisch treten sie nur sehr wenig in die Erscheinung. Die Endmoränenhöhen östlich Ohne sind zur Wassergewinnung weniger geeignet, da das Wasser hier durch zahlreiche umliegende eisenhaltige Heidetümpel verunreinigt wird.

2. Die Tektonik der Osthälfte des Blattes Ochtrup ist dahin geklärt worden, daß sich der Ochtruper Sattel bis nach Wettringen hin fortsetzt, was an der Sattelwendung, dem umlaufenden Streichen des Gaultsandsteins vom Rothenberge und des Cenomanrückens zu erkennen ist. Der Ochtruper Sattel taucht östlich Wettringen unter den diluvialen Talsand. Die Sattelachse ist WNW—OSO gerichtet.

Herr MESTWERDT berichtet über wissenschaftliche Ergebnisse bei den Aufnahmen auf Blatt Borgholzhausen im Jahre 1923.

Die Anschauung von einer Verkümmerung der Trias nach den westlichen Grenzgebieten zu findet eine Stütze in der Beobachtung, daß am nordwestlichen Teutoburger Walde der Untere Muschelkalk sowohl an Mächtigkeit wie auch an Festigkeit der Gesteine langsam

abnimmt. Die Mächtigkeit geht allmählich auf einen Betrag von weniger als hundert Metern zurück, gleichzeitig weichen die Kalkbänke in gewissen Stufen einer mehr mergeligen Entwicklung. Besonders auffällig aber ist das Auftreten roter Gesteine innerhalb des Unteren Muschelkalks am Osning. In Wichlinghausen liegen 20 m über der Rötgrenze rote Kalkschiefer innerhalb gewöhnlicher Wellenkalke noch unterhalb der Zone der Oolithbänke. Nun habe ich früher schon am Neuenkirchener Berge gleichfalls rote Schichten beobachtet, die ich damals als »feste, rote drusige, fast Rauchwacke-ähnliche Mergel« dem Mittleren Muschelkalk zurechnete. Es kann aber jetzt keinem Zweifel unterliegen, daß diese Schichten tatsächlich noch zum Wellenkalk gehören, und zwar noch in das Liegende der Terebratelzone. So haben wir also im Unteren Muschelkalk zwei Horizonte mit roten Schichten. Von den Zonen fester Bänke im Wellenkalk bleibt die Zone der Oolithbänke mit ihren gelben Zwischenschichten am Osning ziemlich unverändert, die Terebratelzone büßt bei Borgholzhausen den Knorpelkalk ganz ein und wird eigentlich nur durch festere Wellenkalke vertreten.

Im Mittleren Muschelkalk lassen sich gleichfalls rote Einlagerungen zwischen Borgholzhausen und Bielefeld immer wieder beobachten. Seine Hangendgrenze zum Trochitenkalk ist insofern unscharf, als hier Bänke von einer Gesteinsbeschaffenheit, die sie dem Mittleren Muschelkalk zuweisen könnten, schon Trochiten enthalten. Ebenso treten übrigens Trochiten mindestens noch 8 m oberhalb des massigen Trochitenkalks in den Ceratitenschichten auf.

Die Aufschlüsse im Keuper sind dürftig, immerhin läßt sich der Untere Keuper an grauen und roten Mergeln mit roten Sandsteinen und dolomitischen Kalken erkennen, während vom Mittleren Keuper die unteren Bunten Mergel mit dem Schilfsandstein darüber nachweisbar sind.

Lias und Dogger sind wohl in lückenloser Entwicklung da, aber infolge tektonischer Vorgänge oft in einzelne Abschnitte zerstückelt. Bemerkenswert ist, daß die Facies des Cornbrash, wie sie vom Wiehengebirge bekannt ist, nach dem Osning auf einen kurzen, auf die Umgebung von Wellingholzhausen beschränkten Abschnitt übergreift, während sonst am Osning wohl eine geringe Kalkbank mit *Pseudomonotis echinata* SOW. in dieser Stufe beobachtet worden ist.

Der Malm ist am Sundern bei Borgholzhausen von der tiefsten Stufe bis zur Überlagerung durch Wealden vorhanden. Die Heersumer Schichten sind an gut erhaltenen Versteinerungen nachweisbar. Sie werden von wenigen Metern heller Sandsteine mit Kohlenschmitzen überlagert. Diese Sandsteine bilden auch den Gipfel des Beutling bei Wellingholzhausen, wo sie v. DECHEN als Sandsteine der Unteren Kreide deutete. DÜTTING rechnete sie zu den Heersumer Schichten, und ich selbst stellte sie in den Hangendteil dieser Schichten, indem ich sie mit SCHLUNCK's »Sandsteinfacies des Oberen Jura« bei Lübbecke verglich. Vorübergehend habe ich die Sandsteine als solche des Wealden aufgefaßt. In einem neuen Steinbruch am Gipfel des Beut-

lings sah ich jetzt einen kleinen Rest roter Tone des Kimmeridge auf dem Sandstein liegen, und somit ist die Frage des Beutling-Sandsteins endgültig gelöst. Dieser Sandstein ist also eine Vertretung des Oberen Oxford oder des Korallenooliths, den wir in seiner hannoverschen Entwicklung am Teutoburger Walde nur zwischen Horn und Örlinghausen kennen. Im Bielefelder Abschnitt und weiter nach NW zu haben wir dann die Sandsteinfacies vor uns, wie ebenso am Wiehengebirge bald westlich der Porta. Es liegt hier im Westen also die Küstenzone des in östlicher und südöstlicher Richtung sich vertiefenden Meeresarmes der Oberen Oxfordzeit. Im Kimmeridge hat das Meer wieder etwas an Ausdehnung gewonnen, die in der Mittelstufe ihr Höchstmaß erreichte. Bei Dornberg (Blatt Halle i. W.) beträgt die Mächtigkeit des Kimmeridge 11—12 m und läßt trotz dieses geringen Betrages eine deutliche Dreigliederung erkennen, nämlich in eine Unterstufe mit feinsandigem, glaukonitischem Gestein, in eine Mittelstufe mit glaukonitischen, versteinerungsreichen Kalken und in eine Oberstufe mit grauen und roten Mergeln, die in einem Nachbaraufschluß auch rote Sandsteine enthalten. Auf Blatt Borgholzhausen sind glaukonitische Kalke bisher nicht beobachtet worden, vielmehr scheint der ganze Kimmeridge aus grauen und bunten Mergeln mit dunkelroten Sandsteinplatten zu bestehen, die insgesamt eine weit größere Mächtigkeit erlangen als bei Dornberg.

Darüber folgen dann die aus graublauen, oolithischen Kalksteinen und Mergelzwischenlagen bestehenden Gigas-Schichten mit *Olcostephanus gigas* v. ZIET. selbst. Kalkgerölle, unter denen bei Dornberg und Bielefeld auch solche von Triasgesteinen vorkommen, treten hier ganz zurück. Im Oberen Portland sind eigentliche Münder Mergel anscheinend nur schwach entwickelt, stärker dagegen der Serpulit.

Auf Wealdenkohle sind am Neuenkirchener Berge in den letzten Jahren wieder Schurfschächte angesetzt. Die Flöze liegen hier an der Grenze von Unterem und Oberem Wealden; ersterer enthält Sandsteinlagen, die bei der Oberstufe ganz zurücktreten.

Von der marinen Unteren Kreide ist bemerkenswert, daß der gewohnte Hauptrücken des Teutoburger Waldes aus Osningsandstein auf Blatt Borgholzhausen fehlt. Dies läßt sich wohl nicht ausschließlich auf tektonische Vorgänge zurückführen, vielmehr scheinen die Sandsteine hier streckenweise einer tonreicheren Facies von überdies geringerer Mächtigkeit Platz zu machen. Im übrigen sind die Stufen auch der Oberen Kreide bis zum Emscher wohl entwickelt. Bemerkenswert ist die schon durch SCHLOENBACH näher bekannt gewordene Grünsandzone in den Scaphitenschichten von Rothenfelde. Es sind mehrere Gründsandlagen vorhanden, die in ihrer Mächtigkeit erheblich schwanken und sich auch seitlich stark verändern. Daher lassen sich die einzelnen Bänke zumal bei der Waldbedeckung nicht kartographisch festlegen, vielmehr wurde die Schichtengruppe, in der die Gründsandlagen zwischen den Plänermassen auftreten, als Hangendstufe der Scaphitenschichten zusammengefaßt. Toneisensteingerölle im Grünsand besonders der Johannis-Egge bei Borgholzhausen weisen auf

Zerstörung von Schichten der Unteren Kreide oder auch des Jura hin. Den Ursprung der Gerölle möchte ich nördlich von unserm Gebiete suchen, denn im Süden, in der Münsterschen Bucht, ist heute noch eine geschlossene Folge der Kreideschichten vorhanden. Im Norden dagegen nicht, dort haben wir beispielsweise zwischen dem Senon von Haldem und Lemförde und seinem Liegenden eine große Schichtlücke, die auf eine Heraushebung des nördlich vom Teutoburger Walde liegenden Gebietes zurückzuführen ist. Diese Hebung findet in der Piesberg-Pyrmonter Achse ihren sinnfälligsten Ausdruck. Man hat das Alter dieser Hebungszone bekanntlich in die älteste Tertiärzeit verlegt. Aber schon zur Scaphitenzeit waren Untere Kreide und auch Jura soweit gehoben und freigelegt, daß von ihren Geoden Brocken dem Grünsand bei Borgholzhausen zugeführt werden konnten.

Die Schichten des obersten Turon mit *Inoceramus Schloenbachi* sind als mächtige Mergel mit Kalkbänken entwickelt und streichen am Südhang des Osning zwischen Borgholzhausen und Hilter in breiten Flächen zutage aus. Der Emscher überlagert anscheinend normal das Turon.

Herr Mestwerdt berichtet über Blatt Halle. Die Auf-Aufnahme von Blatt Halle i. Westf. (G. A. 40, 55) wurde mit einer Gliederung der Diluvialbildungen auf der Südseite des Teutoburger Waldes beendet. Während einer gewissen Stillstandslage des Eises an den Gebirgsketten breiteten die Schmelzwässer große Sandmassen nach Süden hin aus. Der Sand bildet freilich heute nur noch einen schmalen Saum von etwa 1 km Breite am Fuß des Gebirgszuges, die ursprüngliche Sandaufschüttung samt der eingeschlossenen Grundmoräne ist nämlich noch während des Rückzuges der vorletzten Vereisung größtenteils eingeebnet (Einebnungsstufe das). Hiervon lassen sich mehrere Kilometer ab vom Gebirge nahezu ebene Sandflächen (das) recht gut abtrennen, deren Entstehung zur letzten Eiszeit erfolgt sein dürfte.

Über die Tiefbohrung Ibbenbüren IV (Bl. Tecklenburg, G. A. 39, 45) berichten die Herren Gothan und Haack: Wichtige Ergebnisse zeitigte die fiskalische Tiefbohrung »Ibbenbüren IV«, die am Südrande der Bergplatte in den ältesten ausstreichenden Schichten 300 m südlich Oeynhausen-Schacht angesetzt, eine Teufe von 1280 m und damit in dieser Gegend bisher völlig unbekannte flözführende Teile des Steinkohlengebirges erreichte. Die von den Herren Gothan und Haack bearbeitete Bohrung, über die eingehendere Mitteilungen an anderer Stelle erscheinen sollen[1]), ergab nicht nur eine gute Ausbeute an Pflanzenresten, sondern auch — und das ist für das Osnabrücker Carbon neu — nicht wenige Süßwasser-Zweischaler, die sich aber erst von 777 m Teufe ab einstellen und nach unten hin an Häufigkeit stark zunehmen, was aber für den Vergleich dieser isolierten Carbonvor-

[1]) s. »Glückauf« 60, 1924, S. 535 ff.

kommen mit dem Ruhrbecken von ganz besonderer Bedeutung ist, außerdem noch bei 731—735 m Teufe einen marinen Horizont.

Die naheliegende Vermutung, daß es sich um das jüngste der im Ruhrcarbon bekannten marinen Niveaus handele und man somit schon weit in die Gasflammkohlen-Partie hineingekommen wäre, wird aber durch die Untersuchung der Pflanzenreste durch Herrn GOTHAN nicht bestätigt:

Es zeigte sich, daß charakteristische Ibbenbüren-Piesberger Formen wie *Neuropteris Scheuchzeri, Linopteris Münsteri* (auch *Calamites rugosus, Sphenopteris Crepini,* die aber seltener sind), nicht unterhalb des marinen Horizontes vorkommen, sondern erst über demselben beginnen. Eine Anzahl anderer Formen wie *Neuropteris tenuifolia, Sphenophyllum emarginatum, Neuropteris rarinervis, Mariopteris Sauveuri* usw. kommen ebensowohl tiefer vor und die gesperrten beiden sind ja auch in der Gasflammkohle des Ruhrreviers Leitformen. Um die Pflanzenführung der oberen Gasflammkohle des Ruhrreviers genauer kennen zu lernen, wurden an Ort und Stelle auf mehreren Zechen Aufsammlungen gemacht, die eine ganze Anzahl von Pflanzen sowohl über als unter dem Ägirnivo zutage förderten. Die oben erwähnte *Neuropteris rarinervis* ist noch nicht gefunden worden, dagegen einige wenige Exemplare des *Sphenophyllum emarginatum* auf Z. Baldur (unter Ägir!). In den Schichten über Ägir wurden die oben genannten beiden Arten der Ibbenbüren-Piesberger Flora nicht gefunden (*N. Scheuchzeri* und *Lin. Münsteri*), die in Ibbenbüren bezw. am Piesberg so gemein sind (auch in der Bohrung). Die vertretene Ansicht des bedeutenden vertikalen Abstands zwischen dem Ägir-Nivo und dem Ibbenbürener Nivo, das als Neptun-Horizont bezeichnet werden soll, bleibt daher richtig.

Die Mehrzahl der im Neptun-Horizont gefundenen tierischen Versteinerungen, unter denen *Nuculana attenuata* FLEMING nicht selten ist, hat keinen stratigraphischen Wert. Goniatiten wurden leider nicht gefunden, obwohl die Facies die gleiche ist wie die des Ägir-Horizontes, ebensowenig die in diesem so häufige *Productus*-Art, die KUKUK als *Pr. semireticulatus* ansieht, dafür jedoch die kleine Klappe einer anderen Art, die wahrscheinlich der Untergattung »*Pustula*« THOMAS angehört, aber sich nicht mit einer bekannten Form identifizieren ließ. Da diese andererseits im Ägir-Horizont nicht gefunden ist, scheinen sich die Altersunterschiede doch auszuprägen. Die Süßwasser-Zweischaler, deren vertikale Verbreitung im rheinisch-westfälischen Carbon noch so wenig untersucht ist, können nicht zur Beweisführung dienen. Deutlich ist nur, daß manche Arten und Gattungen bei uns entschieden höher im Profil hinaufreichen als in Nordfrankreich, wo ihre Verbreitung durch PRUVOST gut bekannt geworden ist.

Die Bohrung »Ibbenbüren IV« hat nun ferner noch dadurch eine große Bedeutung, daß sie das gegenseitige Altersverhältnis der Osnabrücker Vorkommen festzulegen und schließlich die mindeste Gesamtmächtigkeit zu errechnen gestattet. Die Gesteine des Piesberges und ebenso die 17 km davon entfernten Tiefbohrungen »Limbergen

I und II« zeigen so erhebliche Unterschiede gegenüber denen Ibbenbürens und des Hüggels, und die Flöze lassen sich so wenig parallelisieren, daß sie nicht gleichaltrig sein können, vielmehr entweder älter oder jünger sein müssen. Da nun die neue Bohrung die Gasflammkohlenpartie erreichte, ohne derartige Gesteine zu durchteufen und die Piesberg-Ibbenbürener Flora wesentlich bei der marinen Schicht aufhört, so muß man den Schluß ziehen, daß die Piesberg-Schichten jünger sind, obwohl ältere Floren-Untersuchungen keinen Anhaltspunkt dafür ergaben.

Eine intensivere Beschäftigung mit der Piesberger und Ibbenbürener Flora auf Grund der Durchsicht auch auswärtiger Sammlungen (Göttingen, Clausthal) hat dies aber Herrn Gothan doch ermöglicht. Die im ganzen vorhandene Einheitlichkeit beider Floren ist bekannt. Beim Piesberg fällt aber gegenüber Ibbenbüren auf:

1. Das Zurücktreten der bei Ibbenbüren viel zahlreicheren Mariopteriden.
2. Das Fehlen der bei Ibbenbüren noch zahlreichen normalen *Neuropteris gigantea* (nur einige kleinblättrige »*N. Schützei*«-artige Stücke kommen vor).
3. Die relative Häufigkeit von *Neuropteris ovata* (und *Cyclopt. lacerata* Heer) am Piesberg; deren Fehlen bei Ibbenbüren.
4. Hervortreten von »Ottweiler Formen« am Piesberg *(Pecopteris unita, Equisetites zeaeformis, Annularia stellata)*.

Daraus kann man nur auf ein jüngeres Alter der Piesbergflora gegenüber der Ibbenbürener schließen.

Sind die aus dem petrographischen und dem floristischen Verhalten gezogenen Schlüsse aber richtig, so ergibt sich weiter, daß die gesamten durch Bergbau und Bohrungen erschlossenen Steinkohlen-Schichten vom Osnabrücker Florentypus eine Mindest-Gesamtmächtigkeit von 2440 m besitzen. Diese mächtige Schichtenfolge wird aber durch zwei flözleere Mittel unterbrochen, deren eines durch rote Farben ausgezeichnet ist. Unter ihr sind dann durch die genannte Bohrung noch 545 m Schichten mit Gasflammkohlenflora, im ganzen also gegen 3000 m, erschlossen worden. Endlich macht der Umstand, daß die Tiefbohrung Ibbenbüren IV trotz der Nähe der südlichen Randverwerfung ebensowenig wie die nahe der nördlichen stehende ältere Tiefbohrung Mettingen, jüngere Schichten unter dem Carbon erbohrte, es wahrscheinlich, daß diese Verwerfungen nicht, wie Haarmann will, bergwärts einfallen, sondern entweder saiger stehen oder vom Gebirge abfallen.

3. Provinz Hessen-Nassau

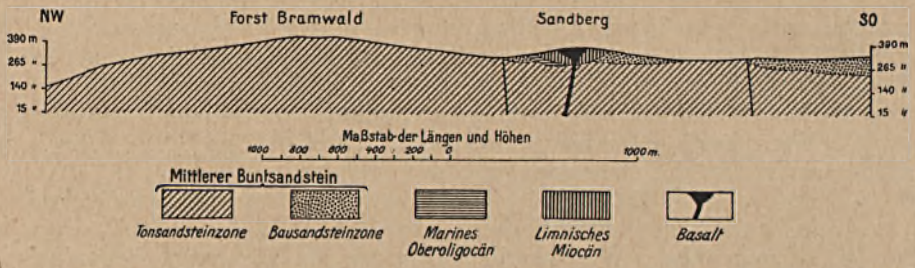
Herr O. v. Linstow berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Ödelsheim (G. A. 55, 26) und Hofgeismar (G. A. 55, 31) im Sommer 1922.

Von Blatt Ödelsheim wurden etwa die östlichen $^2/_3$ aufgenommen. In tektonischer Beziehung sind zwei Gebiete von Bedeutung, einmal

der Südosten des Blattes, sodann die Gegend um Heisebeck und Fürstenhagen.

Das erste Gebiet ist dadurch ausgezeichnet, daß hier der Mittlere Buntsandstein treppenförmig nach Osten in zwei Partien abgesunken ist; die Verwerfungen selbst streichen von Südwesten nach Nordosten.

Der auf dem nördlichen Block zugleich von einem Kranz von marinem Oberoligocän und Miocän umgebene Sandberg besteht an seiner Kuppe aus Basalt. Sein Vorkommen und seine Lage zu den beiden eben erwähnten Verwerfungen zeigt, daß er nicht auf einer Spalte oder sonstigen Störung emporgedrungen ist, und wenn man ihm ein untermiocänes Alter zuweist, könnten die beiden Verwerfungen wohl ein jungmiocänes Alter besitzen, falls sie nicht noch jünger sind.



Die Gegend um Fürstenhagen und Heisebeck stellt einen gewaltigen Einbruch der Bausandsteinzone (sm_2) in die Tonsandsteinzone (sm_1) dar, bei der mehreres bemerkenswert ist. Einmal verlaufen die Verwerfungen, die die beiden Zonen des Mittleren Buntsandsteins trennen, nicht geradlinig oder in Kurven, sondern besitzen einen ausgesprochen schiefwinkligen oder zickzackförmigen Verlauf.

Sodann grenzen die beiden Stufen des Buntsandsteins nicht überall mit Verwerfungen aneinander, sondern nachgewiesenermaßen nur im Westen und Norden des Gebietes. Wie sich die Verhältnisse im Osten gestalten, bleibt zunächst unklar, da hier schon Teile des anstoßenden Blattes Dransfeld in Betracht kommen, auf dem die beiden Stufen nicht getrennt sind. Aber sicher ist, daß im Süden die beiden Stufen des Buntsandsteins nicht durch Verwerfungen getrennt sind, sondern konkordant ineinander übergehen. Die ganze, mehrere Geviertkilometer ausmachende Scholle »hängt« also sozusagen noch im Süden des Gebietes.

Ob dieser Einbruch durch Auslaugung von Zechsteinsalzen im Untergrund bedingt ist, oder umgekehrt die Verwerfungen Anlaß zur Auslaugung gegeben haben, ist unbekannt.

Im Jahre 1898 wurde von der Firma Thumann in Halle eine Tiefbohrung auf Kali etwa 1 km östlich von Ödelsheim angesetzt, und zwar in der Tonsandsteinzone (sm_1). Die größte erreichte Tiefe betrug 600,80 m, doch stand die Bohrung noch im quarzitischen Sandstein wohl des Unteren Buntsandsteins. Bei etwa 400 m unter Tage wurde auffallenderweise ein Anhydritkern gezogen. Salz wurde nicht angetroffen.

Auch der Basalt des Staufenberges, der z. T. von einem recht mächtigen Tuffmantel umgeben ist, setzt nicht auf einer Störung auf. Der ungeschichtete Trockentuff, der am besten im Südwesten der Kuppe entwickelt ist, enthält zahlreiche Einschlüsse von Buntsandstein. Diese können Kopfgröße erreichen und bestehen allzumeist aus Tonsandstein (sm_1), vereinzelt auch aus Bausandstein (sm_2). Daneben beobachtet man in ihm Lapilli und Bomben von Basalt, Einschlüsse von feinkörnigem Quarz, sericitischem Tonschiefer u. a. m.

Von Blatt Hofgeismar wurde etwa das südöstliche Achtel aufgenommen.

Vom Buntsandstein wurde hier Röt (so) und die Bausandsteinzone (sm_2) nachgewiesen. Ersterer, im Gebiet wohl stets kalkhaltig entwickelt, ist durch das Auftreten kalkliebender Pflanzen, wie *Gentiana ciliata, Centaurea scabiosa* u. a. ausgezeichnet.

Von Tertiär wurden festgestellt: Süßwassersande mit ausgedehnten Lagen von Braunkohlenquarziten, marines Oberoligocän, Septarienton, schließlich weit verbreitete Lager von Brauneisensteinen, deren genaues Alter noch unsicher ist. Als Denudationsreste treten stellenweise, so nordöstlich von Burguffeln, Milchquarze auf.

Südöstlich von Mariendorf ist ein Bruch erschlossen, in dem $4^1/_2$ m ziemlich söhlig lagerndes marines Oberoligocän diskordant auf Bausandsteinen ruht, dessen Bänke mit 15—20° nach Süden zu einfallen.

Der Lendenhäuser Berg, nördlich von Immenhausen, besteht z. T. (Kuppe und südöstlicher Abhang) aus fossilarmen Eisensteinen. Nordöstlich von Immenhausen, am Mühlen-Berg, zeigt ein Bruch folgendes Profil:

6	m	Braunkohlenquarzite
7	»	weißer Quarzsand
0,3—0,4	»	durch Braunkohle schwarz gefärbter Ton
3,5	»	weißer Quarzsand mit Wasser.

Von diluvialen Bildungen ist der Löß wichtig, der in der unmittelbar nordwestlich von Immenhausen befindlichen Ziegelei in 8—10 m Stärke entwickelt ist.

Ein kleiner Tuffschlot mit Breccie tritt knapp 1 km nordwestlich von Immenhausen auf, ein Nord-Süd streichender, kaum 100 m langer Basaltgang ist südwestlich von Immenhausen zu sehen, unmittelbar östlich der Bahn.

Herr Blanckenhorn berichtet über wissenschaftliche Ergebnisse bei der geologischen Aufnahme des Blattes Schrecksbach-Bernsburg und des östlichen Teils von Neustadt-Arnshain bis zum Wieratal 1920 und 1921.

Das zu besprechende Gebiet aus der Grenzregion des hessen-nassauischen Regierungsbezirks Cassel und der hessen-darmstädtischen Provinz Oberhessen gehört zum Flußgebiet der (mittleren) Schwalm, dem südlichen Hauptzufluß der Eder, und wird begrenzt: im Norden von dem Ziegenhainer Becken, im Westen von dem Neustadter Becken an der Wiera, im Süden von Blatt Alsfeld an der oberen Schwalm

und im Osten von Blatt Neukirchen mit dem Südende des Knüllgebirges.

An der Zusammensetzung der Oberfläche beteiligen sich folgende geologische Formationsstufen: Culm oder Untercarbon, Unterer und Mittlerer Buntsandstein, Unteroligocän, Mitteloligocän, Miocän, Basalte, Pliocän, Diluvium und Alluvium.

Culm. Der Culm tritt in 4 kleinen Flecken auf hessen-darmstädtischem Gebiet (im und nahe dem Antrefftal am Dammerhof und nordöstlich Ruhlkirchen) zerstreut an die Oberfläche in Gestalt von buntfarbigen Tonschiefern oder harten groben Grauwacken mit Gangtrümern von Schwerspat und Quarz.

Unterer Buntsandstein. Dicht neben diesen Resten des paläozoischen Grundgebirges trifft man an 5 Punkten auch kleine Partien der untersten Buntsandsteinablagerung (su_1), der roten Bröckelschieferletten.

Im übrigen wird die Südwestecke des Blattes Schrecksbach und die südöstliche des Blattes Neustadt-Arnshain wesentlich von der folgenden mächtigen Abteilung des feinkörnigen Unteren Buntsandsteins (su_2) eingenommen.

Mittlerer Buntsandstein. Mit den ersten grobkörnigen Bänken beginnt der Mittlere Buntsandstein, in dem man nach der Gesteinsbeschaffenheit und den eingeschlossenen Leitfossilien zwei größere Abteilungen unterscheiden kann. Die Leitform der unteren Stufe des Hauptbuntsandsteins oder Gervilleiensandsteins (sm^1) ist *Gervilleia Murchisoni* GEIN., die hier wie in allen anstoßenden Blättern, Alsfeld, Neukirchen, Schwarzenborn, Ziegenhain, Gilserberg, vorkommt, freilich nur immer in der Facies feinkörniger, harter, quarzitischer, schiefriger, ebenflächiger Sandsteinbänke. Diese sind aber nichts weniger als gleichmäßig verbreitet. Gerade innerhalb der Stufe sm^1 vollzieht sich ein mehrfacher und unregelmäßiger Wechsel von grob- und feinkörnigem Sandstein, Sand und roten und graugrünen sandigen Lettenlagen. Manchmal lassen sich vier Horizonte übereinander unterscheiden: ein tiefer, sehr grobkörniger, fossilleer; darüber der erste feinkörnige rötliche oder bunte lettenreiche, relativ beständige, oft mächtige untere Gervilleienhorizont mit Fließwulsten und Netzleisten auf den Unterseiten, Wellenfurchen und Tondüten auf den Oberseiten der Schichtflächen, im Innern und auf den Schichten, gespickt mit Abdrücken und Steinkernen von Gervilleien. Wo die Sandsteinbänke weich und mürbe ausgebildet sind, erscheinen sie stets petrefaktenleer. An der Basis dieses Horizonts traf ich im Norden von Schönberg noch eine Lage weißer, feinkörniger Platten mit Steinkernen einer andern rundlichen Muschel von 5 mm im Durchmesser, die in ihrer Form an Tellinen, Lucinen oder an *Myophoria orbicularis* GOLDF. sp. erinnert, aber flacher als letztere ist. Unter dem ersten wichtigeren Gervilleienhorizont folgt wieder ein mittel- bis grobkörniger, mürber, weißer Sandstein oder loser Sand, der dem »Stubensand« DENCKMANN's auf Blatt Gilserberg entspricht, endlich noch ein unbeständiger, lokal (auf östliche Teile des Blattes Schrecksbach) beschränkter oberer Ger-

villeienhorizont, an dessen Stelle sonst licht gelbweiße, mürbe Sandsteine ohne Fossilien treten, die petrographisch und kartographisch schwer von der folgenden Buntsandsteinabteilung, der Bausandsteinzone sm^2, zu trennen sind.

Letztere ist im ganzen gleichmäßig grobkörnig ausgebildet und führt schon an ihrer Basisregion ein neues Leitfossil, die von mir *Arenicoloides lunaeformis* genannten Wurmspuren, kurze tiefe Furchen auf den Schichtoberseiten und entsprechende gerade Wulste auf den Schichtunterseiten. Sie sind namentlich in der Gegend des Zusammentreffens der Blätter Ziegenhain, Schrecksbach und Neustadt außerordentlich verbreitet und helfen sehr bei der Abscheidung der Bausandsteinzone nach unten.

Unteroligocän. Die geologischen Aufnahmen auf Blatt Neustadt sowie einige neuere Tiefbohrungen der Gewerkschaft Frielendorf im Ohetal auf Blatt Ziegenhain haben in diesem Jahre mit fast unumstößlicher Gewißheit ergeben, daß der mitteloligocäne marine Septarienton nicht, wie zuletzt geglaubt wurde, die älteste Tertiärablagerung im Schwalmgebiet ist, sondern auch hier noch ebenso wie in der Casseler Gegend von älteren Süßwassergebilden, wohl gekennzeichnet durch Fossilien, unterlagert wird, dem Unteroligocän, dem bekanntlich in der Gegend von Lichtenau, Kaufungen, Möncheberg, Wilhelmshöhe eine größere Rolle als kohleführende Stufe zufällt. Ihm dürfte auch das kohlehaltige Tertiär der Becken von Gombeth-Borken-Arnsbach-Trockenerfurth-Haarhausen-Zimmersrode-Dillich auf den Blättern Borken und Ziegenhain angehören, d. h. also ähnlich wie bei Cassel das nicht von Basalt bedeckte Tertiär der tiefen Täler und Ebenen.

Auf Blatt Schrecksbach, wo der Septarienton oder auch marines Oberoligocän bis jetzt nicht sicher nachgewiesen wurden, ist das relative Alter der mitteltertiären Süßwasserbildungen am unteren Steina- und Antrefftal noch nicht ganz gesichert, doch sprechen auch hier einige Umstände, wie Ähnlichkeit der Lageverhältnisse, Gesteinsbeschaffenheit und fossile Fauna, für ein gleiches (d. h. unteroligocänes) Alter wie bei Zimmersrode und Neustadt.

Im Neustadter Becken spielt das Unteroligocän eine größere Rolle und liegen die Verhältnisse klarer. Das Unteroligocän setzt sich dort zusammen aus einer unteren gemischten, vorzugsweise tonigen Schichtengruppe mit schwachen Kohlenflözchen und Linsen von ockrigem Ton- und quarzitischem Kiesel-Eisenstein, beide voller Schneckenreste und einer oberen sandigen mit Sandstein- und Quarzitverfestigungen. Beide Teile nehmen aber deutlich tiefere Lagen im Terrain ein als der Septarienton, der als Wall den Südost- und Südrand des Beckens bezeichnet und weiterhin von den letzten Nordwest-Ausläufern des Vogelsbergbasalts direkt überdeckt wird.

Mitteloligocän. Der jetzt auf den Südostrand des Neustadter Tertiärbeckens beschränkte und dort bis zum Hochplateau ansteigende Septarienton wurde ursprünglich auch im Grunde des Beckens über dem dort jetzt zutage tretenden Unteroligocän ausgebreitet, ist aber von da später abgetragen worden nach erfolgter Anzapfung durch den

relativ jungen, tief in den Buntsandstein eingegrabenen Wierabach. Die Verbindung mit dem Septarienton des Ziegenhainer Beckens fand ehemals über das heutige Hochplateau des Willingshauser und Wasenberger Forstes statt. Der Septarienton enthält nicht nur einzelne charakteristische große Kalkseptarien, sondern auch Schalenreste von *Cytherea incrassata* SOW., *Nucula* und *Buccinum cassidaria* BRONN.

Mitteloligocäner Melanienton mit der Leitform *Melania horrida*, der auf den Blättern Ziegenhain und Borken einige Verbreitung hat, wurde auf Blatt Neustadt bis jetzt ebensowenig beobachtet wie oberoligocäner mariner Grünsand.

Miocän. Erhebliche Schwierigkeiten bietet, wie überall in Hessen, die Abtrennung der miocänen Süßwasserschichten von den oligocänen, zumal auf Blatt Schrecksbach, wo der mitteloligocäne marine Septarienton an der Oberfläche fast ganz fehlt. Das betrifft namentlich die Sande mit Quarziten, die auf genanntem Blatt eine ungewöhnliche Verbreitung besitzen und aus den Talrändern bis zu beträchtlichen Höhen emporsteigen. So reiht sich auf den Abhängen östlich Merzhausen in nordsüdlicher Richtung weithin ein Quarzitsteinbruch an den anderen mit durchgehenden 1—7 m starken Quarzitlagern.

Den Abschluß der Miocänsedimente bildet auf diesen Höhen (ebenso wie im südlichen Teil des Ziegenhainer Beckens) eine Schicht aus groben, wohlgerundeten Geröllen von Buntsandstein und Quarzit, überdeckt von Enstatitdolerit. Das Vorhandensein solcher hochgelegenen Plateauschotter spricht für die Annahme starker Flußerosion vor dem Erguß der Basaltdecken unter ganz anderen Oberflächenverhältnissen als sie heute herrschen.

Pliocän. Eine jüngere, tiefere Flußterrasse bilden die von DENCKMANN so genannten Lendorfer Schichten, sehr eisenreiche Schotter des Schwalmtals, die sich vom Blatt Alsfeld bis Blatt Borken und Homburg a. Efze verfolgen lassen. Der hohe Gehalt an Eisen- und Tonerdehydraten dieser ziegel- bis braunroten Terrassenabsätze hängt mit der eigenartigen Gesteinsverwitterung und Bodenbildung unter besonderem Klima jener oberpliocän-unterdiluvialen Zeit zusammen. Die in den Ockerschiefern und Eisensandsteinen enthaltenen Pflanzenabdrücke rühren von rezenten Sumpfgewächsen her. Die Vorkommen am Oberlauf der Schwalm auf Blatt Schrecksbach zeichnen sich durch reiche Führung von bauxitisch umgewandelten Basaltgeröllen aus. Diese können sich lokal (z. B. bei Röllshausen) derart anhäufen, daß man glaubt, auf an Ort und Stelle verwitterten anstehenden Basalt stoßen zu müssen und die Rentabilität einer Bauxitgewinnung in Frage kommt. Die relative Höhe der roten Terrasse über der heutigen Schwalmtalsohle beträgt 25(20)—40 m; auf Blatt Neustadt liegen Teile derselben auf dem Plateau zwischen Wiera und Ascherode 44—52 m über dem jungen, tief eingeschnittenen Tal der Wiera.

1923 wurde von Blatt Schrecksbach-Bernsburg (G. A. 68, 12) der allein noch übrig gebliebene Südrand gegen Blatt Alsfeld hin (mit Culmgrauwacke, Unterem, Mittlerem und Oberem Buntsandstein) be-

gangen, von Blatt Neustadt (G. A. 68, 11) und ebenso von Blatt Kirchhain (G. A. 68, 10) die Südhälften aufgenommen.

Im Mittleren Buntsandstein (sm^1 und sm^2) konnte die Verbreitung der zwei maßgebenden Leitfossilien *Gervilleia Murchisoni* und *Arenicoloides luniformis* bis zum Blatt Kirchhain verfolgt werden. Die in Steinbruchaufschlüssen des Buntsandsteins beobachteten Rutschflächen oder Harnische an Verwerfungen ließen durchgehends horizontale Streifung (anstatt der erwarteten vertikalen) erkennen.

Die in Brunnenbauten im Dorfe Wasenberg in braunem Toneisenstein gefundenen großen Planorben erwiesen sich als zu *Planorbis pseudoammonius* V. SCHLOTH., einem wichtigen Leitfossil des Mitteleocäns in ganz Frankreich und am Oberrhein, gehörig. Damit wurde die Mitbeteiligung des Eocäns an der Zusammensetzung der unteren (älteren) Braunkohlen führenden Süßwasserablagerungen auch Hessens unter dem Septarienton erwiesen, wie das ja schon längst für das Tertiär der Provinz und des Freistaats Sachsen anerkannt ist. Die erste Bildung (Einsenkung) der Tertiärbecken in Hessen erfolgte also wohl in früheocäner Zeit.

In den alluvialen Aufschüttungen der sumpfigen Ohm-Wohra-Niederung westlich Kirchhain bis Niederwald erscheint typischer weißer Bimsteinsand oder -tuff vom Laacher See-Vulkan in weiter Verbreitung als durchgehender Horizont.

Herr MICHELS berichtet über die Aufnahme auf Blatt Usingen (G. A. 68, 38) im Sommer 1922.

Kartiert wurde der nordöstliche Teil des preußischen Blattes Usingen. Abgesehen von jungen terrestrischen Bildungen des Tertiärs und Diluviums ist am geologischen Aufbau des Gebietes nur Unterdevon und zwar lediglich die Stufe des Untercoblenz beteiligt. Wenn auch wegen der relativen Gleichförmigkeit der Facies und der unmerklichen Übergänge eine genaue Abgrenzung der einzelnen Horizonte nicht möglich ist, so ergibt sich doch im großen betrachtet folgende Altersfolge, die sich zum großen Teil mit der von A. FUCHS[1]) am Mittelrhein gefundenen identifizieren läßt:

1. Die Basisschichten des Unterkoblenz mit Cypricardellenbänken und *Prosocoelus Beushauseni*, die noch auf dem Nachbarblatt Grävenwiesbach zutage treten, erreichen auf Blatt Usingen die Tagesoberfläche nicht mehr.

2. Den ältesten Komplex des U. K. auf Blatt Usingen stellen dar: rauhflasrige blauschwarze Grauwackenschiefer mit eingelagerten, bald mehr, bald weniger mächtigen plattigen Sandsteinen, quarzitischen Bänken und Grauwackensandsteinen. Sie entsprechen den Schichten der »Eeg« (FUCHS 1907, a. a. O. S. 101), wenngleich das Porphyroid α (FUCHS 1907) hier auf Blatt Usingen nicht zu be-

[1]) A. FUCHS, Die Stratigraphie der Hunsrückschiefer usw. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1907, S. 96—106. — Ders., Zur Stratigraphie und Tektonik usw. Ebenda 1916, Monatsber.

obachten ist. Identisch sind diese Schichten auch mit den Schichten 3 + 4 AHLBURG's [1]). Häufig sind Crinoiden führende Bänke. Dieser Schichtenkomplex ist am charakteristischsten entwickelt in der Zone zwischen Usbach und Kransberg.

3. Im Hangenden dieser Zone folgen wechsellagernd mehr oder weniger milde Grauwackenschiefer, Plattengrauwacken und feinplattige Grauwacken. Dieser Komplex nimmt hauptsächlich das Gebiet zwischen Kransberg und altem Unterdevon des Taunuskammes ein. Hierher sind auch die Schichten bei Wernborn sowie diejenigen des Pfaffenkopfes nordöstlich Eschbach zu rechnen. In ihrem basalen Teile führt diese Zone Faunen, die sich mit der Singhofener Fauna identifizieren lassen. Für die Unterstützung bei der Bestimmung dieser Faunen danke ich Herrn Bergrat FUCHS auch an dieser Stelle. Eingeschaltet sind dem tieferen Teile dieser Schichten eine Reihe von Porphyroiden (Porphyroide »β«, FUCHS 1907, a. a. O.). Dieser ganze Komplex ist etwa mit dem Lierschied-Singhofener Horizont (FUCHS 1907, S. 101) und mit AHLBURG's Schichten 1 + 2 (Erl. Blatt Weilmünster, S. 11) gleichzusetzen.

Lokal sind diesem Verbande eingelagert der »Usinger Kalk« im Eschbachtal und letzteren begleitende Kieselschiefer.

Der »Usinger Kalk« gilt in der Literatur (FRANK [2]), BÜCKING [3]) usw.) als mitteldevonisch. Beweise für das mitteldevonische Alter sind nicht vorhanden, außer der Tatsache, daß es sich um einen Kalk handelt, wie er im Mitteldevon vorkommen kann und im Unterkoblenz nicht üblich ist. Es handelt sich um eine feste kompakte Kalkbank von $^1/_2$—1 m Mächtigkeit im südlichen Teil des fraglichen Komplexes im Eschbachtal. Der Kalk ist dunkelblau-grau und oft durch Kalkspat- und Quarzadern stark durchtrümert. Von Fossilien sind früher durch REINACH ganz unbestimmbare Reste »undeutlicher Stromatoporen« (s. BÜCKING, a. a. O. S. 169) gefunden worden. Nördlich an den Kalk anschließend folgt ein 1 m mächtiges, etwas sandiges Porphyroid und daran anschließend eine etwa 150 m breite Zone von wechsellagernden gewöhnlichen Grauwacken und Grauwacken, die zahlreiche Kalkknauern in sich schließen. Auch südlich der dichten Kalkbank sind innerhalb der Grauwacken, die sich sonst in nichts von den übrigen Grauwacken des Unterkoblenz unterscheiden, Bänke mit Kalkknauern eingeschlossen. Diese Art der Lagerung spricht schon für eine lokale Kalkanreicherung innerhalb des Unterkoblenz, wie sie an mehreren Punkten des Blattes Usingen und Grävenwiesbach, ferner aber in großem Maßstabe im Unterkoblenz von Klosterholz auf Blatt Wernigerode im Harz beobachtet werden kann. FRANK erklärt a. a. O. die unmittelbare Anlagerung seines »mitteldevonischen« Kalkes an das Porphyroid des Unterkoblenz

---

[1]) J. AHLBURG, Erläut. zu Bl. Weilmünster, S. 11. G.-A. 68, Nr. 31, Lief. 208.

[2]) W. FRANK, Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus usw. Inaug.-Dissert. Marburg 1898.

[3]) BÜCKING, Über Porphyroidschiefer usw. Ber. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 1903, S. 155—172.

durch eine Überschiebung großen Stiles. Das Kalkvorkommen liegt zwar in einer tektonisch stark gestörten Zone. Aber innerhalb des Verbandes Kalk-Porphyroid ist keine große Störung zu beobachten, wenn es auch an der Grenzfläche beider Gesteine zur Ruschelbildung gekommen ist. Derartige Ruscheln zeigen sich aber im alten Gebirge überall da, wo verschieden harte Gesteine aneinander lagern, da sie sich bei tektonischen Vorgängen gemäß ihrer verschiedenen Härte verschieden verhalten. — Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigte sich, daß der Kalk zackige Quarze und Feldspäte enthält, ebenso wie das ihn begleitende Porphyroid. Die Feldspäte des Kalkes sind Albite ebenso wie die Feldspäte des Unterkoblenz-Porphyroids. Deshalb darf man annehmen, daß diese gemeinsamen Komponenten aus der gleichen vulkanischen Periode entstammen. (Über Ursprung der Porphyroide s. bes. Bücking, a. a. O.)

Der saure Charakter der Feldspäte spricht gegen ein mitteldevonisches Alter; denn die Feldspäte, die z. Zt. des mitteldevonischen Massenkalkes durch den Vulkanismus geliefert wurden, sind überwiegend Labradore, also basiger Natur. Im Streichen dieses Komplexes finden sich lokale Kalkanreicherungen südwestlich Friedhof Usingen und bei Münster (auf dem hessischen Teil des Blattes). Beide Kalkvorkommen sind von Porphyroiden begleitet. Bei Münster finden sich in den Grauwacken in unmittelbarer Nachbarschaft des Kalkes Unterkoblenz-Fossilien. Alle diese Punkte machen eine Stellung des Kalkes in dem oberen Teil des Unterkoblenz wahrscheinlich.

In der Umgebung des Usinger Kalkes sind die Felder weithin von Kieselschieferbruchstücken bedeckt. Der Bruch dieser Kieselschiefer ist oft parallelepipedisch, meist aber unregelmäßig. Starke Quarzdurchtrümerung charakterisiert diese Kieselschiefer. Auf dem Wege von Usingen nach Wernborn sind sie hart westlich des Eschbaches anstehend zu sehen. Es handelt sich um harte verkieselte Bänkchen von nur einigen Zentimetern Mächtigkeit, die hier und da in die normalen Unterkoblenzgrauwacken eingelagert sind. Diese Kieselschiefer sind wohl als nachträglich verkieselte ursprünglich kalkreiche (und daher leicht metamorphosierbare) Bänkchen des oberen Unterkoblenz anzusehen. (Selektive Metamorphose.)

4. Die jüngsten Bildungen des Unterkoblenz, ruschlige, milde, graugrüne Schiefer, ferner helle, reine Quarzite von geringer Mächtigkeit treten auf: in der Südostecke des kartierten Gebietes südöstlich Friedrichstal und in der Nordostecke nördlich Michelbach.

zur Tektonik

Der varistische Druck hat die Schichten in eine Reihe von Sätteln und Mulden gelegt. In der Zone, die den Usbach begleitet, ist es zur Zerreißung des entstandenen Sattels und dadurch zu Überschiebungen gekommen, die z. T. aufgeschlossen sind (z. B. an der Abzweigung der Straße nach Wernborn von der Chaussee Usingen-Bad

Nauheim). Diese Überschiebungszone stellt als gestörter Sattel die Fortsetzung des Sandsteinsattels (s. FUCHS, a. a. O. 1916) auf Blatt Grävenwiesbach dar. Sie entspricht dem südlichen Sattelkern der beiden größeren Sättel, die nördlich vom Taunuskamm allmählich nach Nordosten untertauchen. Die Lagerungsverhältnisse auf Blatt Usingen unterstützen diese Auffassung von A. FUCHS (a. a. O. 1916, S. 67/68), die auch schon früher C. KOCH in der »geognostischen Übersichtskarte des Regierungsbezirkes Wiesbaden« angedeutet hatte. In dieser Zone finden sich auf Blatt Usingen die oben unter 2. angegebenen Schichten (rauhflasrige, blauschwarze Grauwackenschiefer usw.).

Spezial gefaltet und geschuppt lagern südöstlich dieses Komplexes nach Südosten hin immer jüngere Schichten des Unterkoblenz auf, bis sich schließlich die altunterdevonischen Schichten des Taunuskammes entlang der großen Taunusüberschiebung auf die jüngsten Unterkoblenzschichten aufschieben.

Ein zweiter Sattel ist deutlich etwa 1 km nordöstlich Michelbach zu beobachten. Deutlich ist an mehreren Stellen axiales Gefälle nach Nordosten bis zu 15° festzustellen. Auf dem preußischen Anteil des Blattes ist der Sattel noch gewölbt, in seiner Fortsetzung nach Nordosten (im hessischen Gebiet) legen sich die Schichten in nordwest-südöstlicher Richtung fast horizontal, während das Axialgefälle nach Nordosten auch hier (besonders am Westhang des Mühlkopf bei Maibach in Hessen) deutlich zu beobachten ist. Die Fauna, die im Schleichebach (hart an der preußischen Blattgrenze) gefunden ist, läßt diese Schichten mit den höheren Singhofener Schichten gleichaltrig erscheinen, so daß auch hier die FUCHS'sche Auffassung eines auf große Erstreckung nach Nordosten hin untertauchenden Sattels sich bestätigt. Dieser Sattel dürfte die Fortsetzung des nördlichen Sattels auf Blatt Grävenwiesbach (s. FUCHS, a. a. O. 1916, Karte S. 62) sein, in dem auf Blatt Grävenwiesbach ebenfalls die Basisschichten des Unterkoblenz auftreten. In der Verlängerung dieses Sattels nach Nordwesten hin treten auf dem hessischen Blatt Kirchgöns (1,1 km südsüdwestlich Friedhof Espa z. B.) jüngere Schichten nach vorläufiger Auffassung sogar mitteldevonische massige Kalke auf.

In größerem Maße wurde in nachvaristischer Zeit das aufgefaltete Gebirge zerstückelt. Quer zum Streichen verlaufen eine ganze Anzahl langausdauernder Störungen, die das morphologische Bild sehr bestimmen. Die charakteristischste dieser Störungen ist der Usinger Quarzgang. Auffallend ist die Tektonik innerhalb des Ganges. Besonders deutlich sind am »Buchstein«, einem sich etwa 20 m hoch mauerartig über die Umgebung erhebenden Rest des Quarzganges, innerhalb des Ganges verschiedene Klüftungssysteme zu beobachten. Fallen und Streichen der Quarzklüftung stimmt auffallend überein mit der Druckschieferung des stark seritisierten und kaolinisierten Nebengesteins, während ein zweites System, eine Lagerungsklüftung, die Schichtung des Nebengesteins widerspiegelt. Es darf aber hieraus nicht ohne weiteres auf eine Präexistenz des Ganges

vor der varistischen Faltung geschlossen werden, da ja die ursprüngliche Füllung des Ganges z. T. aus Schwerspat bestand (vgl. H. SCHNEIDERHÖHN: Pseudomorphe Quarzgänge usw., N. J. f. Min.) 1912, Bd. II, S. 4) und vorvaristische Schwerspatgänge bisher aus dem Schiefergebirge nicht bekannt sind. Die Identität der Klüftung des Quarzganges mit den tektonischen Flächen des Nebengesteins kann so erklärt werden, daß ein großer Teil des Ganges eine Pseudomorphose von Quarz nach Nebengestein darstellt, wobei die ursprünglichen tektonischen Flächen der Letzteren erhalten blieben. Spätere geringfügige Dislokationen haben dann diese Flächen stärker hervortreten lassen.

Neu aufgenommen wurde 1923 etwa die südöstliche Hälfte des Blattes Hadamar (G. A. 67, 35) und der daran anschließende nördlichste Teil des Blattes Limburg a. d. Lahn (G. A. 67, 41), soweit letzteres für die Weiterverfolgung der bisher strittigen Schichten des Kerkerbachtales in Frage kam.

A. Devon

Gaudernbacher Schichten

Auf dem geologischen Blatte Hadamar der Lieferung 41 hat ANGELBIS den 1—2 km breiten Gesteinszug, der durch die südöstliche Ecke des Bl. Hadamar streicht, als mitteldevonische Schiefer aufgefaßt. AHLBURG stellt diesen Komplex in der Übersichtskarte der Lahnmulde (enthalten in W. KEGEL: »Abriß der Geologie der Lahnmulde«; Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 86, 1922) ins Oberdevon und hält diesen Teil für das Muldeninnerste der »Limburg-Weilburger Oberdevonmulde« und bezeichnet sie nach den äquivalenten Bildungen auf dem östlich anschließenden Bl. Weilburg (G. A. 67, 36) als »Gaudernbacher Schichten«. In einigen neueren Aufschlüssen konnten Fossilien gefunden werden, wodurch sich die Altersauffassung dieser »Gaudernbacher Schichten« ändert. Diese Schichten bestehen in der Hauptsache aus dunklen Tonschiefern, denen quarzitische und kieselige Partien (Kieselgallenschiefer und kieselschieferartige Bänke) eingelagert sind. — In einer besonderen Arbeit soll über diese Schichten eingehender berichtet werden. Hier sei nur eine kurze Zusammenfassung wiedergegeben. — Die Auffindung der oben erwähnten Faunen erlaubte eine Zerlegung der äußerlich oft sehr ähnlichen Gesteine. Es nehmen am Aufbau Schichten vom Koblenzquarzit aufwärts bis zum Oberdevon (auf Bl. Weilburg auch Culmkieselschiefer) teil. Genaue Grenzen sind oft bei den kontinuierlichen Übergängen nicht zu ziehen. Die im Gegensatz zu den sonst sehr wechselnden Facies der jeweils entsprechenden Horizonte der übrigen Lahnmulde hier sehr ähnliche Ausbildung der verschiedenen am Aufbau teilnehmenden Schichtglieder erklärt sich in der relativ ungestörten Ablagerung der Sedimente in dem vertieften Innersten der damaligen Lahnmulde. Die Geringmächtigkeit besonders der dunklen, schiefrigen Vertreter des Oberen Mitteldevons und des Oberdevons hat darin ihre Ursache, daß durch die nördlich und südlich damals vorgelagerten hohen

Eruptivberge und Kalkriffe ein Transport größerer Sedimentmassen in das Muldentiefste erschwert war. Zum Teil mögen auch vorher gebildete Sedimente durch Meeresströmungen in der schmalen Meeresvertiefung wieder weggeführt worden sein (»Subreption« im Sinne ARN. HEIM's).

Der Gesteinszug stellt heute einen gestörten Sattelaufbruch dar, der im NW auf den Massenkalk (und dessen hangende Gesteine) des »Hadamarer Mitteldevonzuges« aufgeschoben ist. Auf den besprochenen Sattelaufbruch sind vom SO her Teile des »Schalsteinhauptsattels« (»Übersichtskarte der Lahnmulde«, a. a. O.) nebst dessen hangenden Gesteinen aufgeschoben. Kleine Reste von jüngeren Gesteinen des Schalsteinhauptsattels, die auf dem Schieferzug der »Gaudernbacher Schichten« gefunden werden, sind vielleicht Reste dieser nicht weitgreifenden Decke.

Der Sattel der fraglichen Gesteine ist im W (Gegend zwischen Holzheim und Limburg) sehr schmal durch Ausquetschung. In der Gegend von Steeden (Bl. Hadamar) ist er durch junge Hebungen am breitesten und zeigt hier wie in der Gegend von Limburg seine ältesten Glieder (Koblenzquarzit, Oberkoblenzschichten, *Cultrijugatus*-Schichten des Unterdevons und Wissenbacher Schiefer). Nach O hin taucht er unter. Dort erscheinen auf Bl. Weilburg seine jüngsten Glieder (u. a. Culmkieselschiefer). In der Gegend von Weilburg verschwindet er unter Schalstein und Cypridinenschiefer. Wahrscheinlich stellt der Unterdevonzug von Löhnberg-Biskirchen-Stockhausen (Bl. Merenberg G. A. 67, 30) ein Wiederauftauchen dieses Sattels im O dar. — Die Bezeichnung »Gaudernbacher Schichten« stellt demgemäß keinen Altersbegriff dar, sondern ist lediglich der Ausdruck für eine faciell sehr ähnliche Gruppe verschiedener Horizonte des Devons (und Culms).

Keratophyr und Keratophyrtuffe

ANGELBIS bezeichnet die im Liegenden des Limburg-Steeden-Schupbacher Massenkalkzuges auftretenden Tuffe und Eruptiva durchweg als Schalsteine. Es lies sich bei der Neuaufnahme der von AHLBURG auf Bl. Weilburg ausgeschiedene Hasselbach-Schupbacher Keratophyrzug auch auf Bl. Hadamar von Schupbach-Niedertiefenbach bis in die Gegend von Dehrn weiterverfolgen. Keratophyre selbst treten in schmalen Zügen innerhalb der mächtigen Keratophyrtuffe auf. Die Tuffe sind meist blutrot und von mehr oder weniger großer Reinheit. Gelegentlich enthalten die Tuffe Auswürflinge veränderten Untergrundgesteins, wie z. B. n. w. das »Hengen« bei Niedertiefenbach.

Ein schmales Gängchen von Keratophyr erscheint in den Wissenbacher Schiefern südlich der Oberhöfer Mühle am Ostrand des Bl. Hadamar. Das Vorkommen ist interessant durch das Vorhandensein eines schwarzen, stark glänzenden Minerals; es handelt sich wahrscheinlich um Schungit.

Diabas

Zur selben Magmenfamilie der foyaitisch-theralithischen Reihe

gehört auch der im gleichen Gesteinszug wie die Keratophyre von Niedertiefenbach auftretende Hornblendediabas. Er scheint durch Übergänge mit dem Keratophyr verbunden zu sein. Das enge Verknüpftsein mit den oben erwähnten Keratophyrtuffen legt die Vermutung nahe, daß ein Teil der leuchtend roten Tuffe diesem diabasischen Magma entstammen. Es scheint, daß die Tuffe dieser Magmenreihe — gleich, ob es sich um sauerere oder basischere Magmen handelt — leicht einer untermeerischen Zersetzung (»Halmyrolyse« Hummel's) zugänglich gewesen sind, wobei sich fein verteiltes Roteisen bildete, das dem Gestein seine charakteristische Farbe gab. Die Annahme einer Einschwemmung von auf Festland lateritisch verwittertem Material ist dadurch unnötig.

Oberdevon

Bemerkenswert ist das Auffinden einer Fauna des Iberger Kalkes in Flaserkalken der Intumescenzstufe. In diese Flaserkalke sind dünne Bänke hochkrystallinen Kalkes am westlichen Hange des Greifenberges bei Limburg zwischengeschaltet. Es fanden sich folgende Formen (für die Unterstützung beim Bestimmen der Fauna danke ich Herrn Dr. Paeckelmann auch an dieser Stelle): *Spirifer Verneuilli, Gürichella bifida* var. *aspera, Productella subaculeata, Athyris* cf. *concentrica, Athyris acuminata, Athyris* cf. *cuboides, Rhychonella pugnus, Pugnax acuminata, Pugnax acuminata* var. *platiloba, Glassia Beyrichi, Orthis eifleensis, Orthis* sp., *Posidonia* sp. Anscheinend handelt es sich bei diesen Kalken um Randbildungen der Riffe des Unteren Oberdevons. Diese Kalke werden am Greifenberg bei Limburg stellenweise konkordant überlagert von oberdevonischem Schalstein, der aber keine große Mächtigkeit erreicht.

B. Betreffs der tertiären Bildungen ist nichts wesentlich Neues zu berichten.

C. Diluvium

Ahlburg scheidet in den Erl. zu Bl. Weilburg vier Flußterrassen der diluvialen Lahn aus. Als älteste betrachtet er die Terrasse d_1, die am Greifenberge bei Limburg in etwa 180 m Höhe liegt (s. auch J. Ahlburg: Über Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn; Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1915). Höher als diese Fläche liegt in der Umgebung von Limburg eine charakteristische, zerschnittene Hochebene, deren Höhe etwa zwischen 215 und 230 m liegt. Die flächenhafte Verbreitung legt die Vermutung nahe, daß wir hier Reste eines alten Talbodens vor uns haben, der zwischen dem Tertiär und der altdiluvialen Terrasse d_1 angelegt wurde. Wolfg. Panzer hat in seiner Dissertation: »Studien zur Oberflächengestaltung des östlichen Taunus« (Freiburg: Berichte d. Naturf.-Gesellsch., Freiburg i. B. 1923) ebenfalls auf die 230 m-Fläche hingewiesen und ihr pliocänes Alter gegeben. Jedoch erscheinen seine Beweise für letzteres nicht zwingend. Man kann ebensogut die Auffassung vertreten, daß ihre Entstehung in das älteste Diluvium fällt. Schotterablagerungen auf dieser Fläche konnten mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden.

Die ausgesprochenste Terrasse im kartierten Gebiete ist die 160 m-Terrasse des Limburger Beckens, die AHLBURG als Obere Mittelterrasse bezeichnet. Sie ist stellenweise sehr gut aufgeschlossen. Z. T. ruht sie auf devonischem Untergrunde, z. T. auch auf abgesunkenen Tertiärschollen (wie in der Gegend von Eschhofen (Bl. Limburg), in der Kiesgrube über dem Kerkerbachtunnel (Bl. Hadamar) und auf Höhe 172,6 n. n. ö. Lindenholzhausen. Sie kann große Mächtigkeit erreichen, wie z. B. in den Aufschlüssen der Kläranlagen des ehemaligen Kriegsgefangenenlagers südwestlich Dietkirchen. AHLBURG gibt in seinen Erl. zu Bl. Weilburg als charakteristisch für die einzelnen Terrassen an, daß die Hauptterrasse grobes, die Mittelterrasse feineres Material führe. An anderer Stelle schreibt er, daß bei der Anlage des heutigen Talbodens der Lahn eine Differentiation stattgefunden habe, so, daß unten die gröberen Schotter liegen und darüber feineres. Herr Dr. KEGEL teilte mir gleiche Verhältnisse aus der Gegend von Wetzlar mit, so daß auch bei den älteren Terrassen damit zu rechnen ist, daß sich jeweils nach der Stoßkraft des Flusses die Ablagerungen differentierten.

Sehr merkwürdig ist die Basis der Oberen Mittelterrasse in dem oben erwähnten Aufschluß über dem Kerkerbachtunnel. Man wird an einen Blocklehm erinnert. Grobe Gerölle (Basaltblöcke, Roteisenkiesel, Tertiärquarzite, Grauwacken, 30—40 cm starke Gangquarzgerölle, an denen man Pseudomorphose von Quarz nach Schwerspat beobachten kann, Buntsandsteingerölle usw.) sind ungeschichtet in mehr oder minder feines, sandiges oder lehmiges Material verpackt und z. T. in das darunter liegende Tertiär hineingestaucht. Eine eindeutige Erklärung ist schwierig. Vielleicht handelt es sich um nachträgliches Tiefersacken der schweren Blöcke in durchfeuchtetem Untergrund, vielleicht stellt die Blocklage auch das Endprodukt einer eluvialen Tätigkeit dar, vielleicht ist auch an Eisschollentransport zu denken.

Darüber folgen gut geschichtete normale fluviatile Schotter mit den Gesteinen des Gebirges der Umgegend und Buntsandsteingeröllen vom Ostrand des Gebirges als Komponenten.

Die Auflagerungsfläche dieser Terrasse auf dem Tertiär liegt hier und bei Lindenholzhausen in etwa 160 m über NN. Westlich Eschhofen finden wir denselben Schichtenverband in etwa 120 m über NN., so daß wir hier den Beweis für eine mittel- bis jungdiluviale Störung mit einer Sprunghöhe von 40 m haben.

Herr SCHMIERER berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Laasphe, Biedenkopf, Wetter und Buchenau im Jahre 1921 und 1922.

Auf das durchweg sandig-schiefrig entwickelte Mitteldevon legen sich Bandschiefer, deren altoberdevonisches Alter nunmehr als gesichert angesehen werden darf. Unterteuft werden sie nämlich überall von Pteropodensandsteinen und -schiefern, die bei Biedenkopf und Laasphe obermitteldevonische Fossilien geliefert haben, nämlich

Phacops breviceps var. *hassiaca* Herm. (nach Bestimmung von R. Richter), eine Form des Stringocephalenkalks von Weipoltshausen bei Gladenbach, sowie einige Hyolithen, unter denen nach Reich's Feststellung *H. superstes* Nov. die wichtigste Rolle spielt. Auch schiebt sich nach den Aufnahmen von Correns der obermitteldevonische Schalstein zum erstenmal bei Mornshausen auf Blatt Buchenau an der Untergrenze der Bandschiefer ein. Innerhalb der Bandschiefer vollzieht sich im Aufnahmegebiet ein facieller Wechsel. Bei Biedenkopf und westlich dieser Stadt ist die Stufe rein schriefrig entwickelt, bei Buchenau halten sich Schiefer und kalkig-tuffige Einlagerungen die Wage, und in der Umgebung von Amönau treten diese unter Verdrängung der Schiefer vollkommen in den Vordergrund. Das Profil von Amönau auf der rechten Talseite zeigt inmitten einer mächtigen Serie kalkreicher Tuffe die bekannte Amönauer Breccie, die demnach mit Lieber als Tuffbreccie angesehen wird. Die Kartierung ergab eine allmähliche Abnahme des tuffigen Materials — wenigstens des makroskopisch sichtbaren — in südwestlicher und westlicher Richtung. Ob die auffallende Bänderung der Schiefer nicht durch verschiedenartiges vulkanisches Material hervorgerufen wird, bleibt noch zu untersuchen.

Bei Eckelshausen fand sich nahe der Obergrenze der Bandschiefer ein dichter Plattenkalk vom Aussehen des Adorfer Kalks und etwas höher ein schwarzer Kalk mit *Buchiola retrostriata* und *eiflien-sis, Tentaculites tenuicinctus* und Orthoceren: Kellwasserkalk. Überall anderwärts fehlen kalkige Einlagerungen; die Bandschiefer werden dann nach oben milder, grünlichgrau und schließlich grellrot bei vollkommen konkordanter Lagerung. Hierhin ist die Grenze zum höheren Oberdevon gelegt worden. 3—5 m höher folgt, wiederum ohne scharfe Begrenzung und in konkordanter Lagerung, der Plattensandstein. Die höherfolgenden Schiefer sind kartographisch nur auf der westlichen Hälfte des Aufnahmegebiets näher zu gliedern, und zwar mit Hilfe der eingelagerten charakteristischen Sandsteine (Pönsandsteine); Kalkknotenschiefer von großer Horizontbeständigkeit fanden sich in einzelnen Aufschlüssen. Auf Blatt Laasphe hat Herr Reich in diesen einen für die Wedekind'sche Stufe III *(Prolobites*-Stufe) charakteristischen Trilobitenrest gefunden. Im übrigen enthalten die höheren »Cypridinenschiefer« neben *Posidonia venusta, Trimerocephalus anophthalmus* und *Entomis serratostriata* auch *Richterina striatula* R. R., welch letztere als einzige Form in den grauen Schiefern des obersten Oberdevons auf Blatt Laasphe festgestellt werden konnte, wogegen in den obersten Bandschiefern *Richterina elliptica* und andere, noch nicht näher bestimmte Ostracoden aufzutreten pflegen, wie Reich auf Blatt Laasphe nachweisen konnte.

Im Culm macht sich ein deutlicher Gegensatz bemerkbar zwischen Blatt Laasphe und dem nördlichen Teil von Biedenkopf einerseits, dem Süden von Blatt Biedenkopf und von Buchenau andererseits: dort eine kräftig entwickelte Stufe der Lydite mit Alaunschiefern im Liegenden, Kieselkalken und bunten Kieselschiefern im Hangenden,

hier lediglich Lydite in kümmerlicher, vielfach kaum darstellbarer Ausbildung. Bevor zu dieser Erscheinung Stellung genommen wird, sollen weitere Kartierungsergebnisse abgewartet werden.

Die Stufe der Posidonienschiefer mit der bekannten Herborner Fauna ist im gesamten Aufnahmegebiet noch deutlich erkennbar. Darüber folgt konkordant eine mächtige Folge von Schiefern und Grauwacken, die sich vielfach zu grauwackenreichen Zonen zusammenschließen. Diese Schichtfolge habe ich in früheren Berichten im Anschluß an ältere Darstellungen unter Vorbehalt zum »Flözleeren« gestellt; inzwischen haben mich Fossilfunde über die Unhaltbarkeit dieser Auffassung belehrt. In den Grauwacken und den mit ihnen wechsellagernden Schiefern fanden sich nämlich nicht nur Posidonien, die von *P. Becheri* nur unwesentlich abweichen, was eine Folge der anders entwickelten Facies (Grauwacken!) sein kann, es fanden sich auch Goniatiten, darunter *Glyphioceras sphaericum*. Der ganze Schichtenkomplex gehört also noch der *Glyphioceras*-Stufe, somit dem Culm an. Im Einklang damit steht, daß die in den Grauwacken gefundenen Calamitenreste durchweg zu *Asterocalamites* gehören. Die Diabase des älteren Culm sind größtenteils körnig und haben teilweise sogar Kontaktwirkungen hervorgerufen, doch sind mir daneben auch Diabasmandelsteine und ausgezeichnete Tuffe aus der hangenden Abteilung der Culmlydite und der Posidonienschiefer — insbesondere aus dem Aufnahmegebiet des Herrn REICH — bekannt geworden.

Die Ablagerungen des Zechsteins, die ganz vorwiegend aus Breccien und Brecciensandsteinen, ausnahmsweise und nur im Hangenden, aus Konglomeraten bestehen, tragen in unserem Aufnahmegebiet den Charakter kontinentaler Ablagerungen. Die Breccien stellen Schuttbildungen dar, die sich den alten permischen Gehängen anlagern und in alten Depressionen sich bis auf die heutigen Hochflächen hinaufziehen, wo die oberflächliche Rotfärbung noch von der ehemaligen Überlagerung des Zechsteinschutts zeugt. Die Übergußschichtung dieser Ablagerungen schmiegt sich dem Gehänge an. Zwischen Amönau und Treisbach besonders deutlich, ist dieses scheinbare Schichtenfallen nach Westen gerichtet. Das weist auf eine Zuführung des Schuttmaterials von Osten, vom Amönauer Vorsprung und dessen ehemaliger Fortsetzung in der Richtung auf den Kellerwald. Auch die Flüsse, die die Konglomerate im Hangenden erzeugt haben, kamen nicht, wie es den heutigen hydrologischen Verhältnissen entsprechen würde, von Westen, sondern aus ungefähr entgegengesetzter Richtung. Dafür spricht vor allem die Geröllführung: auffallend ist die Häufigkeit wohlgerundeter Klippenquarzite und auch fossilführender Oberkoblenzgesteine, die in den westlich benachbarten Randbezirken vollkommen fehlen.

Aus diesen Ausführungen geht bereits hervor, daß nach meiner Überzeugung der Zechstein am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges, wenigstens im Lahngebiet, nicht an Störungen abgesunken ist, wie in älteren Darstellungen angegeben. Nur ausnahmsweise ist er an Querverwerfungen, die auch schon das ältere Paläozoikum durch-

setzen, aus seiner ursprünglichen Lage gebracht; da allermeist die — präpermischen — Querverwerfungen vom Zechstein überdeckt werden, handelt es sich in diesen wenigen Fällen um ein postpermisches Wiederaufreißen der Störungen. Dagegen ist der Buntsandstein fast allgemein staffelförmig gegen den Zechstein abgesunken, und auf diesen Randverwerfungen entspringen auf Blatt Wetter zahlreiche und zum Teil kräftige Quellen.

4. Provinz Hannover und Braunschweig

Herr O. Grupe berichtet über die Aufnahmen am Deister (Blätter Gehrden, Rodenberg, Lauenau und Springe) während der Jahre 1921 und 1922.

Die bisherigen Aufnahmen am Deister während der Sommermonate 1921 und 1922 umfassen den Hauptgebirgsrücken im Bereiche der Wealdenformation und der diese im Süden und Westen umsäumenden Schichten des Serpulits und der Münder Mergel, sowie außerdem das nördliche Vorland des Deisters, das, oberflächlich zumeist von diluvialen Bildungen bedeckt, im tieferen Untergrunde aus mächtigem Neocomgebirge besteht.

Der Deister stellt bekanntlich gegenüber den benachbarten Jura- und Kreidezügen der Bückeberge, des Süntels, Osterwaldes und Nesselberges den Nordostflügel eines Sattels dar, dessen Schichten flach nach Nordosten einfallen und mehr und mehr unter das Diluvium des Vorlandes untertauchen. Aus dieser diluvialen Bedeckung heben sich allerdings in nur beschränktem Umfange die Wealdenschichten erst wieder am Stemmerberg in Gestalt eines besonders stark aufgepreßten Sattels heraus, so daß demzufolge in dem Zwischengebiet zwischen Deister und Stemmerberg eine muldenförmige Lagerung des Gebirges zu erwarten ist.

Dieser sattel- bezw. muldenförmige Aufbau der Schichten wird nun aber durch eine Reihe von Störungen modifiziert. Von besonderer tektonischer Bedeutung ist die entlang dem Auetal in rheinischem Sinne verlaufende Störung, die bei Rodenberg die in sich gemuldeten Wealden-Ausläufer der Bückeberge verwirft gegen Schichten des Sergulits und Münder Mergel, und dann weiterhin am Gahlenberg bei Gr. Nenndorf, einer Vorhöhe des Deisters, das im Hangenden der Weißjurasedimente erscheinende und in einzelne Schollen zerstückelte Wealdengebirge von mächtigem Neocom abschneidet, das hier zwischen den Vorbergen des Deisters und der Bückeberge keilförmig eingesunken liegt. Diese rheinische Störung bildet zugleich die Hauptquellspalte für die Nenndorfer Schwefelquellen. Sie bewirkt nämlich, daß die aus dem Deister aus südöstlicher Richtung herauskommenden Grundwässer an dem verworfenen Neocomgebirge z. T. gestaut werden und, soweit sie im Serpulit und im Münder Mergel zirkulieren, infolge der Reduktion ihres Gipsgehaltes durch das Bitumen des Serpulits als Schwefelquellen zum Vorschein kommen.

Der Deister selbst wird dagegen von einem ausgedehnten hercy-

nischen Sprungsystem beherrscht, das durch den seit langen Zeiten hier umgehenden Wealdenkohlenbergbau aufgedeckt ist. Diese zumeist aus echten Sprüngen bestehenden und vielfach auf längere Erstreckung aushaltenden hercynischen Spalten befinden sich nicht selten in breit, zuweilen bis $^1/_2$ m breit klaffendem Zustande, wohingegen die durchweg nur eine untergeordnete Rolle spielenden schwebenden Spalten entweder ganz geschlossen, d. h. durch Mineralausfüllungen (Kalkspat) verheilt sind oder doch nur aus feineren Rissen und Klüften bestehen.

Die streichenden Spalten besitzen demzufolge eine ganz besondere hydrologische Bedeutung, indem sie nämlich das entsprechend dem Schichteneinfallen aus südwestlicher Richtung auf den einzelnen Querklüften, sowie auch auf Schichtfugen sich bewegende Wasser auffangen und gleichsam als Sammelkanäle in nordwestlicher Richtung abführen.

Dieser verschiedene Zustand der streichenden und schwebenden Störungen legt die Frage nach ihrem Alter und Altersverhältnis nahe. Die Hauptphase der saxonischen Faltung, die jungjurassische oder kimmerische, fehlt am Hauptzuge des Deisters, wo wir bis zum tiefsten Gliede, dem Portland, eine lückenlose Schichtenfolge der Wealden- und Weißjurasedimente auftreten sahen. Sie macht sich dagegen geltend im südöstlichen Teil des Deisters, und zwar in der transgressiven Lagerung sowohl des Serpulits wie der Gigas-Schichten auf älterem Weißjura und in besonders starkem Maße im südöstlichen Ausläufer des Gebirges, wo an der Basis der Gigas-Schichten das sog. Völkser Konglomerat sich herausbildet und schließlich am Süllberge, einer Vorhöhe des Deisters, über Doggerschichten hinweggreift. Entgegen der früheren Ansicht STILLE's, der dieses Völkser Konglomerat dem Serpulit zurechnete, müssen wir dasselbe den späteren Arbeiten SCHÖNDORF's zufolge, die auch durch die neueren Untersuchungen von DAHLGRÜN und EBERT ihre Bestätigung erhalten, an die Basis des Portlands stellen und damit erhält, wie DAHLGRÜN des Näheren zeigt, die kimmerische Faltung eine erste Vorphase, die sich bei Beginn des Portlands abgespielt haben muß. Nach meinen eigenen Untersuchungen bleibt aber auch die ältere, die vorserpulitische Phase am Deister zu Recht bestehen und zeigt sich vor allem am Bielstein in der diskordanten Auflagerung des Serpulits auf älteren Schichten des Weißen Jura.

Die vorserpulitische Hauptphase der kimmerischen Faltung tritt ferner auch am Gegenflügel des Stemmerberges in Erscheinung, denn hier transgrediert nach meiner Auffassung der Wealden, sowie gelegentlich unter ihm zum Vorschein kommende Schichten des Serpulits über den erstmalig aufgefalteten Cornbrash des Braunen Jura. Schließlich ist dann auch noch die Nachphase der kimmerischen Gebirgsbildung in Gestalt der auch sonst bekannten frühneocomen Transgression in dem Untersuchungsgebiet vertreten, nämlich im Bereiche der zwischen Stemmerberg und Deister bei Eckerde gelegenen fiskalischen Bohrung, in der das zu unterst z. T. sandig entwickelte Obere Valanginien mit *Polyptychites polytomus* v. K. über Obere Wealdenschiefer transgrediert. In der Richtung auf den Deister klingt aber

diese Phase ganz und gar aus, denn nach den Schachtaufschlüssen des Barsinghäuser Tiefbaues sind auch hier die tiefsten Neocomschichten (Unt. Valanginien) mit *Oxynoticeras heteropleurum* im normalen Hangenden des Oberen Wealden vorhanden.

Die Aufrichtung des Deistergebirges selbst gehört dann einem jüngeren Akte der saxonischen Faltung, wahrscheinlich dem intercretacischen, an, der nach den Untersuchungen Schöndorf's an den dem Deister vorgelagerten Gehrdener Bergen in der Transgression des Oberen Emscher über Untere Kreide seinen sichtbaren Ausdruck findet und mit dem die schon erwähnten Verwerfungen des Wealdengebirges in ursächlichem Zusammenhang stehen.

Dieser ersten Anlage der Verwerfungen sind dann aber später weitere Krustenbewegungen entlang denselben Spalten nachgefolgt, worauf ja schon der verschiedene, teils geschlossene, teils breit klaffende Zustand der Spalten hinweist, und zwar scheint es sich dabei z. T. um recht jugendliche Bewegungen zu handeln. Das beweist ein seinerzeit von Stille festgestelltes Diluvialprofil, das beim Ausheben eines Wasserleitungsgrabens im Orte Kirchdorf aufgedeckt wurde und genau im Fortstreichen einer unterirdisch durch den Bergbau angefahrenen streichenden Störung sich befand. Nach diesem Aufschluß liegt eine jugendliche Störung vor, die auch noch den Lößlehm um 1 m verschoben hat. Bemerkenswerterweise schaltet sich aber auf der einen Seite der Verwerfung zwischen Löß und Neocom eine — der Mittleren Terrasse angehörende — Schotterpartie ein, die auf der anderen Seite fehlt. Diese Erscheinung ist nur so zu erklären, daß es sich um eine zweimalige diluviale Dislokation handelt: der erste Verwurf erfolgte nach Ablagerung der Mittleren Terrassenschotter, also vermutlich zur zweiten Interglazialzeit und hatte die Abtragung der Schotter auf dem stehengebliebenen Flügel der Verwerfung zur Folge, während eine zweite Verschiebung entlang derselben Spalte in verhältnismäßig jugendlicher Zeit sich ereignete und nunmehr auch den Löß dislozierte. In stärkerem Ausmaße sind dann aber solche diluviale Bodenbewegungen weiterhin im Muldentiefsten vor sich gegangen und hatten daselbst nach der Bohrung Eckerde, die das Diluvium in einer Mächtigkeit von 20 m durchsunken hat, eine tiefere Versenkung des Diluviums zur Folge, während dasselbe im Westen flächenhaft abgetragen ist und heute im allgemeinen nur schwache Reste auf den bis nahe an die Tagesoberfläche reichenden älteren Schichten bildet. Wir dürfen danach annehmen, daß im Gebiete des Deisters von neuem weitere Krustenbewegungen zur Auslösung gekommen sind, unter deren Einfluß vorwiegend die streichenden Spalten wieder aufgerissen sind.

In stratigraphischer Beziehung besteht das Diluvium aus Ablagerungen der ersten und zweiten Vereisung, zwischen die sich eine — der Mittleren Terrasse des Wesersystems äquivalente — Aufschüttung einheimischer Terrassenschotter zeitlich einschaltet. Diese Schotter bestehen zunächst am Rande des Deisters aus Wealdenmaterial und vereinzelten nordischen Geröllen, die aus inzwischen vollkommen zer-

störten altglazialen Bildungen des Deisters stammen, weiter nach Norden im Bereiche der Deistermulde gehen sie dann aber in die Haupttalschotter der Leine über, die nach verschiedenen Bohr- und Brunnenaufschlüssen früher das unmittelbare Vorland des Deisters durchflossen haben muß, und vermischen sich gleichzeitig dabei mit den vom Norden herbeitransportierten Schmelzwasserabsätzen der mittleren Vereisung, ein Zeichen dafür, daß die Terrassenaufschüttung nahe dem Eisrande erfolgt sein muß, mithin ein zeitlich glaziales Gebilde darstellt.

In ihrer heutigen morphologischen Form bilden diese Diluvialaufschüttungen des Deistervorlandes eine ausgedehnte Einebnungsfläche, aus der nur einige wenige Inselberge, wie die Terrassenschotter im Untergrunde von Hohehorst oder die vermeintlichen »Endmoränen« von Engelbostel herausragen und die hauptsächlich durch Wirkungen der Deflation zur älteren oder jüngeren Lößzeit zustande gekommen sein dürfte.

Herr P. WOLDSTEDT berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geol. Aufnahmen auf den Blättern Fallersleben und Meine sowie von Übersichtsaufnahmen für das Blatt Braunschweig 1:200000.

Das in Spezial- und Übersichtsaufnahmen untersuchte Gebiet (Meßtischblätter Meinersen, Gifhorn, Fallersleben, Obisfelde, Wendeburg, Meine, Vechelde, Barum und Schöppenstedt) umfaßt die weitere Umgebung von Braunschweig, d. h. das westliche und nordwestliche Randgebiet des subherzynen Beckens. Hier tauchen die mesozoischen Schichten mehr oder weniger rasch unter das Diluvium unter, derart daß auf den nordwestlichsten Blättern — Meinersen und Gifhorn — ältere Formationen überhaupt nicht mehr zutage treten, sondern oberflächlich nur noch Diluvium vorhanden ist. Im übrigen sind im Bereich der Blätter alle Formationen vom Oberen Zechstein bis zum Tertiär nicht nur nachgewiesen, sondern treten auch — mit ganz geringen Ausnahmen — unmittelbar zutage.

Die stratigraphischen Verhältnisse dieser Schichten sind denen der angrenzenden, bereits veröffentlichten Blättern durchaus ähnlich, so daß sich hier ein näheres Eingehen auf sie erübrigt.

Von Interesse sind dagegen die tektonischen Verhältnisse, die auch in dem oberflächlich schon stark von Diluvium verhüllten nordwestlichen Grenzgebiet infolge der zahlreichen hier vorhandenen Bohrungen noch einigermaßen gut zu erkennen sind.

Die tektonischen Verhältnisse auf Blatt Fallersleben sind dadurch ausgezeichnet, daß hier hercynische und rheinische Streichrichtung hart aufeinandertreffen. Von Südosten her tritt auf das Blatt die ausgeprägte, aus dem Oberen Allertal kommende, hercynisch streichende Störungszone über, die fast auf ihrer ganzen Erstreckung von Seehausen an von einer unterirdischen Salzaufpressung begleitet ist. Auf Blatt Fallersleben baut die Gewerkschaft Rothenfelde auf dieser Aufpressung, und ihr weiterer Verlauf nach Südosten hin ist durch

die Bohrungen der Gewerkschaften Braunschweig-Lüneburg und Hedwig nachgewiesen.

Die Verhältnisse, unter denen hier die Salzaufpressung auftritt, sind eigenartig und zunächst schwer verständlich. Die Fortsetzung der Allertal-Störungszone erscheint hier — wie auf Blatt Groß-Twülpstedt — im großen betrachtet, als Graben- oder Muldenzone zwischen zwei flachgelagerten Platten: der Neindorfer Keuperplatte im Südwesten und der Velpker Keuper-Liasplatte im Nordosten, welche beide eine ganz schwach gewölbte Lagerung zeigen.

An die Neindorfer Keuperplatte legt sich nach Norden bezw. Nordosten hin Unterer Lias, schwach nach Nordosten geneigt, an, auf den — durch eine Verwerfung geringer Sprunghöhe getrennt — Mittlerer Lias folgt. An dem vom Clieversberg über Rothehof nach Südosten verlaufenden und wohl nach Nordosten einfallenden Hauptrandsprung sind dann Schichten des Weißen und Braunen Jura abgesunken und haben dabei ein südwestliches Fallen erhalten. Der senkrechte Verwurf dürfte 250—300 m betragen. Der versenkte Streifen von Weiß- und Braunjura-Schichten umfaßt die bekannten Vorkommen vom Clieversberg und von Nordsteimke.

In der Mitte der Störungszone, die von Hehlingen nach Schacht Rothenfelde verläuft, ist im Südosten bei Hehlingen und Nordsteimke unmittelbar unter dem Diluvium der Gipshut der Salzaufpressung angetroffen worden. Der Salzspiegel liegt hier in etwa 190—195 m Tiefe, d. h. in etwa 110 m — NN. Nach Nordwesten hin taucht das Salz unter, und es ist ein allerdings stark gestörtes Deckgebirge vorhanden, das im wesentlichen Muschelkalk, Keuper und Unteren Lias umfaßt. Beim Schacht Rothenfelde ist dies Deckgebirge etwa 400 m mächtig. Die Bohrungen Rothenfelde 1 und 2 scheinen beide auf den Flanken des Salzstockes zu stehen; die erstere, am Südausgang von Heßlingen-Rothenfelde gelegen, — hat die Nordostflanke der Aufpressung in etwa 600 m Tiefe erreicht, um bei 815 m wieder auf Buntsandstein zu treffen, während Rothenfelde 2, auf dem Hohenstein (dessen Doggersandstein man damals für Rät hielt) angesetzt, die südwestliche Salzflanke bei etwa 460 m antraf und bei etwa 800 m wieder auf Bundsandstein, anscheinend Röt, kam. Die Kombination der Bohrungen mit den unterirdischen Aufschlüssen des Kaliwerks ergibt eine pilzförmige Aufpressung des Salzes.

Der Bau des nordöstlichen Randgebietes ist in der näheren Umgebung des Schachtes nicht zu erkennen, da es durch die Aufschotterungen des Allertals völlig verdeckt ist; doch ist diese Flanke etwas weiter südöstlich deutlich zu erkennen. Hier ist ein Streifen von Jura (Mittlerer Lias bis *Polyplocus*-Schichten des Doggers), mit 20—45° nach Nordosten fallend, vorhanden, der — als Gegenflügel gegen die südwestliche Flankenscholle (Clieversberg) erscheinend — gegen die nordöstliche Platte um 3—400 m abgesunken ist.

Die Verhältnisse erklären sich, wie im Oberen Allertal, am leichtesten durch Zerrung; von unten drang in diese gezerrte Zone das Salz ein, während von oben Gebirgskeile einsanken.

Nach Nordwesten hin scheint sich die Aufpressung nicht mehr sehr weit fortzusetzen. Die Bohrung Rothenfelde 4 bei Sandkamp hat bis zu 876 m Tiefe, in der sie eingestellt wurde, eine ganz regelmäßig gelagerte Schichtenfolge vom Lias bis zum Wellenkalk ergeben, und ein ähnliches Bild zeigt die weiter nordwestlich gelegene Bohrung Hoffmannshall C (zwischen Fallersleben und Forsthaus Stellfelde). Noch weiter nach Nordwesten hin haben sowohl die Bohrung Weyhausen II wie — nach allerdings etwas unsicheren Angaben — das Bohrloch Neu-Fallersleben zwischen Osloß und Weyhausen die Zechsteinsalze angetroffen. Beide Bohrungen stehen ebenfalls auf der Flanke einer Salzaufpressung, die gewöhnlich mit nordwestlichem Streichen so gezeichnet wird, daß sie als Fortsetzung der Aufpressung des Oberen Allertals erscheint. Mit größerer Wahrscheinlichkeit darf man hier vielleicht süd-nördliches Streichen annehmen und an eine Fortsetzung der Ehmener Linie denken. Denn wir befinden uns hier bereits ganz im Bereich der rheinischen Streichrichtung.

STILLE hat bekanntlich dem von nordwestlichem Streichen beherrschten subhercynen Becken eine Zone rheinischen Streichens gegenüber gestellt, die das erstere glatt abschneidet bezw. eine Vergitterung beider Streichrichtungen zeigt. Diese Vorstellungen treffen nun nur teilweise zu. Denn im südlichen Teil entwickelt sich die südnördliche Richtung allmählich aus der hercynischen, indem die Achsen langsam diese Richtung annehmen, wenn sie sich auch nicht unmittelbar als solche fortsetzen, sondern meist gegeneinander versetzt sind.

Die Kartierung hat in diesem Gebiet nun zunächst die weitere Fortsetzung der südnördlich streichenden Oderwald-Achse festgelegt, in der hier der Thieder Salzstock mit demselben Streichen drin steckt, kenntlich an der Oberfläche vor allem an der Buntsandsteinscholle des Thieder Lindenberges und an dem im Thieder Gipsbruch unmittelbar zutage tretenden Gipshut des Salzstockes. Die Aufpressung wird von elliptischen Zonen von Unterer und Oberer Kreide umgeben; das nördliche Ende der Aufsattelung liegt bei Broitzem. An den Thieder Sattel schließt sich westlich die Beddinger Oberkreidemulde an, die als jüngstes vielleicht noch das Granulatensenon enthält, das allerdings nirgends hier aufgeschlossen ist. Geht man nun weiter nach Westen, so trifft man westlich von Üfingen und Bleckenstedt wieder auf östlich fallende turone und cenomane Kreide, unter der — am Wege von Bleckenstedt nach Broistedt aufgeschlossen — noch Flammenmergel des Gaults zutage tritt. Die Schichten streichen in südlicher und südwestlicher Richtung und begrenzen das lange »Dumme Bruch«, das sich aus der Gegend von Köchingen und Wierthe bis hierher erstreckt. Westlich des Bruches sind im Bahneinschnitt der Braunschweig-Hildesheimer Bahn wieder nach Westen fallende turone Pläner aufgeschlossen, in deren Hangendem die in der Eisensteingrube Sophie aufgeschlossenen Schichten (Oberemscher-Granulatensenon) folgen.

Das eben geschilderte Gebiet repräsentiert also wieder einen südnördlich streichenden Sattel, der dem Thieder Sattel ähnlich, wenn auch nicht so stark aufgewölbt wie dieser ist. Eine Bohrung der Ilseder Hütte, die im »Dummen Bruch« südwestlich von Vallstedt niedergebracht wurde, soll hier ziemlich mächtiges Tertiär angetroffen haben. Diese Angabe, in Verbindung mit den übrigen Verhältnissen des Gebietes, läßt es als naheliegend erscheinen, im Kern dieser Aufwölbung ebenfalls noch einen Salzstock anzunehmen. Es hat ferner den Anschein, als ob diese Achse eine Fortsetzung nach Süden hin hat. Denn südlich Engelnstedt ist ebenfalls östlich einfallende Obere Kreide vorhanden, und es liegt westlich ein dem »Dummen Bruch« entsprechendes Moorgebiet. Die zurzeit hier im Gange befindlichen Bohrungen der Firma Raky dürften eine Klärung der Verhältnisse bringen. —

Der Untergrund der Stadt Braunschweig selber ist noch nicht mit genügender Klarheit zu erkennen. Durch den Osten und Nordosten der Stadt streicht die »Nußberg-Achse«, und es bleibt zufälligen Funden und Bohrungen vorbehalten, Aufschluß zu bringen über die älteren Schichten, die hier eventuell noch außer dem Unteren Buntsandstein im Verlauf der Achse herauskommen. Unsicher ist auch noch, wie sich die turonen und cenomanen Pläner unmittelbar bei Braunschweig verhalten. Aus der Gegend von Üfingen und Alvesse kommend, verläuft der nordwestliche Flügel einer Oberkreidemulde über Lamme und das Pawelsche Holz auf Ölper zu. Im Südosten von Braunschweig andererseits streicht der Gegenflügel zunächst nördlich, um dann nach Nordwesten und Westen umzubiegen. Ob nun die beiden Flügel durch eine große durch den Westteil von Braunschweig verlaufende Verwerfung abgeschnitten werden oder ob — was wahrscheinlicher ist — hier Cenoman und Turon tiefer einsinken, und das Granulatensenon, das westlich von Braunschweig eine breite Mulde bildet, hier nach Nordosten hin über immer ältere Schichten transgrediert — wie es ja tatsächlich bei Querum über Gault transgrediert — das muß zunächst noch unentschieden bleiben. —

Von dem Bau des nördlich von Braunschweig gelegenen Gebietes ist nur ein kleinerer Teil im Nordosten genauer zu erkennen. Hier taucht westlich der Ehmen-Lehrer-Zone, an die im Norden der Ehmener Salzstock, im Süden die Hordorfer Ölvorkommen gebunden sind, zwischen Hondelage und Essenrode noch mal ein geschlossenes Juragebiet aus dem Diluvium auf. Es zeigt im wesentlichen muldenförmigen Bau; denn die Hondelager Mulde im Süden und die Essenröder Mulde im Norden können als eine Mulde betrachtet werden, deren Achse einen Buckel bildet, der halbwegs zwischen Hondelage und Essenrode liegt.

Nach Nordwesten hin verschwindet der Jura bald gänzlich wieder unter Diluvium. Aus Bohrungen geht hervor, daß hier sehr bald die Untere Kreide — transgredierend — vorhanden ist (bei Abbesbüttel z. B. bereits in einer Mächtigkeit von 250 m). Die Grenze der Juraverbreitung unter dem Diluvium dürfte etwa von Waggum über

Allerbüttel nach Dannenbüttel zu verlaufen; östlich von dieser Linie scheint Kreide nicht mehr vorhanden zu sein (mit Ausnahme eines Erosionsrestes von senoner Kreide bei Jelpke?). Im westlichen Gebiet ist dann die Verteilung der Kreidestufen so, daß westlich einer Linie, die von Denstorf über Watenbüttel auf Grassel zu verläuft, Tone der Unteren Kreide, und zwar vorwiegend Gaulttone, vorhanden sind. Die Oberste Kreide, das Senon, (— Cenoman und Turon fehlen hier ja —) legt sich mit gebuchteter, durch die Orte Wipshausen, Rethen, Abbesbüttel bezeichneten und dann nach Norden verlaufenden Grenze darauf. Diese Grenze verläuft also schief zur Jura-Kreide-Grenze, der sie sich nach Osten hin immer mehr nähert, so daß es nicht unwahrscheinlich ist, daß hier im Jura-Grenzgebiet das Senon teilweise unmittelbar über Jura transgrediert, wenn auch ein solcher Fall in einer Bohrung bisher nicht bekannt geworden ist.

Aus dem Kreidegebiet taucht bei Rolfsbüttel und Warxbüttel plötzlich wieder ein Salzstock auf, dessen eigentümliche Verhältnisse — Auftauchen aus großer Tiefe, Transgression des Senons über Zechstein — ja bereits früher von HARBORT beschrieben worden sind. —

Den Untergrund der Blätter Meinersen und Gifhorn bildet zum großen Teil wohl schon das Tertiär.

Herr O. SEITZ berichtet über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Dingelbe (östl. Hildesheim).

Die nördliche Hälfte des Blattes besteht aus ebenem, mit diluvialen Ablagerungen bedecktem Gelände; in der südlichen erheben sich Gebirgszüge, die sich aus Trias, Jura und Kreide aufbauen. Die Trias ist auf die Südoststrecke des Blattes beschränkt und bildet dort das untertauchende, erheblich zerstückelte, westliche Ende des Salzgitterschen Sattels. Während östlich Grasdorf auf Blatt Lesse die Trias ostwestlich streicht, schwenkt sie nördlich und westlich Grasdorf in die Nordnordwest- und Nordsüd-Richtung um. Dieses Umschwenken, das dem umlaufenden Streichen des Sattelschlusses entspricht, vollzieht sich nicht allmählich, sondern in einer Bruchzone, die etwa vom Bahnhof Derneburg aus mitten durch den Ort Grasdorf hindurchgeht. Bemerkenswert ist ferner, daß vom Gipfel des Gr. Steinbergs aus Muschelkalk und Keuper wieder in die Ostwest-Richtung hineingepreßt erscheinen und dann nacheinander von einem Sattelverwurf abgeschnitten werden. Auch der Nordflügel der Antiklinale zeigt umlaufendes Streichen, das nur in der Nähe des Sattelbruches durch eine Anzahl kleinerer Störungen zersplittert wird. Aus dem Gesamtbild dieser Tektonik gewinnt man den Eindruck, als ob sie präcretacisch angelegt und dann durch die jüngeren gebirgsbildenden Vorgänge umgestaltet worden sei. Der Hildesheimer Sattel kann als eine neuauftauchende, selbständige Antiklinale betrachtet werden.

Im Gegensatz zu dieser komplizierten Tektonik ist die Lagerung der Kreide und des Oberen Juras, der nur von einer streichenden Verwerfung zwischen Ilsen- und Knebelberg zerschnitten wird, einfach zu nennen. Mit der Annäherung an die Trias werden die Schich-

ten des Weißen Juras und der Unteren Kreide steiler aufgerichtet. Streichende Störungen, deren Lage infolge der Lößdeckung nicht genauer festzustellen sind, liegen wahrscheinlich zwischen den Triashöhen, dem Langen- und dem Heidelbeeren-Berg. Zweifellos ist auch die Obere Kreide des Mieckenberges gegenüber der Trias an Brüchen abgesunken.

Salfeld teilt in seiner Arbeit über die Gliederung des Oberen Jura in Nordwest-Europa (N. Jahrb. f. Min. B.-Bd. 37, 1913, S. 137—142) mit, daß im Heersumer Bruch die Heersumer Schichten von 5,70 m Kalksandstein überlagert seien und daß die darüber folgenden, fossilarmen Mergel im östlichen Teile des Langen Berges vollständig auskeilen, wie dies die Aufschlüsse im Wöhler Bruche zeigen sollen. Nach meinen Feststellungen beginnt der Korallenoolith im Heersumer Bruch mit 1,80 m Kalksandstein, die z. T. der Korallenbank, dem tiefsten Glied des Korallenooliths, entsprechen mögen. Darüber folgen (als Liegendes der fossilarmen gelblichgrauen Mergel) 3,35 m helle oolithische Mergel und Kalke, die bei der Kartierung in einem schmalen Streifen nach Osten hin an vielen Punkten zu beobachten waren. Sie bilden das Hangende der Korallenbank im Bruche bei Punkt 205,6 und in dem Wöhler Bruche. Dort hat nun Salfeld in diesen Schichten nicht nur den *Perisphinctes* cf. *Wartae* mut. *antecedens*, sondern auch das nächstfolgende Zonenfossil, nämlich den *Perisphinctes Wartae* Buck. festgestellt und vermutlich auf Grund dieser Funde angenommen, daß die fossilarmen Mergel ausgekeilt seien. Der oberhalb des Heersumer Bruches auf dem Kamm des Langen Berges befindliche Aufschluß zeigt die über den fossilarmen Mergeln lagernden Hornsteinkalke, an deren Basis (also in einem viel höheren Niveau als im Wöhler Bruche) nach Salfeld ebenfalls der *Perisph.* cf. *Wartae* mut. *antecedens* und in 3,50 m darüber der *Perisph. Wartae* gefunden wurde. Diese charakteristischen Sedimente waren nach Osten hin bis zum Aufschluß bei Punkt 205,6 zu verfolgen. Dort verhindert zwar die Lößbedeckung des bewaldeten Gebietes weitere Beobachtung; jedoch ergibt der parallele Verlauf der Facies-Grenzen, daß die fossilarmen Mergel nicht auskeilen. Ferner besteht ein erheblicher Widerspruch in der von Salfeld mitgeteilten stratigraphischen Verteilung der Zonenammoniten; ich möchte vermuten, daß hier vielleicht eine Fundortsverwechslung vorliegt.

Bemerkenswert ist außerdem die Tatsache, daß der Obere Jura im Langen Berge spitzwinklig zur Längserstreckung des Höhenzuges in der Weise streicht, daß nacheinander die einzelnen leicht zu gliedernden Schichten des Unteren Korallenooliths sich an dem Aufbau der Kammlinie beteiligen. Im Westen sind es die harten Hornsteinkalke, dann folgen nach Osten die tieferen fossilarmen Mergel und die hellen oolithischen Mergel und Kalke; bei Punkt 205,6 endlich und weiter östlich bildet die Korallenbank über den Hersumer Schichten als widerstandsfähigstes Glied die höchste Linie des Berges. Dieser eigentümliche morphologische Befund kann nur dadurch erklärt werden, daß die Schichten im Norden des Kammes von einer Fläche spitzwinklig zu

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

ihrem Streichen abgeschnitten werden und zwar wahrscheinlich von der Transgressionsfläche der Unteren Kreide oder vielleicht von einem Verwurf. In der Tat hat beim Wöhler Bruch 50 m nördlich der Kammlinie der Bohrer unter dem Löß dunkelgrauen Ton angetroffen, der nur der Unteren Kreide angehören kann. In dem heute verschütteten Gutsbruche bei Wendhausen (bei Punkt 150,6) ist von MENZEL (N. Jahrb. f. Min. 1902, S. 23) die Transgression des Hauterive über Mittl. Kimmeridge beobachtet worden und es ist daher das nächstliegende anzunehmen, daß nach Osten hin die übergreifende Lagerung der Unteren Kreide sich über ältere Schichten fortsetzt.

Herr HOFFMANN berichtet über Blatt Elze.

Die diesjährigen Aufnahmen auf dem Blatte Elze haben sich vorzugsweise auf dem Südostteil desselben bewegt.

Dieser Teil wird westlich durch die von Süden nach Norden fließende Leine begrenzt und von dem nordwestlichen Ende des Hildesheimer Waldes mit den ihm vorgelagerten Diluvialbildungen eingenommen. Zwischen den eiszeitlichen Ablagerungen und den Flußterrassen der Leine bestehen nahe Beziehungen, und zwar handelt es sich vornehmlich um die Rückstände der zweiten Vereisung und die Schotter und Sande der mittleren Terrasse. Bemerkenswert auf Blatt Elze ist ein deutlicher Wechsel in der Terrassenausbildung, der auf dem südlichen Anschlußblatt Gronau beginnt und auf Blatt Elze und dem nördlichen Anschlußblatt Pattensen seinen Abschluß findet. Während noch in dem Südteil des Blattes Gronau sich die mittlere Flußterrasse fast ausschließlich aus einheimischen Schottern — in hervorragendem Maße sind Plänerschotter beteiligt — zusammensetzt und nordische Schotter nur vereinzelt als Umlagerungsprodukte der ersten Eiszeit auftreten, beginnt einige Kilometer weiter nördlich die Flußterrasse mit rein eiszeitlichen Schichten durchsetzt zu sein. Diese Schichten liegen z. T. konkordant zwischen den einheimischen Flußschottern, z. T. kann man auch Auswaschungen und Auskesselungen der normalen Flußterrasse vor Ablagerung des eiszeitlichen Materials feststellen.

Dieses setzt sich zum großen Teil aus nordischem Material, vorzugsweise Granit und Feuerstein, zusammen; häufig treten Quarzsande mit charakteristischen Feldspatkörnern auf. Daneben finden sich aber auch einheimische Beimengungen, unter denen Pläner, Buntsandstein und Kieselschiefer vorwalten.

Wahrscheinlich hat auf dem Blattgebiet Elze der Rückzug des Inlandeises eine Stillstandslage erreicht. An der Barre des Eises haben sich die Leinewasser gestaut, die dort ihr Material hercyner und mesozoischer Art ablagerten. In Zeiten größerer Eisschmelze überwogen am Rückzugsrand des Eises die Schneewässer, so daß Ablagerungen vorwiegend nordischer Art entstehen konnten. In den meisten Fällen gelangten jedoch Flußabsätze und Schmelzwasserabsätze gleichzeitig zur Ablagerung und bildeten in den Terrassen ein regelloses Durcheinander der verschiedenen Aufbaustoffe.

Wenig nördlich des Blattrandes auf Blatt Pattensen und verstärkt auf Blatt Hannover verschwinden die Schotter einheimischer Herkunft immer mehr und machen nordischen Sanden Platz.

Aufschlüsse der mittleren Terrasse sind recht häufig und liegen bei 70—80 m über NN. Daneben gibt es Schotterablagerungen geringeren Umfangs, die bei 95—110 m über NN auftreten. Sie setzen sich mehr als die ersteren aus nordischen Geschieben und Sanden zusammen unter ganz geringer Beimengung einheimischen Materials. Bemerkenswert ist, daß sie an eine ganz bestimmte Höhenlage gebunden zu sein scheinen und meist mit der Höhenschichtlinie 100 zusammen fallen. Der beste Aufschluß liegt nördlich der »Heide« am rechten Leineufer. Die Ablagerung erscheint stark gestört; schichtiger Aufbau ist immerhin gut zu erkennen. Überall tritt starke Spezialfaltung auf, häufig keilen Schichten aus. Schichten aus feinen nordischen Sanden werden abgelöst durch Schotter von Kopfgröße. Es dürfte sich in diesem Falle um die letzten Erosionsreste der oberen Terrasse handeln, also Bildungen einer Zeit, in der beim Rückzug des Eises die gestauten Wasser zuerst wieder ihrem normalen Weg nach Norden folgen konnten. Die gestörte Lagerung und der zonenweise Aufbau aus rein nordischen Komponenten deutet darauf hin, daß in der Rückzugsbewegung des Eises Schwankungen aufgetreten sind, das Eis zeitweise wieder nach Süden vordrang und unter Störung der normalen Terrassenlagerung rein nordische Materialien in dieselbe einlagerte.

Herr Range berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmearbeiten auf den Blättern Ebersdorf und Bremervörde in Hannover in den Jahren 1920/21.

Das aufgenommene Gelände ist ausgesprochenes Flachland. Langsam und allmählich gehen die sandigen Rücken der Geest in die Moorniederungen über, auch der Sand trägt meist eine humose Rinde, so daß oberflächlich dem Gelände seine Gesteinsbeschaffenheit schlecht anzusehen ist.

In NNO-WSW-Richtung durchsetzt das Gebiet das Tal der Oste, das jetzt eingedeicht, in früherer Zeit das Gelände weithin überflutete. Selbst bei Bremervörde beträgt der Unterschied zwischen Flut und Ebbe noch heute 0,54 m im Mittel. Dieses große, von der Unterelbe bis zur Unterweser reichende Tal, welches jetzt die Oste nach Norden, die Hamme nach Südwesten entwässert, ist häufig als ein glaziales Schmelzwassertal[1]) gedeutet. Die geologische Spezialuntersuchung bestätigt diese Annahmen nicht. Abschnittprofile und Talsandflächen fehlen.

---

[1]) Wilckens, »Die Dünen zwischen Unterelbe und Unterweser«, Centralbl. f. Min. usw. 1921, S. 590—594, hat neuerdings versucht, ein solches Tal den Meßtischblättern zu entnehmen; doch haben derartige Darstellungen kleinen Maßstabes lediglich konstruktiven Wert.

1. Diluvium

Auf dem aufgenommenen Teil von Blatt Ebersdorf durchragen nur einzelne Diluvialinseln das Moorgelände, meist bestehen dieselben aus Geschiebesand. Die höheren Kuppen pflegen steinreicher und humusärmer zu sein. Geschiebelehm wurde ausschließlich an den Rändern der Diluvialinseln beobachtet. Bis $2^1/_2$ m Tiefe wurde nirgendswo Mergel angetroffen. Auch auf Blatt Bremervörde durchragen in dem aufgenommenen Teile westlich der Oste nur einzelne Sandinseln die Moorniederungen. Dagegen überwiegt östlich der Oste das Diluvium. Hier sind demselben auch noch eine Reihe von kleineren Dünengebieten aufgesetzt. Infolge der schlechten Beschaffenheit der Aufschlüsse war es schwer, über die Gliederung des Diluviums ein klares Bild zu gewinnen. Im allgemeinen bedeckt der Geschiebesand die ganze Diluvialfläche und der Lehm tritt nur in kleineren, meist künstlichen Aufschlüssen zutage.

2. Alluvium

Der weitaus größte Teil des aufgenommenen Gebietes ist von Bildungen des Alluviums erfüllt. In den Gegenden, wo der Sand der diluvialen Höhen langsam den jüngeren Gebilden entsteigt, ist es häufig auf weiten Strecken zur Bildung von Moorerde gekommen.

Besonders im Tale der Oste und in einigen kleineren Seitenbuchten derselben finden wir ausgedehnte Flachmoore mit Torfmächtigkeiten bis zu 5,1 m. Nahe der Oste und ihrem westlichen Nebenfluß, der Mehe, sind diese Flachmoore noch überschlickt worden, so daß über dem Niedermoortorf 1 bis 12 dcm HT-TH liegt.

Der weitaus größte Teil der Moorbildungen besteht aus Hochmoortorf. Jüngerer und älterer Moostorf konnte in den meisten Aufschlüssen unterschieden werden, Grenztorf dagegen nur ausnahmsweise. In dem Hochmoorteile des Blattes Ebersdorf, welcher zwischen der Mehe und Oste liegt, ist der Moostorf über den Niedermoortorf hinausgewachsen.

In dem ganzen aufgenommenen Gebiete findet sich kein unverändertes Hochmoor. Überall ist dasselbe durch Entwässerung stark zusammengesunken. Die ursprüngliche Vegetation ist nirgendswo mehr erhalten. Der oberflächlich ziemlich stark ausgetrocknete Torf ist vielmehr fast ausschließlich mit Heidekraut *(Calluna vulgaris)* bedeckt.

An feuchteren Stellen findet sich auch *Myrica gale* in größeren Beständen. Überall wo fließende Wasser die Moorgebiete durchströmt, finden wir Niedermoortorf in schmalen Bändern diese Wasserläufe begleitend.

Während die Torfmächtigkeit im Öreler und Sprekenser Moor nicht groß ist — sie überschreitet nur im zentralen Teil derselben 2 m — weisen die Moore im Süden des Blattes Bremervörde beträchtlichere Torfmächtigkeit auf. 5—6 m werden hier auf weiten Strecken überschritten, trotzdem der Torf seit der Entwässerung wohl um mindestens um ein Drittel seines Volumens zusammengesackt ist.

Die Nivellementzahlen der Meßtischblätter haben daher in diesen Gebieten kaum noch Gültigkeit. Größere Strecken Ödland liegen nur noch im Nordwesten des Blattes Bremervörde bei Örel und im Südosten bei Sand-Bostel, sowie im Nordwesten des Blattes Ebersdorf.

Das Tale der Oste wird besonders südlich Bremervörde von einer Kette von Dünengebieten begleitet. Sie sind teilweise im Ostteil des Tales liegen geblieben und ragen dann meist als Inseln aus dem vermoorten Gelände heraus, oder sie sind bis auf die Diluvialhöhen hinaufgewandert. Die Dünen sind jetzt aufgeforstet, oder mit Heide bewachsen und wandern nicht mehr. Sie sind wohl in einer Zeit entstanden, welche der Bildung der großen Moore unmittelbar vorher ging, in der die Vegetation der weiten Talsandflächen nur gering war. Da sie nur den Ostrand des Tales begleiten, müssen sie vorwiegend durch Westwinde entstanden sein.

Herr WILDVANG berichtet über die Aufnahme auf Blatt Westermarsch 1922.

Die physikalische Gestaltung der ostfriesischen Nordseeküste läßt erkennen, daß der diluviale Untergrund in dem Marschengürtel dem Anprall der Nordsee einen größeren Widerstand entgegenzusetzen vermochte als die in gleicher Tiefe liegenden Moor- und Schlicktonbildungen. Die Auswaschung der manchmal tief in das Marschgebiet einschneidenden Buchten wurde gehemmt oder zum Abschluß gebracht, sobald sie bis in die Nähe des Geestrandes vorgerückt waren. So erkennen wir z. B. an der unter dem Druck der Weststürme in östlicher Richtung ins Festland vorgetriebenen Leybucht, daß sie von dem im Osten anstehenden diluvialen Untergrund aufgefangen und nach verschiedenen Richtungen abgelenkt wurde. Die ganze Ausbuchtung erhielt dadurch die Form einer Schwanzflosse, indem sich der eine Leybuchtzipfel nordwärts bis zur Stadt Norden, der andere in entgegengesetzter Richtung um Wirdum herum bis nach Canhusen vorschob.

Diesem erhöhten Widerstande des diluvialen Untergrundes verdankt auch die Westermarsch ihre Erhaltung. Der große diluviale Kieshügel, auf dem die Stadt Norden liegt, setzt sich nämlich als breiter, flacher Rücken in westlicher Richtung unter den Alluvien der Westermarsch in geringer Tiefe fort und wird selbst noch im äußersten Westen bei dem Gutshof Westerwarf in 1 m Tiefe angetroffen. Zur Zeit der Küstenzerstückelung bot dieser Rücken der Halbinsel gleichsam ein festes Rückgrat und ließ sie dem Anprall der Nordsee widerstehen, als rechts und links — zum Teil noch in geschichtlicher Zeit — ausgedehnte Gebiete in den Fluten versanken. Aus dem Grunde führt auch die Halbinsel in ihrem Innern schweren alten Marschboden, dem sich in Richtung auf die Küste die in neuerer Zeit abgelagerten marinen Schlicktone und -sande angliedern. Im allgemeinen führt dementsprechend ein Bodenprofil vom Innern bis zur Küste alle möglichen Übergangsformen vom sandarmen Ton bis zum schwach tonigen Feinsand.

Im Liegenden der Marschdecke finden wir fast allenthalben das Moor. Wenngleich nun auch anzunehmen ist, daß die obere Kante dieser Moorbildungen ursprünglich wagerecht verlief, so ist doch gegenwärtig die Tiefenlage der Moorschicht, von der Oberfläche an gerechnet, eine schwankende. In Durchschnitt bewegt sich ihre obere Kante im Innern der Halbinsel in 1 m Tiefe, wohingegen sie in nächster Nähe der Küste erst mit 2—3 m erreicht wird. Die Ursache dieser Schwankung ist eine zweifache: Einmal sind die jüngeren Schlicktone an der Küste in größerer Mächtigkeit aufgetragen worden als die älteren im Innern, so daß also die Marschoberfläche in der Richtung auf die Küste sanft ansteigt, zum andern haben dann auch diese größeren Anhäufungen an der Küste eine stärkere Zusammenpressung der untergelagerten Moorbildungen bewirkt als die schwächere Marschdecke im Innern.

Nach einer vorgenommenen Analyse zeigen die Moorbildungen folgende Zusammensetzung: Die obere Schicht besteht aus schwarzem, erdigem Torf, in der Hauptsache aus ausgefälltem Humus mit wenigen zwischengelagerten Rhizomteilen aus Hautfetzen von Seggen und ebenso seltenen Rindenteilchen von Betulaceenreisern darstellend.

In der Mitte der Schicht liegt ein faserig-krümeliger Torf mit sehr vielem *Calluna vulgaris* (Heidetorf); weniger häufig sind Reste von *Carex* und *Eriophorum*. Dazu kommen Laubblättchen vom *Empetrum nigrum*. Zu unterst, also auf dem Diluvium, liegt ein dunkler Heidetorf, typischer Grenztorf fast nur aus *Caluna*-Resten bestehend, und zwar in stark zersetztem, vermodertem Zustande und *Empetrum nigrum*.

Technisch verwendet wird der schwere Ton im Innern der Halbinsel zur Ziegelfabrikation. Erwähnt mag hier noch sein, daß eine größere Dampfziegelei in neuerer Zeit auch das von der Marschdecke entblößte Moor abgräbt, um bei Ermangelung von Kohlen die Maschinen mit Torf zu heizen.

Herr ASSMANN berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Gröningen.

Auf Bl. Gröningen wurden die stratigraphischen Verhältnisse des oberen Muschelkalks weiter verfolgt. Dabei ergab sich, daß dort die Trochitenkalke nicht überall normal ausgebildet sind, da sie stellenweise sehr arm an Encrinitenstielgliedern sind. In den darüberlagernden Ceratitenschichten war eine weitere Gliederung nach Zonenceratiten nur in beschränktem Maße möglich. *Ceratites compressus*, der sonst nur für die tieferen Ceratitenschichten leitend ist, geht hier noch oben weit in die Zone des *Ceratites nodosus* hinein. Die *Semipartitus*-Schichten sind auf Bl. Gröningen zweifellos nicht typisch entwickelt, da *Ceratites nodosus* in den Schichten bis zur Keupergrenze vorhanden ist und *Ceratites semipartitus* selbst nicht nachgewiesen werden konnte.

Herr Haack berichtet über die Aufnahme auf Blatt Osnabrück (G. A. 39, 47).

Die Beendigung der Aufnahme des Blattes Osnabrück ergab manche neue Beobachtungen bezüglich der Stratigraphie der Trias, über die jedoch in einem besonderen Aufsatz berichtet werden soll.

Im Juravorkommen von Hellern ließen sich außer den von Poelmann bekannt gewordenen Zonen noch die *Württembergicus*-Schichten und der »Cornbrash« nachweisen. Im Oberen Jura des neu aufgenommenen Blatteiles fällt auf, daß das Kimmeridge nicht mehr wie meistens im südlich angrenzenden Osning-Abschnitt, in roter Mergelfacies entwickelt ist, sondern nur aus wenigen Metern meist gelber und brauner fossilarmer Kalke besteht. Das nördlichste und damit dem Wiehengebirge am nächsten kommende Malmvorkommen der Osnabrücker Gegend liegt im Hörner Bruch bei Sutthausen und umfaßt die Schichten bis hinauf zu den Portlandmergeln. Tertiär, das bisher von Blatt Osnabrück nicht bekannt war, wurde an mehreren Punkten festgestellt: In Malbergen, also schon dem Osning nahe, wo ein Hohlweg glaukonitische Mergel und Kalke des Oberoligocäns erschließt, in Harderberg, wo limnische Tone und Sande in Schlotten des Oberen Muschelkalks auftreten, bei »Moskau« wo die gleichen Bildungen in solchen des Trochitenkalks und am Westerberg, wo sie im Wellenkalk angetroffen wurden.

Im oberoligocänen Konglomerat von Pohlkotten westlich Osnabrück (Bl. Hasbergen, G. A. 39, 46) wurden mehrere Buntsandsteingerölle gesammelt, die dadurch, daß sie den charakteristischen Eisenglanz des Piesberg-Buntsandsteins führen, anzeigen, daß dieses Mineral schon vor der Oberoligocän-Zeit eingewandert ist, was vielleicht von Bedeutung sein wird für die Frage nach der Entstehungszeit der metasomatischen Zechsteineisenerze. In den Aufbau des Diluviums, besonders der Täler, gab die Untersuchung zahlreicher älterer Wasser-Versuchsbohrungen der Stadt Osnabrück guten Einblick. Es zeigte sich, daß unter den Talsanden (ɔas), tonige, feinsandige bis kiesige, oft humose Bildungen liegen, die durch die Führung einer Schneckenfauna vom Charakter der des Lösses, eine besondere Bedeutung erhalten. Erst darunter folgen die glazialen Ablagerungen der vorletzten Eiszeit. Es liegt nahe, die fossilführenden Schichten für etwa gleichaltrig zu halten mit dem Lößlehm der dortigen Höhen, der allgemein als zur letzten Eiszeit gehörig angesehen wird, und zwar als Bildungen der Täler und Senken. Weserschotter traf keine der Bohrungen an, höchstens in kiesigen Lagen unter dem Talsand einzelne Wesergerölle. Dagegen liegen stark mit Wesermaterial gemischte Kiese in hoher Lage auf Geschiebelehm bei Belm im dortigen Nebental der Hase und unter einem allerdings nicht so typischen Geschiebelehm in Lüstringen am Nordufer des Hasetales selbst. Es kann noch nicht entschieden werden, ob diese Kiese primäre Terrassenablagerungen einer Urweser im Sinne E. Drievers sind oder nur durch das Eis verschleppte und mit Glazialkies vermischte Partien aus den mächtigen und ausgedehnten Weserschottern, die unter dem Geschiebelehm nördlich des

Wiehengebirges sich ausbreiten und die Frl. DRIEVER trotz der bereits vorliegenden Mitteilungen von HARBORT und MESTWERDT nicht beachtet hat. Fest steht aber schon jetzt, daß die Hauptmasse dessen, was Frl. DRIEVER als »Schottermassen« bezeichnet, diesen Namen durchaus nicht verdient, sondern allen möglichen anderen Bildungen meist gewöhnlichen Höhendiluviums angehört.

Der Gebirgsbau wird gekennzeichnet durch mehr zur Ostwest-Richtung neigende hercynische Sattelachsen, die spießeckig gekreuzt werden durch in Stunde 10 verlaufende Falten. Es liegt hier also Kompression in einer Richtung vor, die mit derjenigen der durch Zerrung entstandenen Sprünge des Ruhrcarbons übereinstimmt, aber eben wegen dieses Unterschiedes wohl nichts mit ihnen zu tun hat, zumal das Osnabrücker Carbon, wenigstens in seiner bei weitem größten Erhebung, der Ibbenbürener Bergplatte, offensichtlich nicht niederländische, sondern primär hercynische Faltung erkennen läßt und dementsprechend die vielleicht ebenso früh angelegten Quersprünge doch andere Richtungen innehalten.

5. Provinz Sachsen

Herr W. KOERT berichtet über die Aufnahmen des Sommers 1922 auf Blatt Seehausen (G. A. 42, 54).

Im Sommer 1922 wurde die Allertalstörungszone und der Rätliaszug des Lappwaldes im Bereiche des Blattes Seehausen fertig kartiert. Die erstere, wichtig durch den unterirdischen Zechsteinsalzrücken des oberen Allertales, wird am Tage durch einen Auslaugungsgraben bezeichnet, in den die große mit torfigen und kalkigen Alluvionen erfüllte »Horstwiesen«-Niederung zwischen Ummendorf, Eilsleben, Siegersleben, Göhringsdorf und Wormsdorf fällt, sowie ein an deren Südrande auftretendes Schollengebiet, welches sich aus Gipskeuper, Rät und Unterlias (Psilonoten- + Angulatenschichten) zusammengesetzt, aber zwischen Eggenstedt und Seehausen durch eine alte Endmoräne verdeckt wird.

Der Rätliaszug des Lappwaldes setzt von Ummendorf über Wormsdorf, Göhringsdorf bis nach Eggenstedt fort. Zwischen Wormsdorf und Eggenstedt spielt im Rät der Mergelhorizont eine wichtige Rolle und ist deutlich Sandsteinen eingeschaltet. Im Unterlias konnte westlich Wormsdorf etwa 6,5 m über dem Rätsandstein ein Horizont mit *Psiloceras planorbis* SOW. erkannt werden, ferner Kalksandstein, der wahrscheinlich zum Horizont des *Arietites laqueolus* gehört, in der Umgebung des »Pröbstling«-Wäldchens. Infolge einer kleinen, quer zur Lappwaldmulde gerichteten Bruchzone erscheinen zwischen Ummendorf und Wormsdorf noch Arietenschichten und wahrscheinlich Capricorner Schichten, also auch Mittellias, mitten im Streichen des Rät und der Psilonoten- und Angulatenschichten. Ein größerer Querbruch macht sich an der Südseite von Wormsdorf auf mehr als 2 km bemerkbar.

Eine Endmoräne der mittleren Vereisung tritt aus dem Brandslebener Holze vom Süden her auf das Blatt und ist über Eggenstedt, Seehausen, Siegersleben auf Druxberge zu nachzuweisen. Neben einer Aufschüttungsmoräne besteht sie zu einem nicht unerheblichen Teile aus Staumoräne, denn sie erhält größere, aus dem Untergrunde aufgepreßte oder losgerissene Partien von Rupelton und Glaukonitsand, also Mitteloligocän und vermutlich auch Unteroligocän.

Herr Dienemann berichtet über wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Hötensleben 1923.

Im Gebiet der Helmstedter Braunkohlenmulde wurde der bereits 1920 von Koert und Dienemann nachgewiesene Septarienton in großer Verbreitung festgestellt. Gut aufgeschlossen ist er in den Tongruben der Ziegeleien bei Offleben und Alversdorf, sonst stets von Diluvium bedeckt. Eine scharfe Grenze gegen die unterlagernden Grünsande ist nicht vorhanden. In der Alversdorfer Tongrube wird er von grauen, z. T. eisenschüssigen terrestrischen Quarzsanden überlagert, die nach oben heller werden. Das Alter dieser Sande steht noch nicht fest.

E. Picard bewirkte die geologische Aufnahme des preuß. Anteiles des Blattes Belgern (G. A. 58, 35) und führte eine Übersichtsbegehung auf dem östlich angrenzenden Blatt Mühlberg (G. A. 58, 36) aus.

Auf Blatt Belgern sind Süßwasserbildungen des Miocäns weitverbreitet, vor allem kalkfreie Tone, daneben Quarzsande und Braunkohlenflöze. Zwischen dem Fährhause der Stadt Belgern und dem Kaffeehause oberhalb der Stadt streichen miocäne Schichten am Steilabhang des Elbtales gegen die Hochfläche zutage aus; folgendes Profil ist aufgeschlossen:

Hangendes:	Braunkohle (Weinberg)	0,4 m
	Letten, grau, braun, mit sandigen Zwischenlagen .	über 14 »
	Quarzsand	etwa 1 »
	Braunkohle	0,5 »
	Quarzsand mit Quarzitbank	4 »

Westlich von Neußen ist ein 0,2 m mächtiges Flözchen im Hangenden der weitverbreiteten Tone aufgeschlossen.

Auf Blatt Mühlberg wurde um 1870 Braunkohlenbergbau dicht bei Staritz betrieben. Die Kohle wurde durch einen von der Elbaue aus vorgetriebenen Stollen angefahren und gefördert. In dem östlichen Teil des Blattes Mühlberg wurde Braunkohle durch Tiefbohrungen erschlossen.

Die Grundmoräne der ersten Eiszeit ist am steilen Elbtalrande auf Blatt Mühlberg südlich Burckhartshof aufgeschlossen als dunkelbrauner bis schwarzer Geschiebemergel, dessen hoher Tongehalt auf Aufarbeitung von Tertiärschichten schließen läßt.

Die Grundmoräne der vorletzten Eiszeit findet sich in vereinzelten Flächen auf Blatt Belgern zwischen Ölzschau und Neußen, in der Stadtforst Belgern, endlich am Bahnhofeinschnitt Mahitzschen

und westlich davon. Der Geschiebemergel hat nur wenige Meter Mächtigkeit und ist völlig entkalkt.

Zwischen diesen beiden Grundmoränen liegen Schmelzwasserablagerungen, mächtige Sande, Kiese und Schotter, die den Hauptanteil am Oberflächenaufbau des Blattes Belgern bis zum steilen Abfall des Elbtalrandes auf Blatt Mühlberg bilden. Sie bestehen vorwiegend aus einheimischem Material, im wesentlichen Quarz und Kieselschiefer, dazu treten Grauwacken, Quadersandsteine, Tonschiefer, Basalte, Gneise, Granite, Porphyre u. a. m. aus dem sächsischen Elbgebiet. Nordische Beimengungen, vor allem Feuersteine sind überall vorhanden, zuweilen jedoch sehr spärlich, so daß man glaubt, präglaziale Bildungen vor sich haben.

Sehr auffallend sind die Oberflächenformen dieser Kiese; sie bilden Kuppen oder schmale, bis zu $1^3/_4$ km lange, untereinander parallele Wälle, wie solche auf dem westlich angrenzenden Blatt Schildau durch von LINSTOW (Dies. Jahrb. f. 1920, Bd. 41, Teil 2, Heft 2, S. CXXXIV) beschrieben worden sind. Ihre Form und Anordnung legt es nahe, sie als Endmoränenbildungen aufzufassen.
Mark.

6. Thüringische Staaten

Herr FULDA berichtet über Aufnahmeergebnisse auf den Blättern Berka und Vacha im Jahre 1922.

Bei der Bearbeitung des bergbaulichen Teils für die Blätter Berka und Vacha durch FULDA hat sich herausgestellt, daß die Auslaugungsoberfläche der dortigen Salzlagerstätte wesentlich von den bisher beobachteten Formen abweicht.

Bei den meisten Salzlagerstätten ist die Auslaugungsoberfläche ein Salzspiegel, also eine Fläche, die von einer horizontalen Ebene nicht wesentlich abweicht. Nach den bisherigen Erfahrungen hätte man auch in geringer Entfernung vom Südwestrande des Thüringer Waldes einen Salzspiegel erwarten müssen, der bei dem flachen Einfallen der Lagerstätte (2 Grad) und einer Mächtigkeit von 230—330 m sogar eine außerordentliche Breitenausdehnung aufweisen müßte (etwa 7 km).

Ein Vergleich der Tiefbohrungen hat ergeben, daß ein derartiger Salzspiegel nicht vorhanden ist. Eine Reihe von Bohrungen stehen offenbar im Auslaugungsgebiet, da in ihren Profilen wesentliche Teile des Oberen Älteren Steinsalzes fehlen. Diese Bohrungen haben das Salz nicht alle in derselben Teufe (wie beim Salzspiegel), sondern in recht verschiedenen Teufen angetroffen. Andere Bohrungen haben gar kein Salz gefunden, obgleich sie die Oberkante des Mittleren Zechsteins wesentlich tiefer nachgewiesen haben, als Nachbarbohrungen die Salzoberfläche. Auch dies widerspricht dem Gesetz des Salzspiegels.

Bei der Konstruktion von Profilen hat sich ergeben, daß die Auslaugungsoberfläche ein verhältnismäßig steiles Einfallen (17 Grad bei Berka) zeigt, das der Schichtenneigung in seiner Richtung entgegen-

gesetzt ist. Für eine derartige Auslaugungsform, die an den Abhang eines oberirdischen Erosionstales erinnert, wurde die neue Bezeichnung »Salzhang« eingeführt. Die Bohrungen lassen erkennen, daß sich ein Salzhang in der Linie Salzungen-Frauensee-Berka-Hönebach erstreckt.

Über die Entstehungsbedingungen eines Salzhangs lassen sich vorläufig nur einige, noch unsichere Vermutungen aufstellen. Wahrscheinlich bildet sich ein Salzhang durch absteigende, ein Salzspiegel durch aufsteigende Lösungen. Die auf der geneigten Oberfläche des Salzhanges entstehenden Solen müssen dann die Möglichkeit haben, wie ein Bach nach tiefer gelegenen Gebieten abzufließen. Die Salzoberfläche erhält dabei ganz analoge Formen wie die Erdoberfläche infolge der Erosion.

Der Salzhang des Werragebietes erstreckt sich jedoch bis in erhebliche Teufen unter den gegenwärtigen Meeresspiegel. Die Annahme der absteigenden Lösungen läßt sich daher nur aufrecht erhalten, wenn man für die Werragegend in früheren geologischen Epochen eine wesentlich andere Lage relativ zum Meeresspiegel annimmt. Sonstige geologische Gesichtspunkte lassen aber die Möglichkeit zu, daß Teile von Mitteldeutschland in der Jura- und Kreidezeit mehrere hundert Meter höher über dem damaligen Meeresspiegel gelegen haben, als sie heute über dem gegenwärtigen Meeresspiegel liegen. Es ist deshalb nicht ausgeschlossen, daß damals durch absteigende Solquellen viele Kubikkilometer Salz zwischen Thüringer Wald und dem gegenwärtigen Salzhang ausgeräumt worden sind.

7. Provinz Brandenburg

Herr C. Gagel berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen im Sommer 1922.

Die Aufnahmearbeiten in der Prignitz auf dem Blatt Kolrep ergaben zunächst das Auftreten sehr ausgeprägter Endmoränenbildungen: grobe Geschiebesande und Kiese mit z. T. recht charakteristischen Oberflächenformen, die sich vorwiegend im Norden und Osten des Blattes finden. Die groben Endmoränekiese sind z. T. durch kohlensauren Kalk zu festem Konglomerat verkittet werden, so besonders schön in einem Aufschluß etwa 1 km östlich von Boddin, am letzten Ausbau von Langnow. Sodann ergaben die Aufnahmen Anlaß, sich erneut mit dem schon vor etwa 100 Jahren von Klöden beschriebenen Alttertiär »vom Alter des Pariser Grobkalks« an der Grenze von Zarenthin und Bärensprung, ganz im Süden des Blattes zu befassen, dessen Stellung seither unsicher geblieben und das bisher kaum beachtet war.

Es sind ganz mürbe, weiche, abfärbende, schwach gelbliche Kreidemergel und feste, sandige, schwach glaukonitische Kalke, die in einer ganz verfallenen bezw. zugepflügten Grube anstanden und die von mir durch Aufgraben wieder freigelegt wurden. Außer unbestimmbaren Muschelfragmenten ist von Fossilien mit bloßem Auge

nichts darin zu erkennen; beim Ausschlemmen ergab sich ein nicht unbeträchtlicher Gehalt an Foraminiferen und Ostracoden, die von Herrn Professor FRANKE, Dortmund, und von Herrn Studienrat Dr. HUCKE, Templin, freundlichst untersucht und bestimmt wurden. Es ergaben sich dabei folgende Formen:

nach HUCKE

Triloculina Scapha d'ORB.
Robulina signata Rss. s. h.
Nodosaria raphanus L.
Cythere gracilicosta Rss.
» *Meyni* Rss.
» *Kochi* Rss.
Cytherella fabacea BORN. s. h.
Pulvinulina Karsteni Rss.

nach FRANKE

Quinqueloculina semiplana Rss. s.
Dentalina megapolitana Rss. s. s.
Cristellaria deformis Rss. s. s.
» *decorata* Rss. n. s.
Robulina inornata d'ORB. h.
Polymorphina gibba d'ORB. s. s.
Polymorphina laetea WALK. u. INKES. s. s.
» *minuta* ROEM.
Truncatulina Kochi Rss. n. s.
Pulvinulina Karsteni Rss. n. s.
Pulvinulina Bruckneri Rss. h.
Bairdia Harrisiana JONES. s. s.
Cythereis texturata Rss. s. s.
» *Meyni* Rss. n. s.
» *gracilicosta* Rss. s. s.
» *ornatissima* Rss. n. s.
?? *Cythere insignis* Rss.
Cytheridea perforata ROEM.
Cythere Kochi Rss.
Cytherella ovata ROEM.
» *obovata* JONES u. HINDE
» *Münsteri* ROEM.

Der feste, sandige, schwach glaukonitische Kalk ist nach der mikroskopischen Untersuchung von Herrn Dr. HUCKE ein verfestigter Foraminiferensand. Auffällig ist der ziemlich verschiedene Befund in den zwei allerdings nicht sehr großen Proben, die zur Untersuchung zur Verfügung standen.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. HUCKE zeigt das Gestein sehr große Übereinstimmung mit dem Kalk vom Karenzer Berg bei Conow (Mecklenburg), den er in Rostock vergleichen konnte und mit dem auch die Fauna übereinstimmt. Danach ist dieser Zarenthiner Alttertiärkalk als Paleocän erwiesen, und zwar wahrscheinlich als ganz altes Paleocän unmittelbar über der Kreidegrenze, entsprechend dem Paleocänen Gruskalk (Coccolithkalk) von Kopenhagen und Hørfølge bei Koge.

Bei den Aufnahmen auf Bl. Herzberg ergab es sich, daß das Miocän (Braunkohlenformation) sowohl westlich vom Scharmützelsee bei Saarow, wo dies schon von WAHNSCHAFFE festgestellt war, wie auch östlich von diesem (östlich von Diensdorf) gar nicht anstehend ist, sondern sich in Form von wurzellosen, auf Diluvium aufgeschobenen Schollen in 10 bis einigen 20 m Mächtigkeit vorfindet. Es liegt an beiden Stellen in sehr ausgeprägten Endmoränenbildungen mit charakteristischen Oberflächenformen. Der in 38 m Seehöhe liegende Scharmützelsee ist von einer sehr schönen bis zu 50 m ansteigenden Terrasse umgeben; er stellt offenbar die Stelle eines alten gewaltigen Gletschertores in der großen, das Bl. Herzberg von NW nach O im Bogen durchziehenden Endmoräne dar, die sich südlich vor die Rauenschen Berge als ältere Staffel vorlegt. Diese Terrasse leitet über zu den ausgedehnten, weiter im SW gelegenen Terrassenflächen, die dort größere Räume einnehmen.

Herr C. Gagel berichtet über die Aufnahmeergebnisse aus der Mark.

Die Aufnahmearbeiten auf Blatt Boossen westlich Frankfurt a. O. ergaben zunächst das Auftreten einer typischen Endmoräne sandiger Facies mit sehr charakteristischen Oberflächenformen, die sich von südlich Rosengarten in NW—N-Richtung im Bogen bis an den Nordrand des Blattes erstreckt und in der die höchsten und auffälligsten Geländeformen des Blattes liegen.

Ferner ergaben die Aufnahmen Anhaltspunkte zur genauen Altersbestimmung der sogenannten tonigen Facies des unteren Geschiebemergels von Frankfurt a. O. (δmh). Ich habe gegen die Deutung und Darstellung dieses Gebildes auf Blatt Frankfurt a. O. von jeher die stärksten Bedenken gehabt. Jetzt hat die Kartierung ergeben, daß diese Grundmoräne sich von Blatt Frankfurt ununterbrochen nach Westen bis an bezw. auf diese ausgesprochene Endmoräne hinauf zieht und in dem großen Rosengartener Bahneinschnitt, der inzwischen durch seine ungeheuren Rutschungen eine gewisse Berühmtheit erlangt hat, auf mehrere hundert Meter Erstreckung von dem fossilführenden Interglazial sowie von den unterdiluvialen Tonmergeln unterlagert wird, daß ihre Grenzen nie und nirgends hier von Verwerfungen bedingt sind, sondern daß sie ganz allmählich und unmerklich in den normalen Oberen Geschiebemergel übergeht, der einen großen Teil des Blattes Boossen bedeckt, und daß dieselbe tonige Facies des Oberen Geschiebemergels noch einmal südlich und südwestlich von Boossen auftritt, ebenfalls mit unregelmäßigen, verschwimmenden Grenzen!

Ich habe daraufhin nochmals alle Ziegeleiaufschlüsse des Blattes Frankfurt a. O. besucht und studiert und bin zu dem Nachweis gelangt, daß in dieser angeblich tonigen Facies des Unteren Geschiebemergels dort zwei ganz verschiedene Bildungen zusammengezogen sind, nämlich eine tonige Facies der Oberen Grundmoräne und stark gepreßte, aber sonst unveränderte und nicht dislozierte unterdiluviale Tonmergel.

Die erweisbaren Tatsachen sind folgende:

Da wo ein Interglazial auftritt, nämlich in der Mende'schen Ziegelei, liegt es auf stark gepreßten aber sonst unveränderten altdiluvialen Tonmergeln, die zwar ganz vereinzelte, geglättete Geschiebe enthalten — man findet diese Geschiebe niemals in der Wand im Ton selbst, sondern nur in allerbeschränktester Zahl auf dem Boden der Grube lose liegend — aber keine Spur von Moränenstruktur, von eingepreßtem Sand, eingepreßten Moränenfetzen usw. zeigen; hier handelt es sich also offenbar um einen wirklichen altdiluvialen Tonmergel, in den ganz vereinzelte Geschiebe verdriftet sind, und der in der Mende'schen Ziegelei oben von Süßwasserinterglazial überlagert wird, in der Nuhnen'schen Ziegelei oben von einer deutlich abgesetzten, zweifelsfreien, große und zahlreiche geschliffene Geschiebe (bis zu >2 m Durchmesser!) führenden, stark tonigen Moräne

überlagert wird, die offenbar ganz wesentliche Teile dieses altdiluvialen fetten Tones in sich aufgenommen hat.

Dieselben Verhältnisse wie in der Mende'schen und Nuhner Ziegelei finden sich auch im großen Rosengartener Bahneinschnitt, wie schon seiner Zeit von K. KEILHACK selbst in den Erläuterungen zu Blatt Frankfurt a. O., II. Aufl., S. 35 beschrieben und abgebildet ist.

Auch hier liegt die tonige, weithin oberflächenbildende Grundmoräne auf dem Interglazial, und unter dem Interglazial liegt der stark gepreßte altdiluviale Tonmergel! Dieser Aufschluß im Rosengartener Bahneinschnitt vereinigt also die getrennten Beweise der Mende'schen und Nuhner Ziegelei an einer Stelle in überzeugendster Weise!

In den anderen Frankfurter Ziegeleigruben, besonders in der Alexander'schen Ziegelei an der Bahn, wo die von KEILHACK erwähnten Beweise für die Moränennatur der tonigen Grundmoräne vorkommen: eingepreßte Sand- und Mergelsandfetzen, eingepreßte Moränenfetzen, deutliche Moränenstruktur und reichliche Geschiebe, an diesen Stellen, wo dies zu sehen ist, liegt aber nirgends auch nur die geringste Spur von Interglazial über dieser tonigen Grundmoräne! Im Gegenteil, es finden sich hier eingeknetete Reste einer stark ferretisierten, kalkfreien, interglazialen Verwitterungszone, wie sie auch im Rosengartener Einschnitt zu beobachten ist, in dieser tonigen Moräne drin! Diese tonige Moräne ist also, wie all diese Aufschlüsse beweisen, jünger als das Interglazial, auf dem sie z. T. draufliegt, das sie andererseits z. T. zerstört und in sich aufgenommen hat.

Da nun andererseits nicht der geringste Grund dafür vorliegt, dies Interglazial für älter als letztes Interglazial zu halten, diese tonige Grundmoräne außerdem oberflächenbildend auftritt und bis an bezw. auf die junge Endmoräne von Blatt Boossen heranreicht, so ist diese tonige Grundmoräne naturgemäß oberdiluvial! und nicht tief unterdiluvial, wie von KEILHACK angenommen wird. Ich möchte außerdem noch auf einen anderen eigentümlichen Widerspruch in KEILHACK's Darstellungen und Auffassungen hinweisen, der bisher anscheinend sich der Beachtung entzogen hat, mir aber immer sehr merkwürdig gewesen ist. KEILHACK gibt auf Blatt Frankfurt das Auftreten einer annähernd W-O verlaufenden großen Verwerfung an, die nördlich der Nuhner Ziegelei und der Mende'schen Ziegelei zu beobachten ist, nördlich von welcher Verwerfung das an ihr abschneidende Tertiär liegt, während südlich von ihr die ebenfalls an ihr abschneidende tonige »untere« Grundmoräne liegt, und führt aus, daß diese Verwerfung mindestens eine Sprunghöhe von 30 m haben müsse, und daß der südliche Teil mit der »älteren« tonigen Grundmoräne an dieser Verwerfung um diese 30 m abgesunken sei. (Erläut. zu Bl. Frankfurt, II. Aufl., S. 13.) Wir haben hier also das merkwürdige Verhältnis, daß die angeblich älteste diluviale Bildung die Oberfläche in einer Grabenversenkung bilden soll.

Nimmt man die Tatsachen unbefangen wie sie sind, so ist die tonige Grundmoräne eben jüngste Moräne, jünger als das letzte Interglazial, und liegt demgemäß auch ganz ordnungsmäßig als jüngstes eben auf dieser Grubenversenkung, die älter ist als diese tonige Grundmoräne! Das behauptete scharfe Abschneiden dieser tonigen Grundmoräne an dieser Verwerfung findet — wenigstens auf dem von mir kartierten Blatt Boossen — sicher nicht statt; sie verläuft ganz allmählich und unmerklich in den normalen Oberen Geschiebemergel und tritt wie gesagt auch weiter nördlich beim Dorf Boossen wieder auf mit ganz unregelmäßigen Grenzen!

Die genaue Abgrenzung und Verfolgung dieser tonigen Grundmoräne war in den jetzigen Nach-Revolutions-Verhältnissen, wo zur Kartierung kein Bohrarbeiter mehr zu verwenden war und alles mit dem Handbohrstock festgestellt werden mußte, mit besonderen Schwierigkeiten verbunden, da diese tonige Grundmoräne im Sommer steinhart wird und dem Handbohrstock den nachhaltigsten Widerstand entgegensetzt. Erwähnen möchte ich noch, daß in dem unterdiluvialen Tonmergel bei Nuhnen neuerdings zahlreiche Pflanzenreste und Holzreste gefunden sind, von denen allerdings nichts zur Untersuchung gelangt ist.

Herr Cramer berichtet zu den Aufnahmen auf Blatt Triebel (G. A. 60, 21) im Sommer 1923.

Die Oberflächengestaltung des Blattes erhält ihren ausgesprochenen Charakter durch die Neiße, die das Blatt von Süden nach Norden durchfließt und in zwei fast gleiche Hälften zerlegt. Diese sind orographisch wenigstens in ihren südlichen Zweidritteln recht verschieden. Während die östliche Hälfte sehr unruhige Landschaftsformen zeigt, überwiegen in der westlichen bis auf den aufgesetzten Raden-Jerischker Endmoränenzug ausgedehnte, ganz flachwellige Heidesandflächen, die mit nicht sehr üppigen Kiefernwaldungen bedeckt sind und einen äußerst eintönigen Eindruck hinterlassen.

Der bekannte Muskau-Kölziger Faltenzug tritt im Südosten auf Blatt Triebel über; er ist nachzuweisen bis hinauf nach Teuplitz und Läsgen, wo er sich verliert.

Nur in der Südostecke zeigt er das dem ganzen Faltenzuge sein Gepräge aufdrückende Bild: Die in seiner Streichrichtung von SSW—NNO rasche Aufeinanderfolge von parallelen Bergrücken, die durch schmale parallele Rinnen von einander getrennt sind.

Dieser eigenartigen Topographie entspricht ein ebenso eigenartiger innerer Bau. Beider Entstehung ist dem Inlandeise zuzuschreiben, welches den tertiären und wohl auch den altdiluvialen Untergrund vor sich aufpreßte, in Falten legte, diese z. T. überkippte, auswalzte, zerriß. Der Untergrund durchfror, das Eis schritt über ihn hinweg und hobelte ihn glatt ab. Es kam zum Rückzuge des Inlandeises. Eine Zeitlang lag der Eisrand ungefähr auf dem aufgefalteten Gebiet und setzte auf ihm seinen Schutt in Form einer Endmoräne ab.

Diese fällt nicht vollkommen mit dem aufgefalteten Gebiete zusammen. Es gibt Gebiete, wo die Faltungserscheinungen sich weit in das ebene Vor- und Hinterland der Endmoräne verfolgen lassen, wo keine Spur einer Aufschüttung zu sehen ist. So sind Faltungen des Untergrundes noch westlich der Muskau-Triebeler Bahn in dem Tagebau der Grube Helene nachgewiesen, ohne daß hier größere Aufschüttungen, die auf eine Stillstandslage des Eises schließen lassen, vorhanden sind. Diese beginnen erst weiter östlich und erreichen im »Hohen Berg« mit 178,8 m ihre höchste Erhebung. Nach Norden verschwinden sie zusammenhängend ungefähr da, wo der Wald aufhört. Es schließt sich eine flachwellige Grundmoränenebene an, auf der nur einige Kieskuppen die ehemalige größere Ausdehnung der Endmoräne andeuten. Erst östlich Kalke treten wieder Höhen auf, die infolge ihres Blockreichtums unbedingt als Endmoränen anzusprechen sind. Sie ziehen sich mit Unterbrechung bis Teuplitz hin; als letzte Endmoränenkuppe ist der kleine Hügel mit dem neuen Kriegerdenkmal anzusprechen.

Das innere Gefüge des Faltenbogens entspricht nicht seinem äußeren Aufbau. Es ist nachgewiesen, daß einer topographischen Senke stets ein geologischer Sattel entspricht und umgekehrt; d. h. in den topographischen Mulden tritt das aufgefaltete Tertiär in Form von Sätteln oder nur von Sattelflügeln am nächsten an die Oberfläche. Aus diesem Grunde folgt der Braunkohlenbergbau auch immer den topographischen Mulden, weil er in ihnen die Flöze am leichtesten und ohne große Abräumungsarbeiten gewinnen kann.

Es hat sich folgendes herausgestellt. Je schmäler die Senke, desto steiler aufgerichtet sind die Flöze bezw. die einzelnen Flügel der Sättel. In den meisten Fällen tritt in einer schmalen Rinne nur ein steil aufgerichteter, oft überkippter Sattelflügel auf, während der Sattelkopf der Abrasion anheimgefallen ist.

Ist die topographische Mulde breiter, so ist die Faltung des darunterliegenden Tertiärs geringer, und in vielen Fällen ist der ganze Braunkohlensattel erhalten.

Im großen ganzen bleibt das Streichen der Falten ein SSW- bis NNO-liches. Auch das Gebiet nördlich von Triebel, in dem der Faltungscharakter topographisch nicht mehr in Erscheinung tritt, ist innerlich stark gestört. So ergab eine Tiefbohrung in der Nähe des Bahnhofes Triebel für die Waserverorgung der Stadt unter einer normalen Decke diluvialer Sande, Kiese und Lehme einen unentwirrbaren Wechsel diluvialer und tertiärer Schichten.

An zahlreichen Stellen zwischen Triebel und Teuplitz treten tertiäre Tone auf, die in den Ziegeleien gewonnen werden. Man hat den Eindruck, daß hier kein durchgehender tertiärer Horizont vorliegt, sondern nur isolierte losgerissene Schollen. Die Tone sind meistens hellgrau gefärbt, sehen den bekannten Flaschentonen sehr ähnlich und entstammen den liegendsten Schichten der Braunkohlenformation. Was das Flöz selbst anbetrifft, ist zu bemerken, daß von der Grube Erdmann an an Stelle des sog. ersten klaren Streifens im

Hauptflöz ein Tonmittel von 1—2 m Mächtigkeit auftritt, der das Hauptflöz in eine Oberbank von 2—3 m (I. Flöz) und in eine Unterbank von ca. 7 m (II. Flöz) teilt. Die hangenden Schichten der Flöze sind zunächst ein 2—8 m mächtiger Alaunton und darüber schwächere weiße und gelbliche Glimmersandschichten, wechsellagernd mit Alauntonflözchen und braunen Tonschmitzchen.

Augenblicklich ist auf Bl. Triebel nur noch die Neuanlage der Grube Glückauf in Betrieb; ihr Tagebau befindet sich in der SO-Ecke des Blattes. In einer schmalen fast S-N streichenden Senke wird hier der steil aufgerichtete Flügel eines Luftsattels abgebaut.

Die Mächtigkeit der auf dem gefalteten Tertiär liegenden diluvialen Schichten (meist Sande und Kiese, seltener Geschiebelehm) zu bestimmen, ist nicht immer leicht. Das Inlandeis hat bei der Zerstörung des tertiären Untergrundes soviel tertiäres Material aufgenommen und dieses teilweise vermischt mit nordischem wieder abgesetzt, daß man oft nicht weiß, ob Tertiär auf primärer Lagerstätte vorliegt oder diluviale Ablagerungen, die stark mit tertiärem Material vermengt sind. Es hat aber doch den Anschein, als ob tatsächlich besonders anschließend an die topographischen Senken die diluviale Bedeckung eine sehr geringe ist. Mächtiger wird sie dagegen in den diese Senken begleitenden Rücken. Zahlreiche Tiefbohrungen in der staatlichen Forst Sorau südlich von Triebel zwischen der Grube Glückauf und dem Hohen Berg haben oft nur einige Dezimeter diluviale Sande ergeben, wenigstens nach den im Bohrarchiv vorhandenen Verzeichnissen.

Über die Entstehung der auffallenden Topographie in dem Faltungsgebiet ist Näheres an anderer Stelle besagt worden (dieses Jahrbuch f. 1920, Bd. XLI, T. II, H. 2, S. CLXIV ff.).

Das Eis, dessen Rand auf dem gefalteten Gebiet längere Zeit lag und hier seine Endmoräne aufschüttete, begann sich zurückzuziehen, wie es den Anschein hat, nicht gleichmäßig und gleichzeitig. Der NO-Flügel, also der auf Bl. Triebel liegende Teil, scheint zuerst ins Wanken gekommen zu sein. Das Eis hat in NW-Richtung, entlang dem heutigen Neißetal, seinen Rückzug angetreten. Der innere Teil des großen Faltenbogens blieb dagegen noch vom Eise bedeckt. Der neu entstandene Eisrand wird gekennzeichnet durch zwei Stillstandslagen. Die eine, kleinere, zeigt sich in den Höhen SO Erlenholz, die andere, bedeutend größere in dem Zuge, der sich von Raden nach SW über Jerischke bis an die Neiße zieht, und dessen südöstliche Ausläufer in den Höhen S Buckoka zu suchen sind. Während der NO-Abfall der Endmoräne ein außerordentlich scharfer ist, geht diese vor allem in ihrem südöstlichen Teile ganz allmählich in das Hinterland über. Die Bestreuung in diesem Hinterlande ist fast ebenso stark wie auf der Endmoräne. In einem gewissen Abstande von dieser tritt eine auffallende Verflachung ein, die die Vermutung aufkommen läßt, daß hier ein großes Staubecken vorliegen könnte, das im NO von der Raden-Jerischker Endmoräne, im S und SW von dem Muskauer Faltenzuge umschlossen war. Dieser Auffassung widersprechen aber einmal

der Reichtum an großen Geschieben, das allmähliche Gefälle nach S und SW und die zahlreichen eingelagerten Sölle (namentlich auf Bl. Döbern).

Die große Sandebene stellt nichts anderes als eine rein sandig ausgebildete Grundmoränenebene dar, auf der noch lange totes Eis gelegen haben muß.

Für die Neiße, die sich im Süden vor der Endmoräne bei Muskau angestaut hatte, war mit dem Zurückweichen des Eises gleichzeitig die Möglichkeit gegeben, nach N durchzubrechen und dem Eise zu folgen. Sie legte auf Bl. Triebel ihr Bett hart an die östliche diluviale Hochfläche, fließt bis Erlenholz in nördlicher Richtung und biegt hier nach NW um. Es lassen sich entlang dem heutigen Neißetal drei Terrassen unterscheiden, mit der Einschränkung, daß möglicherweise die Hauptterrasse mit zu dem weiter unten besprochenen Sander zu ziehen ist. Die endgültige Entscheidung wird sich bei der Aufnahme der Blätter Forst und Pförten ergeben. Die älteste und jüngste Terrasse haben nur untergeordnete Bedeutung und sind bis auf einige Reste verschwunden. Die älteste Stufe ist nur in einem schmalen Streifen nördlich und südlich Buchholz auf dem rechten Ufer entwickelt und liegt hier in einer Meereshöhe von etwas über 100 m. Die jüngste diluviale Terrasse, im Oberlauf bei Bahren ungefähr bei 95 m, im Unterlauf bei Groß-Bademeusel bei 85 m, tritt in einzelnen getrennten kleineren Flächen auf. Ich erwähne die Vorkommen S von Bahren, N und S von Erlenholz, N von Kl. Bademeusel und O von Groß-Bademeusel in einem längeren Streifen am rechten Ufer. Die Hauptterrasse (unter Umständen zum Sander gehörig) beginnt am rechten Ufer bei Buchholz in einer Höhe von annähernd 100 m, zieht sich in einem schmalen Streifen bis Erlenholz, wo sie abbricht, um gleich nördlich des Dorfes von neuem einzusetzen und sich dann außerordentlich zu erweitern. Ihr östlicher Rand verläuft nach NO in ungefähr 98—100 m Meereshöhe und hebt sich von der östlich angrenzenden ebenen sandigen Hochfläche meist recht gut ab. Die Terrasse senkt sich von 100 m bei Erlenholz auf ungefähr 90 m am nördlichen Blattrande. Die Neiße vertiefte ihr Bett immer mehr, die Wassermassen zogen sich allmählich in dem heutigen Neißetale zusammen. Die Höhendifferenz zwischen dem Wasserspiegel und der angrenzenden Sanderebene beträgt beispielsweise bei Zelz gegen 18 m. Die das Tal ausfüllenden Sande sind kiesig und von sehr gleichmäßiger Korngröße; sie werden vielfach von Schlicksanden überlagert.

Entlang den Abhängen des Neißetales ziehen sich zahlreiche Gehängemoore. Geschiebemergel oder Tertiär tritt hier nur sehr selten auf; etwas mehr verbreitet sind diluviale gelbbraune Feinsande bis feinsandige Tone, die namentlich südlich Zelz in einer Mächtigkeit von 2—3 m unter diluvialen Sanden das Tal entlang ziehen.

Vor dem Eisrande, dessen Lage durch die Raden-Jerischker Endmoräne angedeutet wird, flossen die Schmelzwassermassen in breiten Strömen nach O, NO und N und schufen die große Sanderebene,

die heute von der Gräfl. v. Brühl'schen Forst Pförten eingenommen wird. Es ist ein sehr flachwelliges, eintöniges Gebiet, aus dem sich südlich Groß-Bademeusel der stehengebliebene Rest einer alten Hochfläche heraushebt, auf der möglicherweise totes Eis gelegen hat, dessen Schmelzwasser sich mit den von der Raden-Jerischker Endmoräne herabfließenden vereinigt haben. Die Ausdehnung des Sanders nach NO ist noch nicht endgültig klargestellt. Es hat aber den Anschein, als ob die der Hauptterrasse zunächst zugerechneten Sande doch wohl noch zum Sander zu ziehen sind, und die Neiße von Erlenholz an quer durch diesen geflossen ist.

Bei Groß-Bademeusel tritt eine ost-westlich verlaufende Terrassenkante auf, die den Sander von einer tieferen Stufe trennt. Diese gehört wahrscheinlich zu einem großen Staubecken, dessen Hauptverbreitung auf den Blättern Forst und Pförten liegt.

Von Groß-Teuplitz zieht sich ein schmales Tal, in dem die Schmelzwasser der auf den Höhen östlich und nordöstlich von Teuplitz liegenden Eismassen abgeflossen sind, nach W und vereinigt sich mit der Hauptterrasse (u. U. Sander). In einer topographisch klar hervortretenden Geländekarte hebt sich das Tal von dieser ab. Jenes zeigt auch im Gegensatz zu dieser eine viel gröbere Bestreuung. — In der Nordostecke greift noch ein Teil der Hochfläche, die sich N der Triebel-Sorauer Bahn entlang zieht, auf Bl. Triebel über.

Die Südostecke des Blattes wird von Sanden ausgefüllt, die einem der Endmoräne eingelagerten Staubecken angehören.

8. Provinz Schlesien

Herr Finckh berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Frankenstein und Königshain in den Jahren 1922 und 1923.

Die Aufnahmen auf Blatt Frankenstein in den Jahren 1921 und 1922 hatten zu einigen wichtigeren Ergebnissen geführt, die auch für das weitere Gebiet von Bedeutung waren. In einigen Arbeiten[1]) über die Stellung der Gabbros und der Serpentine und über die varistische Gebirgsbildung sind diese Ergebnisse verwertet worden. Die Aufnahmen des letzten Sommers haben eine weitere Klärung der geologischen Verhältnisse hinsichtlich der Gliederung des Silurs und der Stellung der Herzogswalder Schichten, sowie über die Zusammensetzung der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse gebracht. Einige Beobachtungen im Diluvium und in den jüngsten Tertiärschichten dürften ebenfalls für das weitere Gebiet von Bedeutung sein.

Die ältesten, dem Alter nach sicher bestimmbaren Schichten

---

[1]) L. Finckh, Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und den Graniten. Dies. Jahrb. f. 1921, Bd. XLII, 1923, S. 825. — Ders., Die varistische Gebirgsbildung des Eulengebirges und ihre Beziehung zu dem »sudetischen« Streichen der Eulengneise. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 75, 1923, Monatsber. S. 51.

innerhalb des Gebietes der beiden Blätter gehören dem Silur an. In der ROTH'schen Karte des niederschlesischen Gebirges waren außer den Kieselschiefern und graptolitenführenden Alaunschiefern von Herzogswalde und am Pinkeberg bei Wiltsch auch die feinkörnigen Grauwacken und Tonschiefer auf der Ostseite des Warthaer Gebirges zum Silur gestellt worden. Durch Pflanzenfunde, die Herr Prof. GOTHAN als Reste von Culmpflanzen bestimmt hat, konnte der Nachweis erbracht werden, daß diese Grauwacken und Tonschiefer noch dem Culm angehören. In dem südlich der Neiße gelegenen Teil des Warthaer Gebirges sind diese Culmschichten durch die Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse mehr oder weniger stark kontaktmetamorph verändert worden. Damit ergab sich für diese granitischen, syenitischen und dioritischen Gesteine ein spät- oder postculmisches Alter.

Über die Stellung der Herzogswalder Schichten sowie über das Silurprofil von Siebertshof bei Wiltsch wird an anderer Stelle berichtet werden. Bei Briesnitz wurde am Gebirgsrande nördlich des Dorfes an einer Stelle ein kleines, isoliertes Vorkommen von Serpentin und in dessen Hangendem die Adinolen der Herzogswalder Schichten angetroffen. Damit erhielt die Ansicht, daß diese Adinolen des Warthaer Gebirges Kontaktgesteine darstellen, eine Bestätigung. Eine weitere Folgerung aus dieser Feststellung und der Erkenntnis, daß die Serpentine und Gabbroamphibolite des Eulengebirges und seines östlichen Vorlandes mit den größeren Gabbro- und Serpentinmassen Schlesiens genetisch eng zusammengehören, ergab sich für die Deutung der kristallinen Schiefer und die Zeit ihrer Entstehung.

Die Gesteine der Glatz-Reichensteiner Intrusivmasse wurden durch ROSE[1]) als Granite, Syenite, Hornblendeschiefer und Gneis unterschieden. Die Hornblendeschiefer wurden später durch TRAUBE[2]) auf Grund einer eingehenden petrographischen Bearbeitung mit den Syeniten zusammengefaßt. Die »Granite« und der »Gneis« waren dabei nicht berücksichtigt worden. E. BEDERKE[3]) vertrat neuerdings die Auffassung, daß die Intrusivmasse eine in ihrer petrographischen Zusammensetzung zwar stark wechselnde (inhomogene), aber sonst in ihrem Guß einheitliche Masse von syenitischem Charakter bilde, in der zahlreiche größere und kleinere Schollen des Nebengesteins eingeschlossen seien. Gegenüber der von ihm geäußerten Meinung, daß die Hauptmasse durch einen stets beträchtlichen Gehalt an Kalifeldspat und sehr untergeordnete Quarzführung gekennzeichnet sei, muß hier festgestellt werden, daß dies nicht ganz zutreffend ist. Die von ROSE als »Granite« bezeichneten Gesteine sind tatsächlich oft recht reich an Quarz, in ihnen tritt aber der Kalifeldspat häufig so stark gegen

[1]) G. ROSE, Die Gesteine westlich des Glimmerschiefers Reichenstein-Eisersdorf in: ROTH, Erläut. zur geogn. Karte des niederschles. Gebirges, Berlin 1867, S. 190—204.

[2]) H. TRAUBE, Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefern zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. N. Jahrb. f. Min. 1890, Bd. I, S. 195—233.

[3]) E. BEDERKE, Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. In: H. CLOOS, Tektonik und Magma. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 89, S. 57.

den Plagioklas zurück, daß man sie besser als Granodiorite bezeichnen könnte. Ein Teil der Syenite Rose's ist ebenfalls arm an Kalifeldspat und gehört auch nach dem Reichtum an dunklen Gemengteilen zum Diorit, wie auch schon Bederke richtig erkannt hat. Dieser Diorit setzt aber auf den Höhen östlich von Heinrichswalde als größerer, durch Verwerfungen mehrfach zerlegter Gang in dem hier meist deutlich gestreckten »Granit« auf. Der Diorit und die mit ihm wohl als gleichalterig zusammengehörigen Syenite Rose's sind quarzarme Gesteine für die zum Teil die Bezeichnung »Syenit« zu Recht besteht.

Brögger[1]) hat einen Syenit von Nieder-Hannsdorf als Monzonit bezeichnet. Das Gestein von Neudeck ist ein glimmerführender Augitsyenit, der die für Monzonite so kennzeichnende Verwachsung der Plagiokrystalle mit dem »eine Art von Mesostasis« bildenden Kalifeldspat in schöner Weise zeigt. Ein interessantes Gestein findet sich in zahlreichen großen Blöcken bei Johnsbach am Steilhang der Neiße unter diluvialen Neißeschottern. Diese Ablagerung wurde von E. G. Friedrich[2]) als Schuttkegelbildung gedeutet. Als solche wäre sie aus dem Johnsbacher Tal heraus ins Vorland des Gebirges vorgeschüttet. Gegen diese Deutung spricht aber nun neben anderen Gründen die Natur des »granitischen« Gesteins, das man nach seiner petrographischen Zusammensetzung als Quarzhypersthenmonzonit bezeichnen kann. Von ihm weichen die »Granite« des Johnsbacher Tales und bei Gierichswalde, sowie das Gestein des Warthaer Kapellenberges wesentlich in der Zusammensetzung und vielleicht auch in der Art der Verwitterung ab. Vielleicht stammt dieses Gestein, dessen Anstehendes nicht bekannt ist, aus dem Gebiet unmittelbar nördlich von Johnsbach. Dann wäre anzunehmen, daß die eigenartige Ablagerung eine Lokalmoräne darstellt, wofür auch die Beschaffenheit des Zwischenmittels der größeren Blöcke zu sprechen scheint. Die gesamten Tiefengesteine der Intrusivmasse zeigen unter sich verwandte Züge, so daß man sie als zusammengehörig auffassen muß. Die Intrusion ist aber nicht als einmaliger Vorgang anzusehen, sondern ist in mehreren Phasen erfolgt. Nach Brögger wären die Gesteine der Intrusivmasse als eine Monzonit-Banatit-Adamellitserie zu bezeichnen (a. a. O. S. 61).

Die von Rose als »Gneis« bezeichneten Gesteine sind nach unserer heutigen Kenntnis nicht zu den eigentlichen Gneisen zu stellen, wenn auch einige derselben einen durchaus gneisähnlichen Habitus besitzen. Bederke hat erkannt, daß solche gneisartigen Massen schollenartig in den Tiefengesteinen eingeschlossen sind. Zwischen Ober-Hannsdorf und Maifritzdorf läßt sich aber eine nordöstlich streichende Zone mit metamorphen Gesteinen unterscheiden, die eine nordwestliche und eine südöstliche Intrusivmasse voneinander trennt. In dieser Zone ist noch

---

[1]) W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtyrol. Kristiania 1895, S. 30; siehe auch S. 44 u. 62a.

[2]) E. G. Friedrich, Die glazialen Stauseen des Steine-Tales bei Möhlfen und des Neiße-Tales zwischen Wartha und Camenz. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1906, S. 25—26.

eine nach Südwesten sich verbreiternde jüngere Intrusivmasse mit Gesteinen von syenitischem bis dioritischem (banatitischem) Habitus zwischengeschaltet, so daß die gesamte Intrusivmasse, soweit man aus den bisherigen Beobachtungen schließen kann, sich gewissermaßen in drei Stockwerke auflöst. Der im NW liegende Teil der Zone metamorpher Gesteine — also die trennende Schicht zwischen dem nordwestlichen und dem mittleren Stockwerk — besteht wesentlich aus einem gneisartigen Hornfels, den man leicht mit einem geschieferten Tiefengestein verwechseln kann. Da das Gestein häufig Plagioklasporphyroblasten enthält, so macht es oft den Eindruck eines porphyrischen Eruptivgesteins. Außerdem wird diese Zone von zahlreichen Gängen und Trümern der syenitischen und dioritischen Gesteine durchzogen.

Das mittlere und das südöstliche Stockwerk werden durch einen schmalen Streifen eines schiefrigen Glimmerhornfelses, dem örtlich ein dichter Cordierithornfels eingelagert ist, getrennt. Die Hornfelse dieser beiden Zwischenlagen zeigen nordöstliches Streichen und südöstliches Einfallen. Durch Verwerfungen, die z. T. quer zum Streichen verlaufen, sind diese Schichten mehrfach zerlegt. Die schieferigen Hornfelse stimmen in ihrer Gesteinsbeschaffenheit mit Glimmerhornfelsen aus dem Kontakthof der Intrusivmasse an deren Nordwestseite zwischen Neudeck und Königshain überein, die man nach dem Verbande mit den übrigen Gesteinen als kontaktmetamorphe Phyllite ansprechen muß. Demnach ist die Intrusivmasse in den in einer früheren Periode aufgefalteten Phylliten aufgedrungen und hat sich z. T. an der Grenze zwischen diesen älteren kristallinen Schiefern und dem überlagernden Grauwackengebirge zwischengeschaltet.

Für die Deutung der tektonischen Verhältnisse haben sich gleichfalls wichtige Tatsachen ergeben, die im Zusammenhang für ein größeres Gebiet an anderer Stelle behandelt werden sollen.

Von besonderem Interesse sind endlich noch kiesige Ablagerungen im Neißetal, die nach ihrer Beschaffenheit nicht mehr dem Diluvium angehören dürften. Kennzeichnend für sie ist der auffällige Reichtum an Quarzporphyrgeröllen, die durch die Führung von Einsprenglingen eines glasig frischen Kalifeldspats neben solchen von Quarz in einer im frischen Zustande meist dunkelvioletten, dichten Grundmasse ausgezeichnet sind. Solche Kiese sind in den benachbarten Gebieten durch Herrn J. Behr[1]) in weiter Verbreitung nachgewiesen und als Pliocän gedeutet worden. Die als Leitgerölle in diesen Kiesen auftretenden Quarzporphyre, deren Herkunft bisher unbekannt war, stammen nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn G. Berg[2]) aus dem Ursprungsgebiet der Steine, die demnach in pliocäner Zeit eine

[1]) Erläuterungen zur Geol. Karte von Preußen, Blatt Marienau, und Jahresbericht für 1922.

[2]) Herr Berg hat die ihm von mir vorgelegten Quarzporphyrgerölle als Material seines »Oberen Quarzporphyrs« aus der Gegend von Alt-Friedland (Erläut. zu Bl. Friedland i. Schl., S. 41) erkannt. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Sphärolithporphyr mit kleinen Sphärolithen unter den Geröllen aus den miocänen Kiesen, da bei Friedland solche noch nicht bekannt waren.

größere Bedeutung besessen haben muß, als die Neiße. Auf die starke Beteiligung von Material aus dem Steinegebiet an der Zusammensetzung der Neißeschotter im Vorland des Gebirges hat schon FRIEDRICH (a. a. O. S. 29) hingewiesen. Die von ihm an derselben Stelle erwähnte Ähnlichkeit der hellen Kiese in den Laubnitzer Kiesgruben mit den wohl irrtümlicherweise als Stauseeablagerung gedeuteten hellen Kiesen an der Basis der rotbraunen Terrassenschotter im Steinetal bei Möhlten läßt vermuten, daß auch bei Möhlten Pliocän vorhanden ist. Gerölle von Quadersandstein finden sich neben den Quarzporphyren auch in den pliocänen Kiesen bei Dürr-Hartha.

Da in den pliocänen Kiesen bei Dürr-Hartha die in den Neißeschottern so häufigen Gerölle von kristallinen Schiefern fast ganz fehlen, so ist anzunehmen, daß die hydrographischen Verhältnisse in vordiluvialer Zeit andere gewesen sind, als heute. Jedenfalls war in dieser Zeit die Steine der Hauptfluß unseres Gebietes. Da diese Kiese eines alten Steinetales in ihrem Verbreitungsgebiet im Vorland des Gebirges an der Basis der diluvialen Ablagerungen liegen und da in ihnen nordisches Material fehlt, so schließe ich mich der von Herrn BEHR gegebenen Deutung dieser Schicht durchaus an. Bei Dürr-Hartha und weiter oberhalb liegen die pliocänen Kiese am Steilhang des alluvialen Neißetales und liegen hier unter diluvialen Neißeschottern und feineren diluvialen Sanden (Glazialdiluvium) in verhältnismäßig niedrigem Niveau (die Oberkante der Ablagerung liegt bei Dürr-Hartha etwa bei 255 m über NN.). Die etwa 4 km oberhalb liegende diluviale Terrasse bei Wartha liegt in etwa 280 m Meereshöhe unmittelbar auf festem Fels auf. Es ist daher anzunehmen, daß diese Unstimmigkeit in den Höhenverhältnissen darauf beruht, daß nach Ablagerung der pliocänen Steineschotter diese letzteren zu Beginn der Diluvialzeit durch tektonische Bewegungen in ein tieferes Niveau gebracht worden sind. Wahrscheinlich haben sich in demselben Zusammenhang die jetzigen hydrographischen Verhältnisse herausgebildet.

Die für die diluvialen Ablagerungen in dem Gebiet des Neißetales zwischen Wartha und Camenz von FRIEDRICH (a. a. O. S. 21) vertretene Auffassung, nach der hier ein am Eisrand aufgestauter diluvialer See (Camenzer Stausee) bestanden habe, ist mit den bei der Kartierung festgestellten Tatsachen nicht vereinbar. Nach FRIEDRICH verlief die von ihm angenommene Eisrandlage annähernd von Süd nach Nord zwischen Reichenstein und Gallenau (Bl. Camenz). Nach den Aufnahmen auf Blatt Frankenstein müssen wir aber annehmen, daß ein Eisrand von Wartha über Riegersdorf zum Buchberg bei Baumgarten und von da zwischen Grochwitz und Paulwitz in östlicher Richtung verlief. Die an diese Eisrandlage nach Süden angrenzende diluviale Neißeterrasse ist eine Bildung aus der Zeit des Rückzuges des Inlandeises der vorletzten Vereisung. Am Gebirgsrande zwischen Wartha und Hemmersdorf treten aber auch noch in etwas höher gelegenem Gelände Neißetalschotter einer älteren diluvialen Terrasse auf, die örtlich noch von Grundmoräne überlagert werden. Demnach können wir auch außerhalb des Gebirges drei diluviale Terrassen unter-

scheiden. Allerdings liegt die Niederterrasse nur wenig höher als die Alluvialflächen des Neißetales und es ist oft schwer, sie vom Alluvium abzutrennen.

Herr G. BERG berichtet über die Aufnahmen auf dem Blatte Friedeberg am Queiß.

Der Gebirgsanteil der Blätter Friedeberg und Wigandstal bis zur Linie Bergstraß-Herrnsdorf-Ullersdorf-Giehren-Querbach, also südlich von der alten Zittau-Hirschberger Handelsstraße wurde bereits im Sommer 1921 geologisch kartiert.

Nördlich von dieser Linie breitet sich das weite nahezu ebene Friedeberger Becken aus, dessen vorwiegend diluviale Oberflächenschichten fast nur von dem flachen Höhenrücken des Sandberges an der Grenze der Blätter Friedeberg und Wigandstal und von der inselförmigen, mit einem weißen Quarzitfels gekrönten Höhe des Totensteins überragt werden. Die Grenze des Beckens verläuft im NW ziemlich geradlinig von den Grenzhäusern über Neu-Gebhardsdorf nach den Schwertaer Feldhäusern. Der Nordostrand des dreieckigen Kessels wird durch den Märzberg, den Försterberg und den Mühlberg bezeichnet, doch öffnet sich zwischen beiden letzten eine weite, nach NO vorspringende Bucht, die gegen N wie durch einen breiten Kanal mit der diluvialen Hochfläche von Groß-Stöckigt zusammenhängt. Ein Streifen von diluvialen Schichten in flachem Gelände zieht sich auch von der Spitze des Dreiecks an der Ostseite des Queißtales über Karlsberg bis gegen Greiffenberg nordwärts.

Die ganze flache Niederung mit Ausnahme des südöstlichsten Zipfels bei Nieder-Querbach und Nieder-Giehren wurde in der vorletzten Eiszeit vom nordischen Inlandeise bedeckt. Nordische Geschiebe, besonders Feuersteine, vielfach aber auch nordische Granite vom Rapakiwitypus, findet man bei Ullersdorf und Krobsdorf unmittelbar am Gebirgsrande. Das Profil ist in den meisten Aufschlüssen dasselbe: Zu oberst liegt eine geringmächtige Grundmoräne. Sie besteht aus ungeschichteten lehmigen, oft aber auch fast lehmfreien Schottern. Gerundete und eckige Geschiebe von Faust-, Kopf- und Rumpfgröße, gelegentlich auch Blöcke von mehr als einem Kubikmeter Inhalt sind völlig regellos und oft auf der hohen Kante stehend in eine sandig-grandige oder steinig-lehmige Masse eingebettet. Die Grundmoräne ist selten mehr als 2 m mächtig. Unter ihr folgen in der Regel deutlich aber unregelmäßig geschichtete Sande und Kiese, die sichtlich von sehr stark fließenden Wasserbächen abgesetzt sind. Sie zeigen Kreuzschichtung, sackförmiges Eingreifen grober Schotterlagen in unterliegende feinkörnige Schichten, jähes Auskeilen der einzelnen Geröllbänke usw. Feinsandschichten von 20—30 cm Mächtigkeit kommen mehrfach vor, jedoch wurden Beckentone und Bändertone, wie sie im östlich benachbarten Hirschberger Becken eine große Rolle spielen, nicht beobachtet. Diese unter der Grundmoräne liegenden Sande sind als glaziale Verschüttungssande aufzufassen. Ihr Material ist nordisch. Sie wurden also von den Schmelzwassern des vor-

rückenden Inlandeises, nicht etwa von den aus dem Gebirge hervorströmenden Bächen abgesetzt. Unter nordischem Material muß man sich allerdings in unserem Gebiet ebenso wie in dem Gebiet der anderen talaufwärts weit in das Gebirge vorstoßenden Inlandeiszungen etwas wesentlich anderes vorstellen, wie man es etwa im norddeutschen Flachland zu sehen gewöhnt ist. Kaum 5 % der Geschiebe sind wirklich unzweifelhaft »nordischen« Ursprungs, entstammen also den Gesteinen Skandinaviens oder den Kreidegebieten der südlichen Ostseeküste. Außerordentlich groß ist hingegen die Beteiligung »nördlicher« Geschiebe, d. h. solcher Gesteine, die innerhalb der Sudeten, aber weiter nördlich, also talabwärts anstehen. Vielfach finden wir bei Friedeberg Geschiebe der Löwenberger Quadersandsteinschichten, oft mit wohlerhaltenen Fossilien. Geschiebe aus dem Buntsandstein, dem Zechstein, dem Rotliegenden (besonders aus seinen Porphyr- und Melaphyrdecken), aus dem Grünschiefer usw. Im Friedeberger Becken sind ferner besonders verbreitet und für das nordische Diluvium leitend, meist über kopfgroße Basaltblöcke. Basalt wurde zwar in einigen ganz schmalen Gangtrümern bei Flinsberg und Schwarzbach nachgewiesen, aber diese Vorkommen sind so minimal, daß man vergeblich in den alluvialen Geröllmassen des Queiß- und Schwarzbaches nach Basaltstücken suchen wird. Auch an den Fundorten des Basaltes selbst findet man nur ausnahmsweise Stücke, die größer als eine Faust sind, weil das Gestein der geringmächtigen Gangtrümer kleinstückig zerfällt. In allen Schottern aber, in denen man Feuerstein oder nordischen Granit findet, treten in großer Menge über kopfgroße Basaltblöcke auf, die das nordische Inlandeis von den zahlreichen Basaltdurchbrüchen bei Greiffenberg und weiter nördlich sowie aus den ausgedehnten Basaltdeckengebieten der Gegend von Lauban südwärts verfrachtet hat. Die Regel, daß der Basalt ein ebenso sicheres und wesentlich häufigeres Leitgeschiebe nordischer Diluvialablagerungen ist, wie der Feuerstein, gilt natürlich nur für das Friedeberger Becken selbst und auch hier nur mit Ausnahme des östlichen Streifens am Voigtsbach, der in seinen alluvialen und diluvialen Schottern große Basaltblöcke vom Hüttenberg, Kahlenberg und Wickenstein herabgebracht hat.

Am Rande des Inlandeises greifen die Vorschüttungssande, wie schon ihr Name sagt, oft einige hundert Meter weiter in das Gebirge vor, wie die Grundmoräne. Wäre das Eis noch weiter angeschwollen, so wären auch diese sandigen Schotter, die wir z. B. bei Mühlseiffen, bei Scheibe (an der Blattgrenze gegen Wigandstal) und an anderen Orten finden, vom Eise überwältigt und mit Grundmoräne überdeckt worden. Eine etwas andere Bedeutung scheinen die mächtigen Schotter und Sande am Nordwestrand des Beckens bei den Schwertaer Feldhäusern zu haben. Sie sind meist recht wohlgeschichtet und setzen sich beiderseits des tief eingeschnittenen Tales von Schwerta als hochgelegene Terrassen gegen das Marklissaer Talbecken fort. Es gewinnt den Anschein, als ob hier über die flache Paßeinsenkung zwischen Meffersdorf und Schwerta ein Schmelzwasserstrom schon

zur Zeit der Eisbedeckung des Beckens wenigstens zeitweise einen Abfluß gefunden hätte.

Das Inlandeis ist offenbar in zwei Strömen westlich und östlich vom Greiffenstein über Karlsberg und über Mühlseiffen in das Friedeberger Becken eingedrungen. Die Südspitze einer östlicheren Inlandeiszunge bildet der Geschiebelehm im Liebenthaler Wald und den zugehörigen, nicht mehr überwältigten Rand von Vorschüttungssand finden wir an der Kirche bei Langwasser und in einer Sandgrube zwischen den Straßen nach Liebenthal und Greiffenberg dicht beim Rittergut Langwasser.

Nur selten kommen Aufschlüsse vor, in denen der Vorschüttungssand unter der Grundmoräne fehlt. Besonders interessant ist der Aufschluß in FRITSCHE's »Sandgrube« östlich von Krobsdorf. Das Material, das dort als »Sand« abgebaut wird, ist ein grusig verwitterter Gneis, der weithin zum Beschütten der Landstraßen Verwendung findet. Dieses mürbe aber noch völlig das Gneisgefüge zeigende Gestein ist in vorglazialer Zeit mit großen, aus dem Gebirge herbeigebrachten Bachgeröllen überschüttet worden. Das Inlandeis hat dann diese Blöcke sowie einige Geschiebe von Basalt und nordischem Granit, die es selbst herzubrachte, in den unterlagernden mürben Gneis hineingedrückt und hineingewalzt. Es entstand so eine typische Blockmoräne. Die kreuz- und querliegenden Blöcke sind aber in mürbem Gneis gebettet, dessen Schieferung mit mannigfachen Stauchungen und Fältelungen die Geschiebe umschmiegt.

Im Norden bei Friedeberg und auch bei Mühlseiffen ist eine dünne Lößdecke in postglazialer Zeit über die Grundmoräne geweht worden. Überall ist dieser Löß jetzt völlig verlehmt und zu einem steinfreien, fruchtbaren, aber ziemlich schweren Boden umgewandelt. Unverlehmter Löß fand sich nur nordöstlich von Greiffenstein, wo die Lößdecke mehr als 2 m Mächtigkeit erreicht, in der Tiefe eines für die Rohre der Greiffensteiner Wasserleitung ausgehobenen Grabens.

Bei Giehren treten große altdiluviale flache Schotterkegel, deltaartige Bildungen auf, die sich über die Grundmoräne hinwegbreiten. An ihrem Fuß sind sie umsäumt von lehmigen, geröllarmen Abschlämmassen, die sich im Erlicht zwischen Giehren und Querbach auch unmittelbar an den Gebirgsrand anlehnen.

Das Gebiet, über welches sich das nordische Inlandeis im Friedeberger Becken ausgebreitet hat, ist nicht zufällig umgrenzt, sondern es entspricht einem tektonischen Einbruch, der am Ende der Tertiärzeit entstanden ist. Der Nordrand des Isergebirges stellt sich ebenso wie der Nordrand des Riesengebirges als ein Bruchrand dar. Ebenso wie unmittelbar vor dem Riesengebirge der Hirschberger Talkessel noch weiter als das umliegende Bergland in die Tiefe sank, ist vor dem Isergebirge der Friedeberger Kessel ein Stück tiefer eingebrochen als die östlich anschließende Kemnitzhochfläche, als das Greiffenberger Hochplateau, das es im Norden begrenzt, und als die Gebirgsschwelle des Schöbicht, welche im Westen den Friedeberger Kessel von der Friedländer Senke trennt.

Wir wissen, daß vor dem Einbruch, der im jüngsten Tertiär erfolgte, das ganze Gebiet eine ziemlich ebene Rumpffläche bildete, über die sich nur die Ausstrichgebiete besonders harter Schichten als Härtlingsberge heraushoben. Wir wissen auch, daß in der Tertiärzeit auf dieser Rumpffläche unter dem Einfluß eines warmen vegetationsreichen Klimas eine sehr tiefgründige kaolinisierende Zersetzung stattfand. Die Erosion auf der alten Rumpffläche war in der Tertiärzeit nur gering. Deshalb wurde nur ein Teil der Zersetzungsprodukte nach den nördlich vorliegenden Sedimentationsbecken von träg fließenden Flüssen hinausgeschlämmt und dort als Ton und Glimmersandschichten weithin abgesetzt. Eine Schicht kaolinisierten Gesteines von wechselnder Mächtigkeit blieb im Untergrund der Rumpffläche von der Erosion verschont und bildete eine mürbe Quarz-Kaolinmasse, die zwar völlig weiche und lockersandige Beschaffenheit hatte, aber die ursprüngliche Struktur des Gesteins, aus dem sie entstanden war, bewahrte. Kleinere Abschlämmassen tonig sandiger Natur bedeckten natürlich hier und da besonders in den ehemaligen breiten Flußtälern diese kaolinisierten Gesteinsmassen.

Als dann durch die großen tektonischen Einbrüche am Ende der Tertiärzeit die Erosionskraft der Flüsse neu belebt wurde, wurden die erweichten oberflächlichen Teile des Gesteins, die auf den wenig oder nicht eingebrochenen Teilen des Gebirges lagerten, natürlich alsbald wieder weggeführt. Nur vereinzelt blieben an Stellen, an denen die Verwitterung besonders tief ins Gestein eingedrungen war, schwach kaolinisierte Partien erhalten. In der Tiefe des Friedeberger Kessels aber blieb kaolinisiertes Gestein und mehr oder weniger transportiertes Abschlämmaterial erhalten und auch das nordische Inlandeis, welches hier am äußersten Rand seiner Verbreitung nur noch geringe Erosionskraft hatte, ließ die Verwitterungsprodukte der tertiären Landoberfläche und die am Schluß der Tertiärzeit gebildeten Tone und Glimmersande unzerstört. Weithin kann man daher im Friedeberger Becken spättertiäre Sedimente und kaolinisiertes Gestein im Untergrund der Diluvialschichten nachweisen und stellenweise treten diese Bildungen auch, nur von einer leichten Decke nordischer Geschiebe überstreut, zutage.

Von besonderer Bedeutung ist der kaolinisierte Gneis in der Umgegend des Kaolinwerkes Steine, weil er hier technisch verwendet wird und weil er in den ausgedehnten Kaolingruben vorzüglich aufgeschlossen ist. Eine mächtige, der Schieferung parallel laufende turmalinführende Quarzeinlagerung ist hier dem Gneis eingeschaltet.

Sie geht durch Vermittelung eines gneisenartigen Quarzmuscovitschiefers in den nördlich angrenzenden feldspatreichen, glimmerarmen turmalinführenden, also etwas pegmatitischen Orthogneis über. Der einsam westlich von der Kaolingrube aufragende Felskopf des Totensteines gehört dem Ausstrich des Quarzitrückens an. Man kann nun beobachten, daß in der Kaolingrube der Quarzit als harte Masse seine kaolinisierten Nebengesteine durchragt, weil er als feldspatfreies Gestein der Kaolinisierung natürlich nicht zugängig ist. Demnach muß

der Totenstein als eine echte Härtlingsbildung angesehen werden, die schon in tertiärer Zeit die ehemalige Rumpffläche als felsiger Hügel überragte. Hiermit stimmt es auch überein, daß über den Tertiärbildungen, aber unter dem stellenweise noch erhaltenen Geschiebelehm sich in der Kaolingrube eine Überstreuung mit rumpfgroßen Quarzitblöcken nachweisen läßt.

Südlich vom Totenstein kann man durch die Lesesteine auf den Feldern Amphibolite und Glimmerschieferschichten nachweisen. Da nun das Einfallen der Schichten in der Kaolingrube südwärts gerichtet ist, so bildet der turmalinführende Quarzit die Hangendgrenze einer Orthogneisintrusion gegen überlagerndes Nebengestein und der pegmatitische feldspatreiche Gneis, der im Kramer-Busch östlich vom Kaolinwerk recht typisch in unkaolinisiertem Zustande zu sehen ist, stellt sich als das Erstarrungsprodukt eines besonders gasreichen Magmateiles unter einer Schiefereinlagerung dar. Es sind dies genau dieselben Verhältnisse, wie wir sie südlich vom Kesselschloß wieder finden, wo ebenfalls der Gneis unter dem durch den überlagernden, hier nordwärts fallenden Glimmerschiefer pegmatitisch entwickelt ist, und wo auch an der Grenze von Gneis und Glimmerschiefer in der Nähe der Wiesenhäuser Turmalinquarzite auftreten. Die schwache Kaolinisierung des Quarzspates am Kesselschloß in einem Gebiet, in dem sonst keine kaolinisierten Gesteine mehr erhalten sind, und die besonders starke Kaolinisierung des Gneises in der Kaolingrube bei Steine erklärt sich folgendermaßen: Der turmalinführende Gneis ist, weil er besonders feldspatreich ist und sein Feldspat besonders viel Alkali und fast kein Eisen enthält, für die Kaolinbildung mehr als alle umgebenden Gesteine disponiert. Am Kesselschloß konnte also eine besonders tiefgreifende kaolinisierte Partie entstehen, die trotz der weitgehenden Denudation erhalten blieb, und im Kaolinwerk konnte sich eine besonders stark kaolinisierte Zone in den sonst weniger zersetzten Gesteinen bilden.

In den nördlichen, jetzt außer Betrieb stehenden Teile der Kaolingrube hat man früher zähe, zum Teil grellrot gefärbte Tone abgebaut. Es sind das lokale Zusammenschlämmungen der Kaolinisationsprodukte, die sich offenbar schon in der Tertiärzeit (sie werden vom Geschiebelehm überdeckt) unmittelbar neben den besonders leicht kaolinisierenden Gneispartien bildeten.

In situ kaolinisierte Flasergneise kann man auch recht schön in einer Sandgrube östlich von Röhrsdorf beobachten. Sie waren auch bei den Ausschachtungen für die Entnahmegrube zum Langwasser-Stauweiher sehr schön aufgeschlossen, doch sind diese letzteren Aufschlüsse in den weichen Massen inzwischen wieder ziemlich verfallen. Nur die seltsam bizarren scharfeckigen Quarzskelette, die nach der Ausspülung des kaolinisierten Feldspates und des zu feinen Flitterchen zerfallenen Glimmers als Rest des Gesteines übrig bleiben, kann man hier noch besonders gut beobachten.

Weiter westlich am Rande gegen das Blatt Wigandstal und auf diesem Blatt selbst finden wir statt der Bildungen tertiärer Landober-

flächen, eigentliche tertiäre Sedimente, natürlich nur fluviatil terrestrer Entstehung. Aufgeschlossen sind sie in der großen Sandgrube nördlich der Straße Friedeberg-Gebhardsdorf und in den tiefsten Schichten einer Sandgrube östlich von den Schwertaer Feldhäusern. Es sind schneeweiße Glimmersande, Quarzgrande, und weiße Schliefsande oder feinsandige Tone. Schliefsande und Tone hat auch der Bahnbau Friedeberg-Meffersdorf in dem flachen Einschnitt zwischen Schwarzbach und Goldwasser nahe ersterem Bach bloßgelegt. Noch jetzt kann man die weißen Schichten im Wassergraben neben dem Bahndamm beobachten. Dort, wo die Tertiärsedimente auf größere Erstreckung zutage treten, sind sie stets mit Diluvialgeröll überstreut und daher in der Form des Ackerbodens schwer vom Geschiebelehm, der natürlich auch viel aufgearbeitetes Tertiärmaterial enthält, zu unterscheiden. Weißliche Bodenfarbe, Bildung starker Trockenrisse infolge des hohen Tongehaltes sind deutliche Merkmale. Der Boden der Tertiärgebiete ist meist recht unfruchtbar und bezeichnenderweise führen die auf ihm wachsenden Wälder vorwiegend Kiefernbestände, während auf diluvialen Schichten fast überall Fichtenwälder gedeihen.

In die tertiäre Zeit, wahrscheinlich kurz vor oder nach der Zeit der tektonischen Bruchbildungen, fällt auch die Eruption der Basalte. Runde, senkrecht aus der Tiefe aufsteigende Schlotfüllungen stellen die Basaltkuppen des Greiffensteines, des Märzberges, und des über die Hälfte abgebauten Riedsteines dar. Der Kahle Berg bei Kunzendorf ist vermutlich ein Basaltschlot mit anschließendem Deckerest. Der Basalt des Hüttenberges nähert sich durch langgestreckte Form mehr einem Gange und ein echter, allerdings nur geringmächtiger Basaltgang ist nördlich von den Querbacher Hegewaldhäusern zu finden. Zwei ganz kleine Basaltschlote, von denen der eine reich an kleinen Nebengesteinsbrocken ist, treten am östlichen Blattrand bei Neusorge auf. Die Basalte am Wickenstein und am Brandberg haben Deckenform und sind wohl Denudationsreste der Deckenergüsse des Kahlenberges. In der Brandbergdecke ist eine deutliche Nordsüdverwerfung nachweisbar. Der westliche Teil der Wickensteindecke, das Gebiet des eigentlichen Wickensteins, ist recht grobkörnig und wegen seines Nephelingehaltes in der Literatur als Nephelindolerit beschrieben.

Die Gneishöhen, welche im Norden und Osten das Friedeberger Becken umgrenzen, bieten nicht viel geologisch interessante Erscheinungen. Es sind fast ausnahmslos Flasergneise von einförmigem ostwestlichen Streichen. Östlich von Hayne und südlich von Birngrütz und Rabishau findet man zahlreiche ungefähr linsenförmige Einlagerungen von ungestreckt gebliebenen Teilen des Orthogneismagmas, also Granitgneise, beziehentlich ältere Granite. Besonders schön ist dieser granitisch körnige Gneis auf der Höhe 431,7 südlich von Mühlseifen entwickelt. Hier ist auch eine der wenigen Stellen des Isergebirges, an der der Granitgneis einigermaßen regelmäßig Klüftung und Bankung aufweist und daher in früheren Zeiten zu Quadern und Zaunpfeilern verarbeitet wurde. Man findet das Gestein vielfach in

der Umgegend von Friedeberg besonders zu Prellsteinen am Straßenrand verwendet. Das Auftreten von pegmatitischen Gneis (»Quarzspat«) im Kramerbusch wurde schon erwähnt.

Amphibolite treten vielfach jedoch meist nur in sehr kleinen Linsen auf. In der Regel sind sie wohl als basische Schlieren im Granitmagma des Orthogneises aufzufassen, insbesondere gilt dies von einem sehr schönen dioritischen Gestein, das sich nahe südlich vom Punkt 428,9 im nördlichen Teil der Forst Ullersdorf findet. Anderseits verbergen sich unter den Amphiboliten auch vielfach gestreckte abgequetschte Reste der basischen Ganggefolgschaft des Gneisgranites.

Wahrscheinlich gilt dies z. B. vom Amphibolit südlich der untersten Häuser von Langwasser und ganz sicher gilt es von dem großen Amphibolitmassiv am Westrand des Blattes auf dem Sandberge. Hier finden wir einen typischen Diabasporphyrit, der allerdings teilweise durch nachträgliche Schieferung stark zerquetscht ist. Im angrenzenden Gneis kann man stellenweise Spuren einer geringen Kontaktmetamorphose nachweisen.

Erwähnenswert sind endlich noch die zahlreichen Quarzgänge und quarzitischen Einlagerungen, die im Ostteil des Blattes im Gneis aufsetzen. Die ostwestlich streichenden, also konkordanten Quarzite sind meist grobkrystallin, teils richtungslos körnig, teils schiefrig und führen nicht selten Muscovit und Turmalin. Die schmalen Quarzgänge in Stunde 9—11, von denen besonders östlich von Rabishau ein ganzer Schwarm mit parallelem Streichen zu beobachten ist, führen einen typischen stengligen Gangquarz und neben Anflügen von Roteisenerz keinerlei begleitende Mineralien.

Besonders augenfällig ist der Unterschied zwischen konkordantem pneumatolytischem Turmalinquarzit und durchgreifend gelagertem hydrothermalen Gangquarzit im Westteil der Kaolingrube zu beobachten.

Herr L. v. ZUR MÜHLEN berichtet über wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Arnsdorf.

An das Strehlener Granitmassiv legt sich ein Mantel krystalliner Schiefer an, der nach der Ebene zu sich in unbedeutende Hügel auflöst und unter den jüngeren Ablagerungen des Tertiärs und Diluviums verschwindet. Im O gehen als letzte Ausläufer die N—S streichenden Marmore und Quarzite von Prieborn und die von jüngeren Ablagerungen umgebenen Phyllite und Quarzite bei Kryndörfel zutage. Auf dem ganzen übrigen Teile von Bl. Arnsdorf fehlen die kristallinen Gesteine, doch ist anzunehmen, daß der tiefe Untergrund des Gesamtgebietes noch zur kristallinen Vorstufe des Sudetenvorlandes gehört. Für diese Auffassung spricht eine bei der Station Voigtsdorf niedergebrachte Bohrung, die bei 69 m Teufe auf anstehenden »Felsen« gestoßen sein soll. Aussagen des Bahnhofvorstandes zufolge soll das Gestein den Cummendorfer Quarziten geähnelt haben. Die noch aufbewahrten Deckschichten bestanden aus Tertiär, vorwiegend Tonen, denen ab 35 m Teufe Braunkohlenzwischenschichten eingeschaltet waren.

Einer außerordentlichen Verbreitung erfreut sich auf dem Blatte das aus Tonen und Sanden zusammengesetzte, untergeordnet Braunkohlenzwischenschichten führende Tertiär. Es bildet überall den tieferen Untergrund des Geländes und tritt außer an den Flußtälern noch verschiedentlich in zusammenhängenden Flächen unter dem nur gering entwickelten Lößschleier zutage.

Zu den morphologisch am schärfsten ins Auge stechenden Erscheinungen des Arnsdorfer Gebietes zählen die Endmoränen, die auf die benachbarten Blätter Bechau und Münsterberg hinübergreifen. Sie bilden bis zu 275 m über NN sich erhebende Hügel. Die sie begrenzenden Täler stechen mit 100 m Differenz deutlich von ihnen ab. Alle Endmoränen bestehen in ihrer Materialzusammensetzung aus Sanden und Kiesen, ausnahmsweise Geschiebelehm. Das sie aufbauende Material ist vorwiegend einheimischen Ursprungs, mit Ausnahme der reichlich vertretenen großen nordischen Blöcke (Honigsberg, Niklasdorfer Berge). Trotz der nicht überall ausgebildeten scharfen Formen fehlt auf ihm gewöhnlich die Lößdecke. Hervorzuheben ist die große Ausdehnung der einzelnen Endmoränengebilde und ihr geradezu auffällig frischer Erhaltungszustand. Sie bilden einen kontinuierlichen, zwischen Schreibendorf-Gläsendorf und Kühschmalz gelegenen und sich von dort nach NNO verschmälernden und in Kuppen auflösenden Gürtel, der sich noch über Giersdorf hinaus verfolgen läßt. Die mehr nach N gelegenen Endmoränenkuppen zeichnen sich durch häufig aufgepreßte tertiäre Tone aus. Mit den diluvialen Abschmelzungswässern in Verbindung zu bringen sind viele der heutigen alluvialen Täler, namentlich die große von der Grottkauer Bahnlinie gekennzeichnete Senke.

Herr J. Behr berichtet über die Ergebnisse der geologischen Aufnahme auf Blatt Lindenau (G. A. 76, 29).

Das aufgenommene Gebiet stellt eine stark zerteilte Hochfläche dar, deren Schichtenaufbau, soweit die Profile der Talränder es zeigen, ziemlich horizontal verläuft, abgesehen von einigen glazialen Störungen. Die tieferen Schichten dagegen scheinen stark gefaltet zu sein, was aus dem Auftreten zahlreicher artesischer Quellen im Ohletal, von denen einzelne erheblich über dem Erdboden auslaufen (z. B. in Reindörfel), geschlossen werden muß. Diese werden, wie man aus einer Reihe von Tiefbohrungen feststellen konnte, durch einen gespannten Grundwasserträger gespeist, der unter dem Münsterberger Braunkohlenhorizont liegt. Daß das Einzugsgebiet für diesen Wasserhorizont im alten Gebirge zu suchen ist, dafür konnten bisher keinerlei Anhaltspunkte gewonnen werden.

Die ausgedehnten Tongruben der Deutschen Ton- und Steinzeugwerke westlich von Münsterberg geben das zusammenhängende Profil durch das Diluvium und Tertiär dieser Gegend. Im Tertiär wechseln Tonbänke mit Sanden und Kiesen ab. Die Sande zeigen oft einen reichlichen Kaolingehalt, der sie zur Verwendung in der Steinzeugindustrie geeignet macht. Die Tone wechseln in der Farbe von

hellen und rotgeflammten bis zu dunkelbraunen Varietäten. Im Gegensatz zu Blatt Münsterberg sind auf Blatt Lindenau Braunkohlenfunde im Tertiär nicht bekannt geworden. Im Jahre 1891 wurde auf dem Fabrikgrundstück der Deutschen Ton- und Steinzeugwerke eine 160 m tiefe Bohrung niedergebracht, deren Profil aber infolge ungenügender Schichtenbestimmung nur in sehr engen Grenzen zu verwerten ist. Dagegen hat die Stadt Münsterberg im Jahre 1922 in der Kiesgrube westlich der Hartmannsbaude eine etwa 95 m tiefe Bohrung niederbringen lassen, um radiumhaltiges, kohlensaures, artesisches Thermalwasser zu erschließen. Den Ansatzpunkt hatte die Wünschelrute bestimmt. Das Bohrprofil zeigte eine Mächtigkeit des Tertiärs von 86 m und im Liegenden vertonte Glimmerschiefer. Die Bohrung wurde im älteren Gebirge abgebrochen und war natürlich vollkommen ergebnislos.

Eine überaus charakteristische Bank, über deren Verlauf noch in anderem Zusammenhang ausführlich zu berichten sein wird, bilden tertiäre Kiese, die in der Hauptsache aus weißen Quarzen und Kieselschiefern bestehen nebst einer auffälligen Beimengung von Quarzporphyrgeröllen, deren Heimat L. FINCKH in der Gegend von Friedland i. Steinetal erkannte. Sie ließen sich bereits über große Flächen hin in dem südöstlichen Teil des Blattes Münsterberg feststellen und wurden schon früher noch weiter ostwärts auf dem Blatte Marienau in langgestreckten Rücken beobachtet. Schon damals wurde ihr präglaziales Alter vermutet. Sie bilden unmittelbar das Liegende des Diluviums und sind Ablagerungen der vom Gebirge nach Nordosten während der Ausgangszeit des mittelschlesischen Tertiärs abströmenden Flüsse.

Das Diluvium zeigt im allgemeinen nur eine Geschiebemergelbank entwickelt, die im Hangenden und Liegenden von Sanden bezw. Kiesen begleitet wird. Zwei Geschiebemergelbänke sind nur an vereinzelten Stellen durch Bohrung nachgewiesen worden, so z. B. am Südausgang von Neu-Altmannsdorf.

Die Endmoränen des Blattes Münsterberg greifen bei Eichau auf den Nordrand des Blattes Lindenau über und ziehen in einem Bogen über Schützendorf durch den Bischhofswald nach Gläsendorf zu. Die Reste einer zweiten Endmoränenstaffel von nicht so ausgeprägten Landschaftsformen, wie die nördliche, liegen zwischen Bernsdorf und Bärdorf.

Die ins Auge fallende einseitige Ausbildung der Nord-Süd gerichteten Täler hängt aufs innigste mit der Ablagerung des Lösses zusammen, dessen ehemals zusammenhängende Decke heute nur noch in einzelnen Lappen vorhanden ist.

Herr F. KAUNHOWEN berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Muskau.

Die auffallendsten Erscheinungen im Oberflächenbilde des Blattes Muskau (G. A. 60, 27) sind die gewaltige Endmoräne und das scharf ausgearbeitete Neißetal. Die Endmoräne, ein Teilstück des großen,

über die Blätter Döbern, Weißwasser, Muskau und Triebel verlaufenden Endmoränenbogens, durchzieht den südwestlichen, mittleren und östlichen Teil des Blattes in flachem, nach NW offenem, nur durch das Lugknitzka- und Neißetal durchsägtem Bogen. Sie setzt sich im größten Teile aus zahlreichen scharf ausgeprägten, langgestreckten, oft nur durch schmale, tiefe schluchtartige Rinnen getrennten Rücken zusammen, die nur im NO lockerer liegen und teilweise einem mehr kuppigen Bau Platz machen. Die Rücken und Kuppen ordnen sich zu mehreren, meist dicht zusammenliegenden Staffeln an. Den Kern der Rücken und der Kuppen bilden hochaufgepreßte Tertiärfalten, die oft unmittelbar zutage treten; darüber sind dann die diluvialen Aufschüttungen (zumeist steinig-kiesige Sande, häufig aber auch Kiese, Haufwerke, ∂§, von verschiedenen Bildungen, Geröll- und seltener Blockpackungen) des Eisrandes gelagert worden; die Endmoräne ist also eine Stau- und Aufschüttungsmoräne. Die hochaufragenden Tertiärfalten haben zu dem regen, aber z. T. eigenartigen Braunkohlenbergbau des Gebietes Veranlassung gegeben, der lediglich auf die Endmoräne beschränkt ist.

Vor der äußersten (ältesten) Endmoränenstaffel dehnt sich ein stellenweise über 2 km breiter, vielfach gelappter Sander aus, der durch die Täler der Lugknitzka, der Neiße und die Niederung des Mühlgrabens bei Sagar in drei Stücke zerlegt wird. Auch vor einigen inneren Staffeln sind schmale Sander aufgeschüttet worden, die zum Neißetal abfließen.

Zwischen den weiter auseinandergerückten Endmoränenstaffeln im Nordosten des Blattes liegen zwei vielgelappte Staubecken, das von Quolsdorf und das von Gebersdorf, die durch eine zickzack verlaufende Endmoränenbarre von einander getrennt sind. Ihre Abflüsse vereinigen sich aber bald nach dem Austritte bei Klein-Särchen und haben sich von da ab das gemeinsame, tiefe Bachtal ausgewaschen, das bei Groß-Särchen in das Neißetal mündet.

Im Hinterland der Endmoräne, das im scharfen Gegensatz zu der außerordentlich unruhigen Oberfläche der letzteren zunächst ganz schwach wellig, dann aber in seinem Hauptteil fast eben ist, folgt zunächst eine bis höchstens 2,5 km breite Grundmoränenzone, in welcher der Geschiebemergel in mehreren großen, viellappigen und zahlreichen kleinen Flächen zutage liegt, und darauf eine ebene, nur durch zwei tiefe Bachtäler unterbrochene, große, mehr oder minder steinige Geschiebesandfläche, die geradezu als Facies der Grundmoräne anzusprechen ist.

Die Neiße durchfließt von der Südostecke aus das Blatt in einem großen nach NO offenen Bogen und durchbricht dabei hart südlich des Städtchens Muskau die hier nahezu 3 km breite Endmoräne in tiefem, steilwandigem Tal. Die Uranlage dieses Neißedurchbruches ist als Gletschertor zu denken, das an der Umbiegungsstelle der Endmoräne aus östlicher in nordöstliche Richtung entstand und den Schmelzwassern einen der heutigen Flußrichtung entgegengesetzten Abfluß gestattete. Nach dem Rückzuge des Eises haben

dann die vor seinem früheren Rande aufgestauten Gewässer den vorhandenen Paß in entgegengesetzter, d. h. dem heutigen Fluß gleichsinniger Richtung benutzt und weiter ausgestaltet.

Das Neißetal ist ausgezeichnet durch seine Terrassen, von denen zwei diluvialen und zwei alluvialen Alters sind. Von den diluvialen Terrassen ist die ältere geradezu modellartig, meist in breiter, auf langen Strecken zusammenhängender Fläche durch das ganze Tal zu verfolgen. Sie senkt sich von rd. 126 m in der Südostecke des Blattes auf rd. 105 m am Nordrande desselben, was einem Gefälle von rd. 21 m auf 16 km oder 1,3 m auf 1 km entspricht. Sie tritt in 3 Armen — längs der Neiße, am Sagar Luch und längs der Lugknitzka, von denen die beiden letzteren zur Diluvialzeit mit der Neiße in Verbindung standen — von Süden her in den Blattbereich ein; im Neißetal oberhalb Muskaus fließen sie zusammen. Von der jüngeren diluvialen Terrasse sind nur getrennt liegende Reste vorhanden. Sie senkt sich von 120 m beim Vorwerk Wendisch-Musta auf 108 m bei Köbeln, was einem Gefälle von rd. 12 m auf 10 km oder von 1,2 m auf 1 km entspricht.

Die ältere alluviale Terrasse begleitet die Neiße auf beiden Ufern als mehr oder minder breites, nahezu lückenloses Band; sie ist ganz oder nahezu hochwasserfrei und senkt sich von etwa 119 m in der Südostecke des Blattes auf 99 m an seinem Nordrande, was einem Gefälle von 20 m auf rd. 16 km oder von 1,25 m auf 1 km entspricht. Die jüngere alluviale Terrasse ist meist nur als ganz schmaler Streifen, der allen Überschwemmungen ausgesetzt ist, entwickelt.

Auch die Zuflüsse der Neiße — von links die Lugknitzka und das Föhrenfließ, von rechts der Schrot und der Bach bei Groß-Särchen — haben sich zur Diluvialzeit scharfe Terrassen geschaffen. Im Schrot-Tale ist auch eine alluviale Terrasse sehr schön entwickelt.

Von Ablagerungen, die ein besonderes wissenschaftliches Interesse beanspruchen, sind interglaziale Faulschlammkalke zu nennen, die in einer Bohrung im Weidegarten am Nordrande des Muskauer Parkes, etwa 500 m westlich der Fasanerie, angetroffen wurden und noch in anderen Bohrungen gefunden sein sollen. Die erstere Bohrung durchsank

Von	0— 0,30 m	gelbbraunen, sandigen Geschiebelehm . . .	Jüngstes Glazial
»	0,30— 1,10 »	wasserführenden Kies	» »
»	1,10— 3,10 »	wasserführenden steinigen Kies	» »
»	3,10— 5,10 »	scharfen Sand	» »
»	5,10— 6,00 »	sandigen Letten	Miocän
»	6,00— 6,20 »	Braunkohle	»
»	6,20—14,10 »	Braunkohlenton	»
»	14,10—15,20 »	ganz leichten, oben grünlich-bräunlichen, ungeschichteten, unten hellgrauen, bändertonartig geschichteten Faulschlammkalk; oben mit Vivianitpunkten; beide nach den Bestimmungen von Herrn Gothan mit *Pinus*-Pollen und zahlreichen Diatomeen der Gattungen *Melosira*, *Cymbella*, *Synhedra*, *Navicula* und *Coconeïs* .	Interglazial
»	15,20—17,50 »	Braunkohlenton	Miocän
»	17,50—18,20 »	nordischen, steinig-kiesigen, kalkhaltigen, scharfen Sand	Älteres Glazial
»	18,20—24,20 »	dunkelgrauen, sandigen Geschiebemergel	» »

Durch seine Einfaltung in mächtigere tertiäre Schichten ist das Interglazial der Zerstörung entgangen. Aus seinem Fossilinhalt läßt sich seine Stellung nicht bestimmen; jedoch sprechen die Lagerungsverhältnisse und andere Erwägungen dafür, daß es das jüngere, Interglazial II, ist.

Über dem Interglazial ist nur ein dünnes Geschiebelehmbänkchen verhältnisse und andere Erwägungen dafür, daß es das jüngere, Intermergelfläche, welche zu der Grundmoräne im Hinterlande der Endmoräne gehört. In dieser Grundmoränenfläche liegt eine große Anzahl Sölle, die teils noch mit Wasser erfüllt sind, teils im Verlandungsstadium sich befinden. Wenn nun auch das Vorhandensein der Sölle für sich allein kein einwandfreier Beweis für das jugendliche Alter der Grundmoräne ist, so wird er im vorliegendem Falle durch das jugendliche Aussehen der unweit gelegenen Endmoräne gestützt. Letztere weist derartig schroffe und frische Formen auf, daß man sich schwer vorstellen kann, wie sich dieselben eine lange Zwischeneiszeit, eine nicht minder lange darauffolgende Eiszeit hindurch und dann noch bis auf die Gegenwart so erhalten haben können. Deshalb spreche ich den großen Muskauer Endmoränenbogen und die dahinter liegende Grundmoräne als Bildungen der jüngsten Eiszeit und das in der Nähe der Fasanerie erbohrte Interglazial als Interglazial II an.

Von tertiären Bildungen sind bekannt geworden: Sande der verschiedensten Korngrößen (darunter Formsande), Kiese, Quarzite in Nestern, Tone von verschiedener Ausbildung und Farbe, Letten und Braunkohlen; von diluvialen Geschiebemergel zweier Eiszeiten, Tone, Sande verschiedenster Korngrößen, Kiese, Block- und Geröllpackungen, Schotter und interglazialer Faulschlammkalk; von alluvialen endlich Flach- und Hochmoortorf, Faulschlamm, Moorerde, Raseneisenstein, Schlick, Sande (darunter auch Dünensand) und Kies.

9. Provinz Ostpreußen

Herr C. Gagel berichtet über einige Ergebnisse der Aufnahmearbeiten im nördlichen Ostpreußen.

Im Frühling 1923 hatte ich Gelegenheit, im Kreise Heiligenbeil, südlich von Königsberg i. Pr., auf den Blättern Zinten, Creuzburg, Canditten und Lichtenfeld einige große Güter genauer geologisch-agronomisch zu untersuchen und aufzunehmen und konnte dabei einige Beobachtungen machen über unerwartete Ergebnisse, die ein allgemeineres Interesse zu bieten scheinen. Das ganze untersuchte Gebiet nebst der durch einige Übersichtstouren begangenen Umgebung ist eine typische Moränenlandschaft schönster Ausbildung mit zahllosen, z. T. recht steilen, schroffen, unregelmäßigen Hügeln, mit unzähligen größeren und kleineren Mooren von regelloser Gestalt und sonstigen kleinen, abflußlosen, mit humosen Abschlämmassen ausgefüllfüllten, rundlichen Vertiefungen und Söllen. Das ganze untersuchte

und begangene Gebiet ist zum allergrößten Teil mit Oberem Geschiebemergel bedeckt; nur an wenigen und der Fläche nach sehr zurücktretenden Stellen treten Kuppen und kleinere Flächen von Oberen Sanden auf, die z. T. nur in ganz dünner Decke von 1,20—1,80 m auf dem Geschiebemergel draufliegen, z. T. aber auch Kuppen und Ablagerungen von >4 m Mächtigkeit bilden.

Was mir nun im höchsten Grade auffällig war, war die durch die sehr zahlreichen Untersuchungsbohrlöcher auf etwa 11 km SW—NO und 8 km N—S Entfernung einwandfrei festgestellte Tatsache, daß hier in diesem Gebiet weit nördlich von den baltischen Hauptendmoränen, die obere Grundmoräne bis zu ganz erstaunlicher Tiefe völlig verwittert und entkalkt ist, so daß es sehr mühevoller und zeitraubender Untersuchungen und Nachforschungen bedurfte, um in diesem Gebiet solche Stellen zu finden, wo der zur Bodenmelioration benötigte unzersetzte, kalkreiche Geschiebemergel ohne zu großen Abraum in weniger als 2 m Tiefe erreichbar war.

Durchschnittlich erreicht die Verwitterungsrinde des oberen Geschiebemergels hier Mächtigkeiten von 2,7—3,5 m, nicht selten solche von 4 m und darüber, und nur ganz selten war der Geschiebemergel schon in 1,50—1,20 m Tiefe, an drei Stellen schon in 0,80 m Tiefe zu finden und hier auffälligerweise schon tief blaugrau gefärbt. Das ist für einen so jungen, oberdiluvialen, oberflächenbildenden Geschiebemergel, weit hinter den baltischen Hauptendmoränen, ein sehr verblüffendes Resultat, das in den entsprechenden Gebieten des östlichen Holsteins, des Prignitzer und des mecklenburgisch-uckermärkischen Grenzgebietes, ja selbst in den etwas älteren Moränenlandschaften des südlichen Ostpreußens kein Analogon hat und nur in den Feststellungen KEILHACK'S über die große Verwitterungstiefe in einigen Gebieten Hinterpommerns ein Gegenstück findet.

Wo der Geschiebemergel in Wegeeinschnitten und sonstigen tieferen Aufschlüssen mit dem 2 m-Bohrer noch zu fassen war, zeigte er fast immer die blaugraue, oft eine ganz intensiv blaugraue bis dunkelgrünblaue Farbe; der normale braungelbe Geschiebemergel, der doch meistens in erheblicher Mächtigkeit zwischen der ganz verwitterten braunen Lehmrinde und dem ganz unzersetzten, blaugrauen Geschiebemergel liegt, war hier größtenteils gar nicht oder nur in ganz geringer Mächtigkeit über dem blaugrauen Mergel vorhanden, ja zu meinem großen Erstaunen habe ich nicht selten in 3—3,5 m Tiefe ganz grauen, aber kalkfreien Geschiebelehm gefunden, der sich nur durch die Salzsäureprobe von unzersetztem Geschiebemergel unterscheiden ließ und den ich zuerst überhaupt für solchen gehalten habe.

Diese ganz auffällig intensiv blaugraue bis dunkelgrünblaue Farbe des dortigen Oberen Geschiebemergels, ja z. T. des Geschiebelehms scheint mir mit großer Sicherheit darauf hinzuweisen, daß bei der Bildung dieser Oberen Grundmoräne große Mengen von oligocäner Grünerde — Glaukonitlehm — darin mitverarbeitet sind, was auch dadurch bestätigt wird, daß ich an einer Stelle unter normalem blau-

grauen Geschiebemergel eine eingeschaltete Linse solchen kalkfreien, schwarzgrünen Glaukonitlehms beobachtet habe.

Vielleicht wird durch diese Aufnahme größerer Mengen kalkfreien, glaukonitischen Tertiärs auch der verhältnismäßig geringe Kalkgehalt dieser Oberen Grundmoräne erklärt, der sich nach der vorläufigen Untersuchung der kleinen Bohrproben nicht wesentlich über 8—9% zu erheben scheint.

Bei der nachträglichen Erweiterung einer dieser Gutsuntersuchungen hat sich denn noch herausgestellt, daß grauer (nicht grüner) Geschiebelehm mehrfach unter normalem, braunem Geschiebemergel auftrat, und daß die geringsten Verwitterungstiefen hier in diesem Gebiet konstant nicht auf den Höhen und Kuppen, sondern in den Senken auftreten.

Im allgemeinen ist die Beschaffenheit dieser Oberen Grundmoräne normal lehmig bis ziemlich zähe, nur in selteneren Fällen wird sie zu einem sandigen Lehm, der aber doch immer noch mindestens ebensoviel (wenn nicht mehr) lehmige Bestandteile enthält wie der normale märkische Geschiebelehm.

Dementsprechend ist eine Oberste Verwitterungsrinde von lehmigem Sand kaum oder nur ganz ausnahmsweise an kleinen Stellen vorhanden; im allgemeinen besteht auch die Ackerkrume mindestens aus sandigem Lehm oder aus schwerem Lehmboden.

Wenn man nun aus dieser typischen stark kuppigen »Grund«-moränenlandschaft der Zintener Gegend weiter nach Süden wandert, so werden die Oberflächenformen immer höher, schroffer und steiler, um schließlich im Wildenhöfer Schloßberg (»Goida«) mit 216 m Meereshöhe und im Parösker Berg mit 211 m Höhe ihre extremste Ausbildung zu erreichen. Auch diese sehr hohen, schroffen und steilen Kuppen, die ihre unmittelbare Umgebung um reichlich 57 m überragen, sind anscheinend nur aus Geschiebemergel aufgebaut — bei dem ganz kahlen, völlig beackerten Parösker Berg ist das schon durch Augenschein einwandfrei festzustellen — es ist nach den ganz auffällig schroffen Oberflächenformen und dem Aufbau genau derselbe Landschaftstyp, wie er auch in den Kernsdorfer Höhen, im uckermärkisch-mecklenburgischen Grenzgebiet mit dem Helpter Berg und in Ostholstein am Bungsberg vorkommt, eine Moränenlandschaft extremster Ausbildung mit den bei weitem überragenden Höhen des ganzen Gebietes, die aber im wesentlichen aus Geschiebemergel — aus Grundmoräne — aufgebaut ist, unter völligem — z. T. bis zum Verschwinden gehenden — Zurücktreten von Geschiebepackungen und groben Kiesanhäufungen, also der Bildungen, die vielfach als das Wesentliche und Bezeichnende der Endmoränen angesehen werden. Und doch wird niemand, der z. B. von der Gabelung der Robitter-Rositter Landstraße aus das Gelände übersieht, mit dem mächtigen Kranz der im Südosten und Süden vorliegenden Höhen, darüber im Zweifel sein, daß hier eine sehr markante Endmoränenbildung vorliegt, die nur zu einem sehr kleinen Teil (Grüner Berg und die an-

liegenden Höhen bei Gallingen) aus Sand bezw. Kieskuppen und steinigen Geschiebepackungen besteht. Je mehr ich von den Moränenlandschaften des norddeutschen »Flachlandes« im Laufe meiner dienstlichen Tätigkeit gesehen und je genauer ich sie kennen gelernt habe, desto zweifelhafter wird es mir, ob es berechtigt und wohlgetan war, den wohldefinierten Typus des DESOR'schen »paysage morainique«, der »Moränenlandschaft«, die nach DESOR's Definition und Beispielen ein Randgebilde der großen diluvialen Gletscher darstellt, unter Verallgemeinerung ziemlich vereinzelter, lokal beschränkter Erfahrungen in die zwei Typen der »Endmoränenlandschaft« und der Grundmoränenlandschaft zu zerlegen, trotzdem ich mich selbst früher in diesem Sinne ausgesprochen habe.

Diese Trennung, die sich in wörtlichen Beschreibungen und an vereinzelten, extrem ausgebildeten Stellen, beim reihenförmigen Auftreten großer Blockpackungen und Kieskuppen sehr wohl durchführen läßt, stößt bei der kartographischen Darstellung größerer Gebiete in dem großen Maßstabe der preußischen Spezialkarten 1:25000 immer wieder und immer mehr auf sehr große, z. T. kaum überwindliche Schwierigkeiten, die sich nur sehr künstlich und z. T. unter Vergewaltigung der tatsächlichen Verhältnisse lösen lassen.

Ob und wieweit in diesen Endmoränen Geschiebepackungen und grobe Kieslager vorkommen, ist m. E. doch meistens eine sekundäre Erscheinung, die wohl wesentlich davon abhängt, ob das vom Eise mitgebrachte Moränenmaterial so, wie es war, angehäuft wurde oder ob es durch schnell entwickelte Schmelzwasser in größerem oder geringerem Maße seiner feineren lehmigen und sandigen Bestandteile beraubt wurde. Im letzteren Fall wird es bei dem dadurch verursachten Substanzverlust fast immer ganz wesentlich geringfügigere Geländeformen bilden als das wenig oder gar nicht ausgewachsene Moränenmaterial, der Geschiebemergel, der in vielen Endmoränengebieten, »im Zuge der Endmoräne«, wie das Auskunftsmittel bei den preußischen Spezialkarten lautet, mit ganz schroffen Geländeformen unmittelbar, ohne Zwischenschaltung von Geschiebepackungen und Kieskuppen, an die großen Sanderflächen anstößt, oder wenn doch noch kleine derartige ausgewaschene Bildungen vorhanden sind, diese an Masse und Prägnanz der Formen weit überragt.

Die Abgrenzung der sandig-kiesigen Endmoränen und die Beschränkung des Ausdruckes Endmoränen auf diese gegenüber den weit mächtigeren, nur oder vorwiegend aus Geschiebemergel aufgebauten Geländeformen hat mir schon reichlich Schwierigkeiten und Bedenken verursacht in meinem holsteinisch-lauenburgischen Aufnahmegebiet und hat da schon aus dem Zwang der Kartendarstellung nach dem allgemeinen amtlichen Schema zu ziemlich gewaltsamen Lösungen geführt, und die gleichen Schwierigkeiten haben sich in verstärktem Maßstabe in der Prignitz herausgestellt. — Die Fülle der natürlichen Erscheinungen läßt sich nicht in ein enges, aus verhältnismäßig geringen Erfahrungen abstrahiertes Schema zwängen,

besonders wenn dieses Schema gleichzeitig zwei ganz heterogenen Bedürfnissen: der wissenschaftlichen Erkenntnis und der Darstellung praktisch-wirtschaftlich bedeutungsvoller Ablagerungen dienen soll — es besteht kein naturnotwendiger Zusammenhang zwischen glazialen Randbildungen und den Bedürfnissen des praktischen Lebens in bezug auf Kies- und Steinablagerungen — diese beiden Objekte können zusammenfallen, brauchen und müssen es aber nicht notwendig, und ein Schema, das beiden Hinsichten genügen soll, muß naturgemäß in vielen Fällen versagen und zu Konflikten führen.

Bei den Aufnahmen südlich von Zinten wurde in einer Mergelgrube bei Montitten eine sehr auffällige Lokalmoräne gefunden, die im wesentlichen aus einem rotbraunen (bezw. braunroten) und grün bis grünlich gestreiften Tonmergel mit sehr wenig nordischen Geschieben bestand.

Die abwechselnd rote und grüne Streifung macht den Eindruck, als ob ein aus roten und grün gefärbten Schichten aufgebautes Gestein vorliegt, das durch Eisdruck völlig auf den Kopf gestellt ist, so daß die »Schichtung« senkrecht steht, doch war es auffällig, daß die grünen bezw. grünlichen Schichten so unvergleichlich viel dünner und feiner sind, als die roten bezw. rötlichen.

Im Aufschluß, im naturfeuchten Zustande, waren die Farben recht lebhaft und der allgemeine Eindruck war etwa der, den steil aufgerichtete Gipskeuperschichten machen würden; jetzt nach dreivierteljährigem Austrocknen im Zimmer sind die Farben ganz verblaßt und sehr matt rötlich bezw. grünlich geworden.

Daß dieser rot und grün gestreifte Tonmergel keine diluviale Bildung, sondern etwas verschlepptes disloziertes Älteres ist, erscheint mir sicher, — was es ist — ist mangels jeglichen Fossilinhaltes vorläufig nicht zu ermitteln.

Die Schlemmanalyse ergab:

Sand				Staub	Feinstes
1—0,5 mm	0,5—0,2 mm	0,2—0,1 mm	0,1—0,05 mm	0,05—0,01 mm	> 0,01 mm
0,4 %	0,4 %	3,2 %	7,6 %	16,0 %	72,4 %

mit einem sehr hohen Bestand an allerfeinsten kolloidalen Bestandteilen, die wochenlang in der Schwebe blieben, ehe sie sich einigermaßen absetzten.

Die chemische Analyse ergab einen ganz ungewöhnlich hohen Gehalt an Kali und Magnesia; besonders der Kaligehalt übersteigt weit alles, was wir aus den Analysen diluvialer Tonmergel und Geschiebemergel kennen, bei denen er sich im allgemeinen zwischen $^1/_4$ und $^1/_2$ % hält, sehr selten bis zu $^3/_4$ % ansteigt.

Aus der Menge der Kohlensäure ergibt sich, daß sie längst nicht alle an Kalk gebunden sein kann, sondern zu einem sehr erheblichen

Teil auch an Magnesia gebunden sein muß — der Tonmergel ist stark dolomitisch!

Außer den seltenen nordischen Geschieben [Kristallines, Quarzite, Silurkalke (geschrammt) usw. und einem Geschiebe von lokalem »toten Kalk« (Senon)] waren in dieser Lokalmoräne auch noch vereinzelte Klumpen eines mehr gelblich grauen, mageren, sandigen Tonmergels eingeknetet, die z. T. einen ziemlich eckig-kantigen Umriß hatten, und ebenfalls den ganz ungewöhnlich hohen Magnesiagehalt zeigen (Analyse c), dagegen in bezug auf den Kaligehalt nicht besonders auffällig sind. Es ist nicht ganz ausgeschlossen, daß diese roten, dolomitichen, dislozierten Tonmergel aus dem Schichtverbande des kurländischen Oberdevons stammen — solange sich kein Fossilinhalt darin ermitteln läßt, ist eine genauere Bestimmung nicht möglich.

Analyse

	a) mit kochender konzentr. HCl	b) mit kochender H_2SO_4	c) mit konzentrierter HCl
Al_2O_3	5,44 %	10,37 %	2,75 %
Fe_2O_3	6,25	6,59	4,02
CaO	7,67	10,64	8,77
MgO	2,01	2,23	2,19
K_2O	**1,26**	**2,72**	0,65
NaO	0,17	0,49	0,09
SiO_2 (löslich)	2,11	20,05	2,38
SO_3	Spur	—	Spur
P_2O_5	0,15	0,18	0,12
CO_2	8,53	—	10,53
Humus	0,65	—	0,51
N	0,23	—	0,23
H_2O bei 105°	5,26	5,26	2,49
Glühverlust	3,59	13,00	2,11
Unlöslicher Rest	56,58	28,31	63,16
	$SiO_2 : Al_2O_3$: Basen = 0,66 : 1 : 0,1	$SiO_2 : Al_2O_3$ = 3,28 : 1	grauer Tonmergel

Im schroffsten Gegensatz zu dem Gebiet bei Zinten stehen die Verhältnisse im Kreise Pillkallen, wo ich ebenfalls drei Gutsuntersuchungen auszuführen hatte. Lag bei Zinten eine Moränenlandschaft schärfster Ausprägung vor, bedeckt mit normalem Geschiebelehm, so bildet der Kreis Pillkallen (und die anschließenden Gebiete von Gumbinnen, Insterburg, Ragnit) eine Grundmoränenebene in vollendeter Ausbildung, in der fast gar keine, irgendwie sichtbaren Erhebungen auftreten und die durchweg von einem außerordentlich schweren, tonigen Geschiebemergel bedeckt wird, der im Bohrer und in kleinen Aufschlüssen überhaupt nicht als solcher zu erkennen ist, sondern erst in langen, tiefen Draingräben und bei sehr aufmerksamen Studium seine Moränennatur verrät.

Es ist ein vorwiegend brennendroter, sehr zäher Ton, der nur

ganz vereinzelt kleinere und größere, aber schön polierte und geschliffene Geschiebe enthält (Kristallines und besonders Silurkalke, sowie allenfalls senon »toten Kalk«). Nur an wenigen Stellen geht dieser fette, zähe, vorwiegend hochrote Ton in normale Moräne von brauner bis gelbbrauner Farbe und etwas sandigerer Beschaffenheit über — sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung, nach unten z. T. auch in normale blaugraue Moräne, und nur an sehr wenigen Stellen sind die Geschiebe in ihm so zahlreich, daß man sie in der Ackerkrume bemerkt und auflesen kann. Vielfach ist die oberste Rinde dieser zähen tonigen roten Moräne braungrau, gelblichgrünlich oder sonst mißfarbig verfärbt bezw. z. T. stark dunkelhumos gefärbt, aber dann bringt schon meistens der Pflug bei tiefem Pflügen den roten Ton wieder an die Oberfläche.

An einer Stelle wurde in einem langen Draingraben zwischen der humosen Ackerkrume und dem roten, tonigen Geschiebemergel des Untergrundes ein völlig entfärbter, fast weißer Lehm beobachtet.

In den tiefen Draingruben sieht man dann, daß die eigentliche, unveränderte und unverwitterte tonige Moräne aus einem brennendroten Tonmergel besteht, in dem zahlreiche, aber nur dünne, grüne bis hellgrüne Flecken und Streifen vorhanden sind, so daß dieser Tonmergel eine ganz auffallende Ähnlichkeit mit der vorerwähnten Lokalmoräne von Montitten bei Zinten hat und ich mich des Gedankens nicht erwehren kann, daß beide gemeinsamen Ursprungs sind. Ob dieser Verdacht begründet ist, werden vielleicht die noch auszuführenden Analysen ergeben; wenn der tonige Geschiebemergel des Pillkaller Kreises ebenfalls diesen auffällig hohen Kali- und Dolomitgehalt zeigt, wie die Montitter Lokalmoräne, so wäre das ein wesentliches Moment der Bestätigung. Auffallend ist in diesem Gebiet bei Pillkallen die ganz ungewöhnlich geringe Tiefe der Verwitterung, die ebenfalls im schärfsten Gegensatz zum Zintener Gebiet steht; reichte die Verwitterung dort bis zu 2,7 bis > 4 m herunter, so hört sie hier meistens schon in 4—6 dcm Tiefe auf, ja vielfach ist sie nur 2,5 dcm, ja nur 1,5 dcm mächtig, so daß schon der Pflug den frischen, roten, unverwitterten Mergel zutage bringt.

Daß diese rote, tonige Moräne wirklich eine Moräne und kein Wasserabsatz (Deckton!) ist, ergibt sich aus einzelnen, seltenen aber unverkennbaren Oberflächenformen: typischen Söllen und kleinen, niedrigen aber unverkennbaren Drumlins, die ab und zu darin auftreten.

Herr Kaunhowen berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahme des Blattes Jablonken (G. A. 35, 32) im Jahre 1922.

Landesgeologe Kaunhowen nahm in etwa 8 Wochen drei Vierteile des Blattes Jablonken (G. A. 35, 32) auf. Die bereits früher auf den westlichen Blättern Grünfließ und Neidenburg (G. A. 35, 31, 37) fest-

gestellten Eisrandlagen wurden weiter nach Osten verfolgt (Endmoränen-Massive der Stoba- und Ochsenberge, der Goldberge und der Maina- und Irrberge). Ebenso wurde das Grünfließer Tal weiter verfolgt und seine streckenweise Begrenzung durch das Inlandeis im Norden nachgewiesen. Neu hinzugekommene Talbildungen, die mit dem T-trägerartig gestalteten Omulef-See zusammenhängen: im Süden der Maina- und Irrberge, die Talebene von Kaltenborn-Wallendorf, im Norden davon die Talebene, in der heute der Omuleffluß langfließt.

Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1923

A. Geologische Aufnahmen und daran anschließend wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Leitung: Präsident KRUSCH
Gebirgsland: Abteilungsdirektor FLIEGEL
Flachland: Abteilungsdirektor KEILHACK, später Abteilungsdirektor WOLFF.

Rheinprovinz

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

B.-R. ZIMMERMANN II beendete die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Nieukerk (G. A. 52, 31) und begann, während eines Teiles des Sommers unterstützt durch den Geol. a. Pr. BREDDIN, dieselbe Aufnahme auf Bl. Straelen (G. A. 51, 36).

Geol. PAECKELMANN vollendete die Aufnahme des Bl. Elberfeld 53, 49).

B.-R. FUCHS stellte Bl. Barmen (G. A. 52, 48) mit Ausnahme des Obercarbonanteiles fertig und ging danach auf Bl. Wipperfürth (G. A. 52, 47) über.

Geol. BURRE begann die geol. Aufnahme von Bl. Altenkirchen (G. A. 67, 20).

B.-R. QUIRING setzte die geol. Aufnahme von Bl. Betzdorf (G. A. 67, 16) fort; während der zweiten Hälfte der Aufnahmezeit wurde er hierbei von dem Geol. a. Pr. BREDDIN unterstützt.

Die Blätter Kleeberg (G. A. 68, 32), Ballersbach (G. A. 68, 19) und Oberscheld (G. A. 68, 13) siehe Provinz Hessen-Nassau.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. QUIRING untersuchte behufs Ergänzung seiner Aufnahmearbeiten und Studien über die Eisenglanzentstehung die Gang- und Nebengesteinsverhältnisse der Gruben Bollenbach bei Herdorf, Bind-

weide bei Steinberg, Eselskopf bei Kotzenrod, Edelstein, Herz und Steinfeld bei Luckenbach-Atzelgift.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

B.-R. FUCHS und B.-R. SCHMIDT führten eine gemeinsame Begehung auf Bl. Gummersbach aus (G. A. 53, 56), so daß das Blatt jetzt druckfertig vorliegt.

B.-R. SCHMIDT und Geol. BURRE nahmen vergleichende Studien in den Siegener Schichten im Bereich der Blätter Altenkirchen (G. A. 67, 20), Freudenberg (G. A. 67, 10) und Hachenburg (G. A. 67, 21) vor.

B.-R. FUCHS und Geol. PAECKELMANN führten eine mehrtägige vergleichende Begehung im Lenneschiefer aus.

c) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bohr- und Bergaufschlüsse im Steinkohlengebirge links des Rheines insonderheit

in der Grube Karl Alexander bei Baesweiler,
in den Gruben des Eschweiler Bergwerksvereins (Schacht Adolf, Mariagrube, Eschweiler Reserve),
in der Grube Sofia Jacoba im Erkelenzer Gebiet,
rechts des Rheins in den Gruben Wehofen und Lohburg bei Dinslaken.

d) Wasserversorgungen

Mehrfache Beratungen der Stadt Barmen beim Bau eines Brunnens für eine Warmwasserversorgung.

e) Talsperren und Stauanlagen

Stauanlagen an der Alf und Uess wurden begutachtet.

Provinz Westfalen und Lippe-Detmold

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

Geol. PAECKELMANN begann die geol. Aufnahme von Bl. Brilon (G. A. 54, 38).

B.-R. SCHMIDT stellte ein Viertel des Bl. Wenden (G. A. 67, 4) fertig.

B.-R. SCHMIERER und Geol. REICH beendeten die geol. Aufnahme des Bl. Laasphe (G. A. 68, 1) bis auf einen kleinen Rest.

L.-G. WUNSTORF begann die geol. Kartierung von Bl. Neheim (G. A. 53, 34).

B.-R. BÄRTLING kartierte mit Unterstützung des Geol. a. Pr. STACH das Bl. Ochtrup (G. A. 38, 44).

B.-R. MESTWERDT setzte die geol. Aufnahme von Bl. Borgholzhausen (G. A. 39, 54) fort.

L.-G. WEISSERMEL arbeitete in gleicher Weise auf Bl. Brakel (G. A. 54, 18).

Bl. Barmen (G. A. 52, 48), Bl. Wipperfürth (G. A. 53, 49), Bl. Betzdorf (G. A. 67, 16) siehe Rheinprovinz,

Bl. Eibelshausen (G. A. 68, 7) siehe Provinz Hessen-Nassau,
Bl. Hasbergen (G. A. 39,46) siehe Provinz Hannover.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-R. BÄRTLING setzte die Arbeiten an den Blättern Soest und Dortmund der Tiefbohrkarte des Ruhrgebiets 1:100000 fort.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. BÄRTLING untersuchte einige Schwerspatvorkommen sowie einige angebliche Braunkohlenfunde.

c) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

B.-R. BÄRTLING setzte unter Mitwirkung des Geol. a. Pr. STACH die Begehungen mit den holländischen Staatsgeologen im westfälisch- und hannöversch-holländischen Grenzgebiet fort.

Geol. PAECKELMANN führte behufs Klärung der wichtigsten tektonischen und stratigraphischen Verhältnisse des Briloner Gebiets zahlreiche Übersichtsbegehungen im Bereich der Blätter Alme, Madfeld, Adorf, Goddelsheim, Niedersfeld, Eversberg, Hallenberg und Berleburg aus.

L.-G. WUNSTORF, Kustos GOTHAN, B.-R. BÄRTLING und B.-R. HAACK führten vergleichende Untersuchungen über die Beziehung des Steinkohlengebirges von Ibbenbüren und vom Piesberg mit demjenigen des Ruhrkohlenbeckens und von Aachen aus.

d) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Verfolgung der Schacht- und Bohraufschlüsse im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk, soweit es im besetzten Gebiet möglich war,

Tiefbohrung »Gräfte« bei Bohmte,
zahlreiche Wasserversuchsbohrungen bei Hasbergen und Ibbenbüren,
Tiefbohrung Niederbarkhausen.

e) Eisenbahn- und Kanalbauten

Begehung des neuen Tunnel-Voreinschnittes bei Lengerich,
Begutachtung der geplanten Eisenbahnlinien Neuenrade-Plettenberg und Sanssouci-Allendorf-Finnentrop.

f) Wasserversorgungen

Arbeiten zur Wasserversorgung des nördlichen Teiles des Ruhrkohlengebietes, Wassergutachten für die Städte Rheine, Bielefeld, Neubeckum (Eisenbahn) und für eine Siedelung bei Dorotheental in Lippe-Detmold.

g) Heilquellen und Schutzbezirke

Bad Salzuflen.

h) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Auf Veranlassung der staatlichen Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht wurde ein Lehrausflug ins Ennepetal geführt.

i) Sonstiges

Beratung des Eisenbahnfiskus in 2 Schadenersatzansprüchen bei Bad Oeynhausen.

Provinz Hessen-Nassau

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

L.-G. LEPPLA setzte die geol. Aufnahme auf Bl. Wehen (G. A. 67, 54) fort.

B.-R. SCHMIERER stellte unter Mitwirkung des Geol. CORRENS das Bl. Buchenau (G. A. 68, 8) bis auf einen geringen Rest fertig und setzte die geol. Aufnahme von Bl. Eibelshausen (G. A. 68, 7) mit Unterstützung des B.-A. HAUSBRAND fort.

Geol. KEGEL arbeitete weiter auf Bl. Kleeberg (G. A. 68, 32) und setzte die Revision der Bl. Oberscheld (G. A. 68, 13) und Ballersbach (G. A. 68, 19) fort.

Geol. a. Pr. MICHELS kartierte einen Teil der Bl. Hadamar (G. A. 67, 35) und Limburg (G. A. 67, 41).

Geol. SCHLOSSMACHER begann die Revision der Bl. Marienberg (G. A. 67, 22) und Rennerod (G. A. 67, 23) für die 2. Auflage.

M.-A. BLANCKENHORN stellte Bl. Schrecksbach (G. A. 68, 12) fertig und kartierte die Bl. Neustadt (G. A. 68, 11) und Kirchhain (G. A. 68, 10) zum größten Teil.

L.-G. v. LINSTOW beendete die geol. Aufnahme von Bl. Oedelsheim (G. A. 55, 26) und setzte diejenige von Bl. Hofgeismar (G. A. 55, 31) fort.

Bl. Betzdorf (G. A. 67, 16) siehe Rheinprovinz,

Bl. Laasphe (G. A. 68, 1) siehe Provinz Westfalen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Geol. KEGEL untersuchte die bergbaulichen Aufschlüsse im Lahn- und Dillgebiet.

Geol. auf Pr. MICHELS führte eine Untersuchung über Felsenquarzit im hessischen Hinterlande aus.

M.-A. BLANCKENHORN untersuchte den Tagebau des Großkraftwerks Main-Weser bei Borken und denjenigen der Gewerkschaft Frielendorf.

b) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Tiefbohrung der Grube Ver. Konstanze bei Langenaubach,

Tiefbohrung Buchenau bei Kreuzburg (Werra).

c) Wasserversorgungen

Beratung der Gemeinde Welterod bei ihrer Wasserversorgung,

ebenso des Neubauamtes für die Fulda-Staustufen bei der Wasserbeschaffung für die Gemeinde Freienhagen.

d) Heilquellen und Schutzbezirke

Ems, Wiesbaden.

e) Sonstiges

Begutachtung der Senkungen in Weißenbach, Kr. Witzenhausen, für die Regierung in Kassel.

Provinz Hannover und Braunschweig

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

M.-A. WILDVANG beendete die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Emden (G. A. 21, 42) und stellte die Bl. Landschaftspolder (G. A. 21, 48) und Bunde (G. A. 21, 54) sowie die links der Ems gelegenen Anteile der Bl. Neermoor (G. A. 22, 37), Leer (G. A. 22, 43) und Weener (G. A. 22, 49) fertig.

M.-A. RANGE beendete Bl. Ebersdorf (G. A. 23, 29) mit Ausnahme des nordwestlichen Teiles geologisch-agronomisch.

M.-A. SCHUCHT stellte Bl. Lilienthal (G. A. 23, 52) geologisch-agronomisch fertig.

B.-R. STOLLER arbeitete während einiger Wochen auf Bl. Nienburg (G. A. 40, 24) und begann mit der geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Husum (G. A. 40, 30).

B.-R. HAACK vollendete die Aufnahme von Bl. Osnabrück (G. A. 39, 47) und begann diejenige von Hasbergen (G. A. 39, 46).

B.-R. GRUPE und Geol. EBERT führten die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Springe (G. A. 41, 44) bis auf eine Schlußbegehung durch und setzten die Kartierung von Bl. Lauenau (G. A. 41, 43) fort.

L.-G. NAUMANN brachte die Aufnahme von Bl. Eldagsen (G. A. 41, 50) dem Abschluß nahe.

B.-A. HOFFMANN begann die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Elze (G. A. 41, 51).

M.-A. STILLE schloß die Revision von Bl. Göttingen (G. A. 55, 28) für die neue Auflage ab und begann diejenige von Bl. Waake (G. A. 55, 29).

Geol. SCHRIEL und Geol. DAHLGRÜN stellten die geol. Aufnahme von Bl. Hasselfelde (G. A. 56, 22) für die Neuauflage fertig und setzten diejenige von Bl. Benneckenstein (G. A. 56, 21) fort.

Bl. Borgholzhausen (G. A. 39, 54), Bl. Ochtrup (G. A. 38, 48) siehe Provinz Westfalen,

Bl. Ödelsheim (G. A. 55, 26) siehe Provinz Hessen-Nassau,

Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) siehe Provinz Sachsen.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-R. STOLLER setzte unter zeitweiliger Hilfe des Geol. auf Pr. AHRENS die Übersichtsaufnahme von Bl. Salzwedel 1:200000 fort.

Geol. EBERT beendete die Übersichtsaufnahme von Bl. Hannover 1:200000.

Geol. WOLDSTEDT führte Übersichtsaufnahmen im Bereich der Bl. Meinersen (G. A. 42, 31), Öbisfelde (G. A. 42, 51), Wendeburg (G. A. 42, 37), Vechelde (G. A. 42, 43), Barum (G. A. 42, 49), Schöppenstedt (G. A. 42, 51) für das Bl. Braunschweig 1:200000 aus.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

Abt.-Dir. SCHROEDER setzte die Untersuchung des Kalibergwerks Vienenburg fort.

Abt.-Dir. FLIEGEL beendete die geol. Untersuchung der Lagerstätte des Rammelsberges.

B.-R. FULDA unternahm umfassende Studien über die Möglichkeit der Endlaugenversenkung auf den Kaligruben der Provinz Hannover (sowie der Provinzen Sachsen und Hessen-Nassau).

Über die kalihöfflichen fiskalischen Grundstücke in Hannover und über die sonstigen nicht betriebenen fiskalischen Kaligerechtsame wurde ein Bericht, betreffend die gesetzliche Anmeldung bei der Kaliprüfungsstelle, erstattet.

B.-R. SCHWEISSFURTH und Geol. WOLDSTEDT untersuchten die Kalilagerstätte der Asse.

B.-R. GRUPE nahm eine Untersuchung der Braunkohlengrube Humboldt bei Wallensen vor in Rücksicht auf die weitere Erstreckung des Vorkommens in das benachbarte fiskalische Gelände. Er führte eine Begehung des Hils aus zwecks Wahl eines Ansatzpunktes für eine fiskalische Bohrung auf Wealdenkohle.

c) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

M.-A. RANGE nahm eine Schlußbegehung auf Bl. Bremervörde vor, das damit zum Abschluß gebracht wurde.

L.-G. NAUMANN, B.-R. GRUPE, Geol. EBERT und B.-A. HOFFMANN begingen die Terrassen und Glazialbildungen des Leinetales zwischen Alfeld und Hannover.

L.-G. NAUMANN, B.-R. GRUPE und Geol. EBERT führten eine vergleichende Studie im Weißen Jura am Deister und Süntel aus.

B.-R. SCHMIERER und Geol. KEGEL führten vergleichende Studien im Silur und Oberdevon des Harzes aus mit Rücksicht auf ihr Arbeitsgebiet in Hessen-Nassau.

Abt.-Dir. FLIEGEL, Geol. SCHRIEL und Geol. DAHLGRÜN setzten die Begehungen im Unterharz fort behufs Klärung der Stratigraphie und Tektonik.

B.-R. HAACK beging den Zechstein auf der Ibbenbürener Bergplatte zur Verfolgung der Eisenerzaufschlüsse.

d) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bergbauliche Aufschlüsse im Wealden des Süntels und Osterwaldes.

Zahlreiche Flach- und Tiefbohrungen auf Erdöl von 200—800 m Tiefe in den Gebieten von Wietze-Steinförde, Meißendorf, Hänigsen-

Obershagen-Nienhagen, Oberg-Gadenstedt.
Wasserbohrungen bei Osnabrück.

d) Untersuchungen von Domänen, Gütern, Moor- und Ödländereien

Nach einer theoretischen und praktischen Einführung durch B.-R. STOLLER wurden flächenstatistische und wirtschaftliche Aufnahmen und Untersuchungen von Moor- und Ödlandflächen in folgenden Gebieten ausgeführt:

B.-R. ZIMMERMANN II und Geol. VON ZUR MÜHLEN im Kreise Aurich,

Geol. DIENEMANN und Geol. v. BÜLOW im Kreise Sulingen,

Geol. v. BÜLOW im Kreise Diepholz und im Südostteil des Kreises Stolzenau,

Geol. auf Pr. AHRENS im Kreise Rotenburg.

f) Eisenbahn- und Kanalbauten

Die Aufschlüsse am Mittellandkanal zwischen Misburg-Sehnde-Peine und am Stichkanal Sehnde-Hildesheim wurden ständig wahrgenommen. Teilweise waren hier geol. Kartierungen erforderlich; auch fanden größere Aufsammlungen von Versteinerungen fürs Landesmuseum statt. Die Kanalbauämter dieser Strecken und die Wasserstraßendirektion in Hannover erhielten in den einschlägigen geol. Fragen, insbesondere in solchen der Wasser-Entziehung und -Versalzung, fortdauernde Beratung.

Untersuchung der Aufschlüsse am Ertinghäuser Tunnel, ebenso derjenigen bei der Bahnhofsverlegung in Braunschweig.

g) Wasserversorgungen

Begutachtung der Erweiterung des Wasserwerks Bremerhaven,
Wasserversorgung des im Bau befindlichen Verschiebebahnhofs in Braunschweig,
der Stadt Bückeburg,
der Gemeinde Hagen bei Pyrmont.

h) Talsperren und Stauanlagen

Fortlaufende Begutachtung der neuen Talsperren-Projekte des Reiches im Harz (Talsperrenneubauamt Goslar).

i) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

In Pewsum, Emden, Norden und Papenburg geol. Vorträge im Verein für ostfriesische Heimatkunde.

Einführung der Studienräte von Diepholz auf einem Lehrausflug in die Geologie der Umgebung.

k) Sonstiges

B.-R. BARSCH nahm an den Pendelmessungen des Geodätischen Instituts in der Provinz Hannover teil.

Provinz Schleswig-Holstein

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben als 1:25000

Abt.-Dir. WOLFF führte Begehungen für die geol. Übersichtskarte im Maßstabe 1:500000 im Westen der Provinz aus.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

Abt.-Dir. WOLFF beteiligte sich an einer vom Strombauressort der Marinewerft in Wilhelmshaven veranlaßten Bereisung des Insel- und Küstengebietes zwischen Sylt und Spiekeroog zwecks Studiums der Frage einer neuzeitlichen Senkung der Nordseeküste.

Ferner besuchte er — zusammen mit den dänischen Geologen Dr. MILTHERS und Dr. JESSEN — eine Anzahl von lakustren Interglazialbildungen in Schleswig-Holstein und Nord-Hannover zwecks vergleichender Studien.

Provinz Sachsen und Anhalt

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

L.-G. KOERT stellte die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Seehausen (G. A. 42, 54) bis auf einen kleinen Rest fertig.

Geol. DIENEMANN setzte die Kartierung des Tertiärs der Helmstedter Braunkohlenmulde im Bereich des Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) fort.

L.-G. WIEGERS arbeitete weiter an der geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Oschersleben (G. A. 42, 60).

Abt.-Dir. SCHROEDER führte unter Mitwirkung des Geol. BEHREND die Kartierung der Bl. Osterwiek (G. A. 56, 3), Dardesheim (G. A. 56, 4) und Schwanebeck (G. A. 56, 5) fort.

M.-A. BÜCKING vollendete die Revision von Bl. Lengsfeld (G. A. 69, 17) für die Neuauflage.

B.-A. HÜLSEMANN setzte die Revision von Bl. Eisleben (G. A. 57, 26) fort.

Kustos PICARD beendete die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) und Mühlberg (G. A. 58, 36) und ging dann auf Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25) über.

Bl. Benneckenstein (G. A. 56, 21)
Bl. Hasselfelde (G. A. 56, 22) } siehe Provinz Hannover.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. FULDA untersuchte die Kaligruben des Südharzgebietes systematisch behufs Vorbereitung einer Darstellung der Geologie der deutschen Kalisalzlagerstätten. Er erstattete ein Gutachten über die Solquellen-Mutung Georg bei Ober-Röblingen

Geol. DIENEMANN besuchte die wichtigsten Kaolin- und Kaolin-

sandsteingruben in Sachsen-Thüringen, um Material für die chemische Untersuchung zu erlangen.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

L.-G. WIEGERS untersuchte die neuen Aufschlüsse auf einem Teil des Bl. Wanzleben (G. A. 43, 55).

c) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Befahrung der Braunkohlengrube Ver. Marie Luise bei Oschersleben behufs Untersuchung eines angeblichen Bernsteinvorkommens,

Bearbeitung der Bohraufschlüsse der fiskalischen Braunkohlengrube Eggersdorf.

Begehung der Braunkohlentagebauaufschlüsse auf Bl. Elsterwerda (G. A. 59, 22),

ebenso der neuen Aufschlüsse im Braunkohlentagebaugebiet von Zeitz-Meuselwitz,

Untersuchung zahlreicher Braunkohlen- und Wasserbohrungen bei Königsaue und Aschersleben, namentlich in Rücksicht auf die tektonischen Verhältnisse,

Besichtigung der bergbaulichen Aufschlüsse bei Hochrain (Bl. Tann, G. A. 69, 23).

d) Eisenbahn- und Kanalbauten

Fortgesetzte Beratung der Baubehörde für die Vorarbeiten zum Mittellandkanal zwischen Neuhaldensleben und Bergzow.

e) Wasserversorgungen

Untersuchung der Braunkohlengruben des Geisel- und Leiha-Tales zwecks Bearbeitung ihrer Grundwasserverhältnisse.

Wiederholte Begutachtung der Wasserverhältnisse der Gemeinden Kleinwittenberg und Piesteritz in Rücksicht auf Wasserentziehungsfragen.

Beratung der Gemeinde Thale a. H. hinsichtlich ihrer Wasserversorgung.

f) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Veranstaltung eines Lehrganges über die Geologie des Regierungsbezirks Magdeburg für die dortigen Studienräte; daran anschließend Führung von 5 geologischen Wanderungen.

Führung des Allertal-Vereins bei wiederholten geologischen Ausflügen.

g) Sonstiges

B.-R. HESS VON WICHDORFF führte seine Archivstudien über die Geschichte des Thüringer Bergbaues fort.

Provinz Brandenburg

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

L.-G. GAGEL führte die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Gr.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Rietz (G. A. 45, 48) weiter und begann die Aufnahme von Bl. Boossen (G. A. 46, 37).

B.-R. BARSCH setzte die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Königswalde (G. A. 46, 30) fort und begann diejenige von Bl. Kriescht (G. A. 46, 29).

L.-G. KORN stellte Bl. Vetschau (G. A. 59, 17) geol.-agronom. fertig und kartierte sodann Bl. Werben (G. A. 59, 12) bis auf einen kleinen Rest.

L.-G. DAMMER nahm das Bl. Döbern (G. A. 60, 20) geol.-agronom. auf und ging auf Bl. Forst (G. A. 60, 14) über.

B.-R. CRAMER führte die geol.-agronom. Kartierung von Bl. Triebel (G. A. 60, 21) durch.

B.-R. BALDUS begann die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Tzschecheln (G. A. 60, 22).

Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25) } siehe Provinz Sachsen,
Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) }
Bl. Muskau (G. A. 60, 27) } siehe Provinz Schlesien.
Bl. Ruhland (G. A. 59, 34) }

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Aufnahmen in anderen Maßstäben

Abt.-Dir. KEILHACK stellte von der Übersichtskarte 1:200000 die Bl. Prenzlau und Neu-Strelitz fertig.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. SCHMIERER untersuchte ein angebliches Erdölvorkommen bei Cossenblatt.

L.-G. KORN begutachtete ein Braunkohlenvorkommen auf dem Gute Eichow.

B.-R. KOHL erstattete ein Gutachten über die eisenbahnfiskalischen Braunkohlenfelder bei Tornow und Lübbenau.

c) Untersuchungen von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Erdölbohrung Gr. Leuthen.

d) Eisenbahn- und Kanalbauten

Für das Schiffshebewerk am Hohenzollernkanal bei Nieder-Finow wurde an Hand der ausgeführten Bohrungen ein Gutachten abgegeben.

e) Wasserversorgungen

Begutachtung der Wasserverhältnisse der Dörfer Finkenherd und Brieskow,
der Brunnenanlage der Siedelung Lübars,
der Wasserversorgung der chemischen Fabrik Merkur in Mittenwalde.

f) Talsperren und Stauanlagen

Begutachtung des Hochwasserschutzbecken-Projektes an der Oberspree für das Preußische Landwirtschaftsministerium.

g) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Für die Beamten des Reichsamts für Landesaufnahme wurde eine Reihe von Vorträgen gehalten und daran anschließend ein Lehrausflug nach Rüdersdorf unternommen.

Provinz Pommern

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

L.-G. SCHULTE stellte das Bl. Falkenwalde (G. A. 29, 25) geol.-agronom. fertig, begann und vollendete alsdann dieselbe Aufnahme auf Bl. Altenhagen (G. A. 29, 19) sowie diejenige der Osthälfte von Bl. Neuwarp (G. A. 29, 13).

Geol. a. Pr. KÜHNE stellte die Westhälfte von Bl. Neuwarp (G. A. 28, 18) und das Bl. Rieth (G. A. 28, 24) geol.-agronom. fertig.

Geol. v. BÜLOW setzte die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Charbrow (G. A. 15, 20) fort.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Aufnahmen in anderen Maßstäben

Begehung für die Übersichtskarte der Provinz 1:500000:
Abt.-Dir. KEILHACK in Vorpommern,
B.-R. ASSMANN in den Kreisen Neu-Stettin und Belgard,
Abt.-Dir. WOLFF im Bereich der Bl. Sageritz (G. A. 14, 36) und Gr. Dübsow (G. A. 14, 42),
Geol. v. BÜLOW im Kreise Lauenburg.

Die Blätter der Übersichtskarte im Maßstabe 1:200000 Stettin, Wollin, Treptow, Kolberg wurden für den Druck fertiggestellt.

b) Untersuchung von Domänen und Gütern

23 Güter wurden auf das Vorkommen von Kalk-, Mergel-, Kies- und Tonlagern untersucht und z. T. geol.-agronom. bearbeitet,
ebenso in den Kreisen Lauenburg und Anklam alluviale Kalklager auf ihren landwirtschaftlichen und technischen Nutzwert.

c) Wasserversorgungen

Begutachtung einer Grundwasserangelegenheit für den Bezirksausschuß in Köslin.

d) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Auf Veranlassung der Landwirtschaftskammer Abhaltung eines geol.-bodenkundlichen Lehrganges in Stettin für die Direktoren der landwirtschaftlichen Schulen der Provinz,
Veranstaltung eines geol. Lehrausfluges für die Volkshochschule in Lauenburg.

Provinz Schlesien

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

B.-R. ASSMANN stellte Bl. Ruhland (G. A. 59, 34) geol.-agronom. fertig und begann die Aufnahme von Bl. Peiskretscham (G. A. 78, 38); zugleich führte er Übersichtsbegehungen auf Bl. Tost (G. A. 78, 32) aus.

L.-G. KAUNHOWEN stellte mit Unterstützung des B.-A. ISERT Bl. Muskau (G. A. 60, 27) geol.-agronom. fertig.

B.-R. BERG vollendete unter zeitweiliger Hilfe des Geol. a. Pr. AHRENS die geol. Kartierung von Bl. Friedeberg (G. A. 75, 1).

L.-G. KÜHN stellte das Bl. Alt-Kemnitz (G. A. 75, 2) bis auf eine Schlußbegehung fertig und kartierte von Bl. Liebenthal (G. A. 61, 56) den Gneisanteil im SW.

L.-G. ZIMMERMANN I setzte die geol. Aufnahme auf Bl. Hirschberg (G. A. 75, 3) fort.

L.-G. FINCKH beendete Bl. Frankenstein (G. A. 76, 27) und arbeitete dann ebenso wie der M.-A. BEDERKE auf Bl. Königshain (G. A. 76, 33).

Geol. MEISTER schloß Bl. Tepliwoda (G. A. 76, 22) ab, ebenso den Gebirgsanteil am Nordrande von Bl. Kamenz (G. A. 76, 28). Auf Bl. Wiese (G. A. 62, 47) wurde von ihm die östliche Hälfte des Katzengebirges aufgenommen, auf Bl. Reinerz (G. A. 76, 31) die Arbeit im kristallinen Gebirge begonnen.

B.-R. BEHR und B.-R. ZÖLLER stellten Bl. Lindenau (G. A. 76, 29) geol.-agronom. fertig und begannen mit der Aufnahme von Bl. Bechau (G. A. 76, 30).

Geol. v. ZUR MÜHLEN setzte die geol.-agronom. Kartierung von Bl. Arnsdorf (G. A. 76, 24) fort.

Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) siehe Provinz Sachsen,

Bl. Tzschecheln (G. A. 60, 22) siehe Provinz Brandenburg.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

B.-R. ASSMANN untersuchte die Eisenerzlagerstätten im Bereich der Herrschaft Karmunkau im Kreise Rosenberg (O.-Schl.),

Geol. MEISTER das Vorkommen von Uranpechblende auf Grube Freiheit bei Schmiedeberg im Riesengebirge,

Geol. DIENEMANN ein Torfmoor für die Stadt Sprottau.

b) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

L.-G. FINCKH und Geol. MEISTER führten Begehungen zwischen Gnadenfrei und Nimptsch in der CLOOS'schen »Schlesischen Nordsüdzone« aus.

Geol. v. ZUR MÜHLEN beging die kristallinen Schiefer in der Gegend von Striegau und Jauer.

L.-G. ZIMMERMANN I nahm im Bereich der Bl. Frankenstein (G. A. 76, 27) und Neurode (G. A. 76, 26) vergleichende Studien im Silur und Culm vor.

c) Verfolgung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Steinkohlenbohrungen Ellguth-Laband und Scherwionka bei Laband.

d) Heilquellen und Schutzbezirke

Gutachtliche Äußerung über die Mineralquellen des Bades Dirsdorf bei Nimptsch für die Regierung in Breslau.

e) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Führung eines Lehrausfluges für die Lehrer und Schüler der oberen Klassen des Gymnasiums in Strehlen zur Einführung in den geol. Aufbau des Kreises Münsterberg.

f) Sonstiges

B.-R. BARSCH und Geol. REICH führten in Oberschlesien zur Feststellung des Gebirgsbaues und der weiteren Erstreckung des Steinkohlenbeckens magnetische Messungen und Untersuchungen mit der Drehwage aus. Der letztgenannte untersuchte zugleich oberschlesische Gesteine auf ihre Dichte und ihre magnetischen Eigenschaften.

Provinz Ostpreußen

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000

Geol. a. Pr. BENTZ begann die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Rosenberg (G. A. 34, 13) und führte Vorarbeiten aus auf Bl. Sommerau (G. A. 34, 19).

L.-G. KRAUSE beendete die geol.-agronom. Kartierung von Bl. Allenstein (G. A. 35, 13) und führte diejenige von Bl. Göttkendorf (G. A. 35, 7) weiter.

II. Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

a) Geologische Aufnahmen in anderen Maßstäben

B.-R. HESS VON WICHDORFF kartierte für die Übersichtskarte im Bereich der Gradabteilung 36 und 37 Bl. Rhein (G. A. 36, 2) zur Hälfte und stellte dieselbe Aufnahme auf Bl. Milken (G. A. 36, 4) fertig.

Vorbegehungen und Aufnahmen kleinerer Teile fanden im Bereich der Bl. Bosemb (G. A. 36, 1), Widminnen (G. A. 36, 5), Arys (G. A. 36, 10) und Lipinsken (G. A. 36, 17) statt.

b) Untersuchungen von Gruben und nutzbaren Lagerstätten

L.-G. KRAUSE untersuchte ein Braunkohlenvorkommen am Wadang.

c) Wissenschaftliche Begehungen und vergleichende Studien

L.-G. KRAUSE verfolgte die Endmoränen im südlichen Ermland.

B.-R. HESS VON WICHDORFF unternahm eine 8-tägige Bereisung in Masuren zur Feststellung der alten Rennfeuer und ihrer Schlackenhalden.

d) Untersuchungen von Domänen und Gütern

23 Domänen und Güter wurden geol.-agronom. untersucht.

Außerdem wurde eine Zusammenstellung sämtlicher ostpreußischen Kalklager auf Grund der vorliegenden Karten und Berichte ausgeführt.

e) Untersuchung von Bergbau-, Schacht- und Bohraufschlüssen

Bearbeitung der von der Firma Bieske ausgeführten Wasserbohrungen für die Zwecke der geologischen Forschung, ebenso der Bohrungen für die Fortsetzung des Oberländischen Kanals.

f) Unterrichtskurse und Lehrvorträge

Veranstaltung eines 3-tägigen geologischen Lehrganges mit Lehr-Ausflügen für die Lehrerschaft des Kreises Ortelsburg.

Geologische Lehrwanderungen mit Lehrern aus Allenstein. Zugleich wurden die Leitgesteine der Allensteiner Gegend für das dortige Heimatmuseum zusammengestellt.

Nicht auf die Provinzen bezügliche Arbeiten

B.-A. HOFFMANN nahm die Lieferung 13 der Karte der nutzbaren Lagerstätten Preußens in Angriff, ebenso B.-R. SCHWEISSFURTH, B.-R. FULDA und B.-A. HÜLSEMANN eine Übersichtskarte der deutschen Kalisalzlagerstätten.

B.-R. MEISTER setzte die Arbeiten zur Weltmontanstatistik fort.

Die Bearbeitung einer Weltlagerstättenkarte wurde begonnen,

für eine Bleizinkerz-Inventur Preußens die Vorarbeiten in Angriff genommen.

In der »Lagerstätten-Chronik« fanden die bergwirtschaftlichen Fragen wie bisher ihre fortlaufende Besprechung.

Für das Reichsentschädigungsamt wurde wiederum eine Reihe von Gutachten über Verdrängungsschäden im abgetretenen Gebiet erstattet,

das Auswärtige Amt in der das Ruhrgebiet betreffenden Propaganda unterstützt.

Im torfbotanischen Laboratorium untersuchte B.-R. STOLLER interglaziale Torfproben auf ihre pflanzliche Zusammensetzung.

Kustos SCHNEIDER veranstaltete im Auftrage der Staatlichen Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht Lehrausflüge für die Studienräte Berliner höherer Lehranstalten und zwar 5 Ausflüge in die Mark und einen siebentägigen Ausflug nach Süd-Hannover und Hessen.

Mit den Arbeiten zur Herausgabe einer »Vergleichenden Stratigraphie Deutschlands«, welche die wissenschaftlichen Ergebnisse der gesamten geologischen Aufnahme übersichtlich zusammenfassen soll, wurde unter Mitwirkung fast sämtlicher wissenschaftlichen Beamten begonnen.

B. Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten

Leitung: Präsident KRUSCH

In den Sitzungen sind nachstehende Vorträge gehalten und besprochen worden:

SCHLOSSMACHER: Der Molekularzustand des Magmas.

REICH: Die neuesten Anschauungen der Geophysiker über die Beschaffenheit der Erdrinde und des Erdinnern.
SCHRIEL: Tektonische Fragen im Unterharz.
SEITZ: Das WULFF'sche Netz, ein Hilfsmittel zur Winkelberechnung und Auswertung tektonischer Flächen und Linien.
GOTHAN: Neue Studien zur Entstehung von Braunkohle.
TRÉNEL: Über die elektrometrische Bestimmung der Azidität von Ackerböden.
GÖRZ: Wassergehaltsmessungen der Böden auf elektrischem Wege.
BALDUS: Das geltende Recht bei der Mutung auf Braunkohle.
WUNSTORF: Über die Aufnahme auf dem Bl. Neheim.
BÄRTLING: Ursachen der Oberflächengestaltung im preußisch-holländischen Grenzgebiete nördlich des Rheines.
DAHLGRÜN: Die Entstehung des Erzlagers von Salzgitter.
FULDA: Die Salzlagerstätten des Südharzgebietes.
NAUMANN: Über Aufnahmen auf Bl. Hameln und Eldagsen.
GANSSEN: Über die Eignung der verschiedenen Lehmarten für Bauzwecke.
BERG: Die Anwendung des polarisierten Lichtes in der Metallmikroskopie.
POTONIÉ: Die Mikrostruktur der Steinkohle.

C. Abteilung Sammlungen

Leitung: Abteilungsdirektor SCHROEDER

I. Geologisches Landesmuseum

a) Paläozoologische, stratigraphische und petrographische Abteilung

Kustoden: BÖHM und DIENST, Assistenten: SEITZ und MICHELS, später SEITZ und POTONIÉ

In der Schausammlung sind die Säle »Harz, Jura und Kreide, Norddeutsches Flachland« bis auf die Anfertigung einzelner Karten und Erläuterungen fertiggestellt. In den übrigen Sälen ist sämtliches zur Aufstellung kommendes Material aufgestellt; die zugehörigen Erläuterungen usw. liegen im Entwurf vor; an ihrem Druck wird gearbeitet. Die Schausammlung wird am 1. April 1924 dem Publikum geöffnet.

In der Studiensammlung wurde die Neuordnung der Basalte und der Diabase durchgeführt, die des Rotliegenden und Zechsteins in Angriff genommen. Die Ordnung der Diluvialkonchylien ist nahezu vollendet.

An der wissenschaftlichen Bearbeitung des Materials beteiligten sich außer den Beamten der Geologischen Landesanstalt folgende Spezialforscher:

SCHINDEWOLF-Marburg: Goniatiten, Bivalven usw. aus dem Kalkgraben von Alt-Liebichau,
GLAESSNER-Königsberg: Lahnporphyre,

MÜGGE-Göttingen: Diabase von Riefensbeck,
DAHMER-Höchst a. M.: Ob.-Koblenzschichten der mittleren Lahn,
SCHMIDT-Göttingen: Carbon-Goniatiten,
BRINCKMANN-Göttingen: Dogger-Ammoniten,
SCHULZ-Berlin: Mineralien von Rüdersdorf,
WEDEKIND-Marburg: Mitteldevonische Korallen,
HARRASSOWITZ-Gießen: Laterite von Deutsch-Ostafrika und Togo,
R. und E. RICHTER-Frankfurt a. M.: Kambrische und devonische Trilobiten.

Folgende im Berichtsjahr erschienenen Arbeiten behandeln im Landesmuseum aufbewahrte Originale:

W. HAACK, Zur Stratigraphie und Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins in Norddeutschland. Jahrb. Pr. G. L.-A. f. 1921, XLII, S. 588.

G. DAHMER, Die Fauna der Obersten Koblenzschichten am Nordwestrand der Dillmulde. Ebenda S. 691.

WITHERS, Cirripedien der Kreide Rügens (Deutsch von E. SCHÖNROCK). Greifswald 1923.

R. und E. RICHTER, Eine kambrische Fauna im Niederschlesischen Schiefergebirge. Zentralbl. f. Min. 1923, S. 730.

R. und E. RICHTER, Über *Phacopidella* REED., Senckenbergiana. Bd. 5, 1923, S. 13.

Überwiesen wurden der Geologischen Landesanstalt durch Herrn Landesbaumeister FREYSTEDT Mineralien aus dem Striegauer Granit und durch Herrn Bergrat Dr. LOTZ Mineralien aus Südwestafrika.

Die Erben des Herrn Kommerzienrats BIALON schenkten dem Landesmuseum eine reichhaltige Mineraliensammlung. Im übrigen wurde das Museum durch die Aufsammlungen der Beamten vermehrt.

b) Paläobotanische Abteilung: Kustos GOTHAN

In der Sammlung wurde das Tertiärmaterial weiter bearbeitet, ferner die bedeutende Sammlung fossiler Hölzer und sonstiger »echten« Pflanzenversteinerungen geordnet und die Schliffsammlung mit den betreffenden Stücken identifiziert, wobei eine ergänzende Ordnung eines Teiles der Schliffsammlung mit vorgenommen wurde. Weiter wurden die Stücke, die nach der Literatur in der Sammlung als Originale vorhanden sein sollen, festgestellt, identifiziert und katalogisiert; hierdurch wurde zugleich eine Übersicht über etwa abhanden gekommene gewonnen. Im Herbar wurden die noch nicht eingeordneten Pflanzenbestände eingeordnet. Diese beiden Arbeiten sind noch nicht ganz vollendet. Die eingerichteten Kataloge (Schrank-, Originalien-, Sammlungskataloge, Katalog der Handbibliothek) wurden fortgeführt.

An wissenschaftlichen Arbeiten führte der Kustos aus:

1. Neubestimmung der Stockheimer Rotliegendpflanzen für das Bayerische Oberbergamt,
2. Studien im Aachener und Ruhr-Carbon zur Unterstützung der Lösung stratigraphischer Fragen in Zusammenarbeit mit L.-G. WUNSTORF, B.-R. BÄRTLING und B.-R. HAACK,

3. Fortsetzung seiner Braunkohlenstudien,
4. Fortführung seiner Studien über paläobiologische Fragen der fossilen Flora,
5. Beginn der Mitarbeit an ENGLER-PRANTL's Natürlichen Pflanzenfamilien,
6. Mitarbeit auf Einladung an Untersuchungen des Stockholmer Naturhist. Reichsmuseums und neuerdings der Akademie der Wissenschaft in Cordoba.

An der Bearbeitung von Material aus der Sammlung beteiligten sich außer dem Kustos:

HIRMER-München: Mesozoikum,
FLORIN-Stockholm: Tertiär, Koniferen,
MENZEL-Dresden: Tertiär,
KRÄUSEL-Frankfurt: Tertiär u. a.,
MATHIESEN-Kopenhagen: Braunkohle,
POTONIÉ-Berlin: Kulmflora, Kohlen,
KU TSCHAU YANG-China: Kannelkohle.

Folgende im Berichtsjahr erschienenen Arbeiten befaßten sich mit Material aus der Sammlung:

GOTHAN, Entstehung und Klassifikation der Tertiärkohlen. Braunkohlenhandbuch, 3. Aufl., S. 1 ff.

Ders., Über gewisse rheinische Braunkohlen. Braunkohle 1923, S. 569 ff.

Ders., Neuere Ansichten über die Entstehung der Kohlen. Glückauf 1923.

Ders., Leitfossilien (Herausgeg. von GÜRICH), Bd. 3, Carbon- und Permflora, Berlin 1923.

Ders., Paläobotanische Mitt., 1—4. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst., 42,2, 1923, S. 769 ff.

STUTZER, O., Allgemeine Kohlengeologie, 2. Aufl., Berlin 1923.

YANG, K. T., Beitrag zum Studium der Mikrostruktur der Kannelkohlen, besonders von Deutschland. Dissertation Dr.-Ing., Berlin 1923/24.

Zuweisungen an die Sammlungen fanden statt durch:
STAPPENBECK-Berlin: Fossile Pflanzen aus Argentinien und Peru,
ENGELHARDT-Dresden: Schriften seines Vaters aus dessen Nachlaß,
KRYSTOFOWITSCH-Wladiwostock: Mesozoikum des Ussurigebietes.

Im übrigen wurde die Sammlung durch die Tätigkeit des Kustos und der anderen Beamten der Anstalt vermehrt. Beträchtlichen Zuwachs erfuhr die Handbibliothek durch Zuwendungen des Kustos besonders an ausländischer Literatur.

II. Lagerstättensammlung

Bergrat BERG und Geologe BEHREND

In der Schausammlung wurde im Jahre 1923 in erster Linie an der Vervollkommnung der Aufstellung in den für das Publikum zugänglich zu machenden Sälen gearbeitet. Die Drucklegung der Etiketten für die Schausammlung wurde beendet. Eine große Zahl

von Kärtchen wurde neu gezeichnet, auch mehrere Mikrophotogramme mit entsprechendem Text in die Schausammlung eingereiht. Für die Ausstattung der Wände wurden mehrere große Profile hergestellt, sowie die gesamte »Karte der nutzbaren Lagerstätten« in drei großen Tableaus im Saal 13 aufgehängt.

In der Studiensammlung erfolgte die durchgreifende Neuordnung und Neuetikettierung aller Aufsatzstücke sowie die vorläufige Neuaufstellung der Salzsammlung auf der Galerie des Lichthofes unter Entfernung der verwitterten Kalisalz- und Magnesiasalzstücke, ferner die Durcharbeitung der schlesischen Kontaktlagerstätten.

Außerdem wurde eine genaue Durcharbeitung aller Dublettenbestände durchgeführt.

Von wissenschaftlichen Einzelarbeiten im Lagerstätteninstitut seien erwähnt:

Berg, Mikroskopische Untersuchung der Wabana-Erze,
Behrend, Untersuchungen über metallsulfidische Kolloide,
Ders., Untersuchungen über ein saures Ferrhydoxydsol,
Meister, Untersuchungen über die Mikrostruktur des Uranpecherzes,
Hlauschek, Untersuchungen über Gesteine des südlichen Erzgebirges,
Pralle, Untersuchungen über die Kaolinvorkommen bei Friedeberg a. Qu.

III. Museum für angewandte Geologie

Kustos Schneider

Die Arbeiten im Museum für angewandte Geologie wurden fortgesetzt; besonders gefördert wurden die Abteilungen Braunkohle, Salze, Eisen, Erdöl, Phosphate, Kalkspat, Technologie, Geologische Landesdurchforschung, Landwirtschaft, Wasser; die anderen Abteilungen sind in Arbeit.

An Zuwendungen seitens der Industrie und Behörden sind hervorzuheben:

Verein Deutscher Eisenhüttenleute: Bilder aus der Eisenindustrie,
Mansfeld A.-G.: Große Gipsstufe, Gesteine aus dem Kupferschiefer,
Kartographische Reliefges. München: Geol. Reliefs von Kupferberg i. Schl. und Bl. Warmbrunn i. Schl.,
Michael & Co.: Schwerspatproben,
Technische Hochschule Hannover: Proben von Torfteer,
Deutsche Asphalt-Ges.-Hannover: Fabrikationsproben von Asphaltstein,
Gewerkschaft Riedel: Salzgesteine,
Delegation der verein. Salpeterproduzenten: Bilder aus dem chilenischen Salpeterbergbau und Proben,
Kulmitz, Saarau: Bilder von Tongruben,
Verein Deutscher Kieselguhrwerke: Kieselguhrproben,
Dr. Pulfrich, Berlin: Abbildungen aus der keramischen und Glasindustrie,
Schweizerische geologische Kommission: Schweizer geologische Karten,
Verschiedene deutsche geologische Landesanstalten: Geologische Spezialblätter,

Wasserwerke von Essen und für das nördliche westfälische Steinkohlenrevier: Zeichnungen von Wasserversickerungsanlagen,
O. Schilling, Berlin: Bilder von Granitbrüchen,
Bund deutscher Marmorbruchbesitzer: Schrift: »Der deutsche Marmor«.

IV. Geologisch-technische Sammlung

Bergrat Behr und Geologen Burre und Dienemann

Die Sammlung erfuhr eine wesentliche Ergänzung durch zahlreiche Proben von Glassanden und Rohstoffen der keramischen und feuerfesten Industrie. Neben der Aufstellung der Sammlung wurden gleichzeitig die Arbeiten an einem ausführlichen Handverzeichnis der einzelnen Rohstoffe und an der kartographischen Darstellung ihrer Verbreitung fortgesetzt.

D. Abteilung für Erz-, Salz- und Gesteins-Mikroskopie

a) Erzmikroskopie

Geol. Schlossmacher setzte seine Untersuchung des Kupferschiefers fort. Die Ergebnisse wurden in folgenden Abhandlungen niedergelegt:

1. Die sekundäre Erzmineralparagenesis des Kupferschiefers (Zentralbl. f. Min. usw. 1923, S. 257/64),
2. Der Kupferglanz im Mansfeldischen Kupferschiefer (s. u.),
3. Ein Zinkkupfereisensulfid aus dem Kupferschiefer (s. u.).

Außerdem untersuchte unter seiner Leitung
H. Gräfenhohn die Erzführung in nicht angereicherten Teilen des Mansfeldischen Kupferschiefers,
W. Zückert die Kobaltnickelerze von Joachimstal,
E. Golzer die Bleierzgänge von Alt-Weilnau im Taunus.

Die erzmikroskopische Vergleichssammlung wurde ausgebaut und von
B.-R. Berg die Anwendung des polarisierten Lichtes in der Metallmikroskopie studiert.

b) Salzmikroskopie

Es wurde eine Vergleichssammlung von Schliffen der hauptsächlichsten Salzmineralien und-gesteine angelegt und die Vorarbeiten für die systematische salpetrographische Untersuchung des staatlichen Kaliwerkes Herzynia bei Vienenburg geleistet.

c) Gesteinsmikroskopie

Geol. Michels untersuchte den Aufbau der Quarzite, namentlich der tertiären Findlingsquarzite Deutschlands, mit besonderer Rücksicht auf ihre Verwendung in der Silika-Industrie.
Geol. Correns untersuchte deutsche Lyditvorkommen mit Rücksicht auf die Möglichkeit der Unterscheidung der Lydite verschiedenen geologischen Alters durch petrographische Merkmale.

Im Interesse der geologischen Aufnahmearbeiten wurde eine größere Zahl namentliche krystalliner Gesteine untersucht, außerdem wurden zahlreiche Bestimmungen von Erzen, Mineralien und Gesteinen ausgeführt und auch Begutachtungen für Behörden und Private vorgenommen.

E. Abteilung für die physikalische Erforschung der Erdrinde

Von der Abteilung ist im Laufe des Jahres 1923 eine ganze Anzahl von Untersuchungen ausgeführt worden, teils selbständig, teils in Verbindung und Zusammenarbeit mit dem Geodätischen Institut in Potsdam. Diese Untersuchungen erstreckten sich im wesentlichen auf die Feststellung der unter dem norddeutschen Diluvium verborgenen Schollen des alten paläozoischen Gebirges; wurden in ihrem Fortgang stark behindert durch den Mangel an eigenen Instrumenten und an verfügbaren Mitteln.

Im Beginn des Arbeitsjahres gelangte die Abteilung in den Besitz eines Schmidt'schen Lokalvariometers zur Messung der magnetischen Vertikalintensität, und es wurde zunächst im Potsdamer Geodätischen Institut die Prüfung des Instrumentes gleichzeitig mit einem Einführungskursus in die Beobachtungsmethoden vorgenommen, an welchem Kursus L.-G. GAGEL, B.-R. BARSCH und Geol. REICH teilnahmen.

Sodann nahmen dieselben Herren an einem Kursus in der Physikalischen Reichsanstalt in Charlottenburg zur Einführung in die elektrischen Untersuchungsmethoden teil, die, wie kürzlich schwedische Ergebnisse bewiesen haben, eine sehr erhebliche Bedeutung besonders für die Aufsuchung von Erzen erlangen können.

Untersuchungen wurden bisher ausgeführt

A. mit der Drehwage:
   1. Nördlich des Randgebietes des oberschlesischen Carbonbeckens in der Gegend zwischen Mischline und Guttentag. Die Versuche sind noch nicht abgeschlossen.
   2. Im Rheintal, im Gebiet der Bergstraße, zur Feststellung der Bruchspalten der tertiären Abbruchstufen, was für die Auffindung von Erdöllagerstätten von Bedeutung werden könnte.

B. Pendelmessungen zusammen mit dem Potsdamer Geodätischen Institut in der nordwestlichen Fortsetzung der Flechtinger Höhenzuges. Die Ergebnisse sind noch nicht endgültig ausgewertet, lassen aber doch die Lage der vermuteten Fortsetzung, das Auftreten aller paläozoischer Horste schon deutlich erkennen.

C. Magnetische Messungen.
   1. Versuchsbeobachtungen in den bereits bergmännisch bezw. durch Tiefbohrungen aufgeschlossenen Teilen des oberschlesischen Steinkohlenbeckens mit dem Ergebnis, daß unmittelbare Beziehungen zwischen der Intensität der magnetischen Kraft und der Verbreitung des Produktiven Carbons nicht bestehen, daß

aber die großen tektonischen Störungen im magnetischen Bilde sehr gut zum Ausdruck kommen.

2. Anschließend daran Untersuchungen nördlich des aufgeschlossenen Gebietes. Sie ergaben Störungszonen, die wahrscheinlich mit bekannten Störungen des schon aufgeschlossenen Gebietes im Zusammenhang stehen. Diese Untersuchungen wurden durch die Drehwage (siehe oben) kontrolliert, wobei sich bemerkenswerte Übereinstimmungen der Resultate ergaben.

D. Elektroskopische Untersuchungen im sudetischen Granit-Glimmerschiefergebiet auf radioaktive Mineralien, mit dem Ergebnis, daß sich von über Tage aus die radioaktiven Zonen des Gebirges ausscheiden lassen, und daß sich innerhalb dieser Zonen die Stellen stärkster Anreicherung radioaktiver Mineralien noch deutlich bemerkbar machen.

Endlich nahm Geol. REICH im Oktober in Jena an den Verhandlungen der Deutschen Seismologischen Gesellschaft teil, in denen über die neueren seismologischen Untersuchungsmethoden und -Instrumente berichtet wurde, die ebenfalls für geologische Zwecke größere Bedeutung erlangen können.

Zusammenfassend ist zu bemerken, daß die geophysikalischen Untersuchungsmethoden, die doch den Zweck haben, die teuren Tiefbohrungen bei der Aufsuchung nutzbarer Lagerstätten auf ein Minimum — auf die wirklich nutzbringenden Stellen — einzuschränken, der Natur der Dinge nach in Norddeutschland ganz wesentlich auf die Aufklärung des tektonischen Baues des Untergrundes, auf die Festlegung der Horste des paläozoischen Gebirges, angewandt werden müssen, und daß zu diesem Zweck sich Pendelbeobachtungen, Drehwage und Variometer auf das glücklichste ergänzen und in ihrer Kombination gestatten, mit einem Minimum an Geldaufwand brauchbare Ergebnisse und weitgehende Aufklärungen zu erreichen.

Um diese Untersuchungen möglichst fruchtbringend zu gestalten, ist es aber zunächst erforderlich, noch weitergehende Untersuchungen über die Abhängigkeit der magnetischen Lokalvariometerergebnisse von der Beschaffenheit, Mächtigkeit und Zusammensetzung der diluvialen Ablagerungen anzustellen, über deren Einfluß auf das Lokalvariometer die Ansichten bisher sehr verschieden und noch gar nicht geklärt sind.

F. Abteilung Laboratorien

Leitung: Abteilungsdirektor GANSSEN

In der chemischen Abteilung der Geologischen Landesanstalt wurden in der Zeit vom 1. April 1923 bis heute insgesamt 792 Proben untersucht.

Unter diesen befinden sich 482 Bodenproben, 9 Ton-, 54 Gesteins-, 38 Baulehm-, 21 Kaolin-, 5 Wasser-, 70 Erz-, davon 32 Edelmetall verdächtig, 16 Ölschiefer-, 1 Ölschlamm-, 60 Kohlen-, 30 Torf-, 4 Salz- und 2 Montanwachsproben.

Die Untersuchungen bestanden aus 160 mechanischen, 251 Vollanalysen, 46 Tonbestimmungen, 63 Schwelanalysen, 19 Heizwert-, 56 Edelmetall-, 2 Harz-, 19 Extrakt-, 359 Azidität- und 791 sonstigen Einzelbestimmungen.

Außerdem wurden nachfolgende Fragen wissenschaftlicher und technischer Art bearbeitet:

Abt.-Dir. GANSSEN arbeitete über

a) die technische Bedeutung der Braunkohlenproben von Borken bei Cassel in Gemeinschaft mit den Chemikern BÖHM, HEUSELER und STOCKFISCH,
b) die technische Bewertung von Lehmproben in Gemeinschaft mit den Chemikern LOEBE und HALLER,
c) die technische Verwendbarkeit von Anhydrit in innigster Mischung mit anderen die Festigkeit erhöhenden Baustoffen,
d) die Verwendbarkeit von Tonen und Lehmen bei Kanalbauten in Gemeinschaft mit den Chemikern WACHE und LOEBE,
e) die Durchlässigkeit der verschiedenen Bodenarten in Gemeinschaft mit dem Chemiker LOEBE,
f) die Untersuchung über Rauchschäden der Herzog Julius-Hütte in Goslar in Gemeinschaft mit dem Chemiker PFEIFFER,
g) die Austauschvorgänge der Grünsande in Gemeinschaft mit dem Chemiker UTESCHER,
h) die Bewertung von Kohlehumus und die Bestimmung der darin enthaltenen freien Humussäuren in Gemeinschaft mit dem Chemiker STOCKFISCH und dem Diplom-Landwirt GÖRZ,
i) die Verwendung von Kohlehumus als Meliorationsmittel für sandige Böden (Ödländereien) und strenge Lehm- und Tonböden in Gemeinschaft mit Diplom-Landwirt GÖRZ,
k) die technische Verwertung von Kohlehumus in Gemeinschaft mit dem Diplom-Landwirt GÖRZ,
l) den Flottlehm im Anschluß an frühere Untersuchungen in Gemeinschaft mit den Chemikern PFEIFFER und LAAGE,
m) die Brikettierung von Rohbraunkohle und Steinkohle in Gemeinschaft mit den Chemikern STOCKFISCH und TRÉNEL,
n) den Ersatz des Hartpechs beim Brikettieren von Steinkohlengrus in Gemeinschaft mit den Chemikern STOCKFISCH und TRÉNEL,
o) berichtete über die Austauschvorgänge in Marschböden (Intern. Mitt. f. Bodenkunde) und
p) über die Arbeiten betreffend Kohle ersparende Baustoffe, Anhydrit, Ölschiefer und Lehm, auf der Tagung des deutschen Ausschusses für wirtschaftliches Bauen.

Chem. WACHE beendete

a) seine Arbeit über die Formsande Mitteldeutschlands,
b) setzte die Arbeiten über die Bindungsformen der Phosphorsäure im Boden fort,
c) und beteiligte sich an den Arbeiten über die Verwendbarkeit von Tonen und Lehmen bei Kanalbauten.

Chem. BÖHM begutachtete
a) den technischen Wert zweier oberschlesischen Steinkohlen,
b) den technischen Wert der Borkener Braunkohle,
c) einen erdölverdächtigen Schlamm bei Jastrow in Westpreußen,
d) ein biologisches Torfveredelungsverfahren in Gemeinschaft mit dem Chemiker STOCKFISCH.

Chem. LOEBE bearbeitete
a) die Verwendbarkeit von Wasch-, Gruben- und Klaubebergen, von Ton, Schiefer und Ölschiefer zu Ziegeleizwecken,
b) die Aufbereitungsmöglichkeit verschiedener Erze und Ölschiefer,
c) beteiligte sich an den Untersuchungen von Lehmen und Tonen für Kanalbauzwecke,
d) und an den kolloidchemischen Untersuchungen von Bodenarten bezüglich ihrer Verwendbarkeit für Bauzwecke und bezüglich ihrer Durchlässigkeit,
e) außerdem arbeitete er über erzgenetische Fragen.

Chem. HEUSELER arbeitete über
die Absorption von Goldlösungen durch Tone.

Chem. PFEIFFER untersuchte
verschiedene Aziditätsbestimmungsmethoden und die Rauchschäden der Herzog Julius-Hütte bei Goslar.

Chem. UTESCHER arbeitete
über die Basen-Austauschvorgänge bei Grünsanden.

Chem. HALLER begutachtete
a) 19 Lehmproben bezüglich ihrer Verwendbarkeit für Bauzwecke,
b) 2 Mergelsandproben bezüglich ihrer Verwendbarkeit für Töpfereizwecke,
c) je 1 Wasserprobe bezüglich ihrer Agressivität gegen Beton und bezüglich ihrer Verwendbarkeit als Kesselspeisewasser,
d) ein Verfahren zur Herstellung einer neuen Mörtelmasse.

Chem. STOCKFISCH arbeitete über
a) die Bestimmung der freien Humussäuren im Kohlehumus,
b) den technischen Wert der Borkener Kohle,
c) ein biologisches Torfveredelungsverfahren,
d) den technischen Wert oberschlesischer Steinkohlen,
e) die Schwefelbestimmung in Kohlen.

Chem. HEYKES untersuchte
a) die Aufschlußrückstände von anorganischen Bodenkolloiden auf mikroskopischem Wege,
b) die Viskosität von Kalisalzlösungen.

Chem. auf Pr. TRÉNEL
a) arbeitete über vergleichende Bestimmungen der Bodenazidität nach älteren und seinen Vorschlägen vermittels eines neu von ihm zusammengestellten Feldapparates, über die er in den Intern. Mitt. f. Bodenkunde berichtete und außerdem an den interessierten Stellen der Geologischen Landesanstalt, der Landwirtschaftlichen Hochschule, der Biologischen Reichsanstalt, im

Sonderausschuß für Pflanzenschutz, in der Sitzung für Interessenten für Fräskultur im Siemenshaus Vorträge hielt,

b) berichtete in den Berichten der Chem. Gesellschaft über »aliphatische Nitroalkohole« (Mitt. II),

c) beteiligte sich an den Untersuchungen über den Ersatz von Hartpech bei der Brikettierung von Steinkohlengrus.

Dipl.-Landwirt GÖRZ untersuchte

a) die Einwirkung von Kohlehumus auf die physikalische Beschaffenheit schwerer Böden,

b) die Erhöhung des kapillaren Aufstieges von Wasser bei Zusatz von Kohlehumus bei Sandböden,

c) die technische Verwertung des Kohlehumus,

d) berichtete in den Intern. Mitt. f. Bodenkunde über ein von ihm zusammengestelltes Gerät zur elektrometrischen Bestimmung der Bodenfeuchtigkeit im Felde, über das er in der Geologischen Landesanstalt, in der Biologischen Reichsanstalt, in der Reichspflanzenschutzstelle, in der Sitzung für Interessenten für Fräskultur im Siemenshaus Vorträge hielt,

e) beteiligte sich an den Feldversuchen der Bodenmelioration vermittels Kohlehumus auf Gütern bei Schermeißel und in Gieshof (Oderbruch).

G. Veröffentlichungen

Leitung: Abteilungsdirektor MICHAEL

Die schwierige Lage des Geldmarktes, die durch die Markinflation bedingte maßlose Steigerung der Druckkosten, dabei die Notwendigkeit erheblicher Einschränkungen und Einsparungen an allen Stellen beeinflußten den Publikationsbetrieb in empfindlicher Weise. Im wesentlichen konnten nur die bereits seit längerer Zeit im Gange befindlichen Veröffentlichungen abgeschlossen bezw. weiter bearbeitet werden. Im Berichtsjahr (1. April 1923 bis 31. März 1924) sind erschienen:

Lief. 148	Bl.	Senftenberg, Klettwitz II	2 Bl.+
» 214	»	Mühlheim, Wahn, Bonn, Godesberg	4 »
» v. 222	»	Striegau, Ingramsdorf, Mörschelwitz	3 »
» 236	»	Plettenberg, Endorf, Attendorn, Altenhundem, Olpe, Kirchhundem	6 »
» 244	»	Lübben, Lübbenau, Straupitz, Burg	4 »
			19 Bl.

Im Auflagedruck, Farbenstich bezw. in der lithographischen Ausführung befinden sich:

a) im Auflagedruck

Lief. 6	Bl.	Berka II	1 Bl.
» 36	»	Vacha II	1 »
Erl. 211	»	Essen, Bochum	2 »+
Lief. 222	»	Kunitz, Wahlstadt	2 »
Erl. 233	»	Herford, Vlotho, Rinteln	3 »

Erl.	247	Bl.	Drebkau, Jessen, Hohenbocka, Hoyerswerda, Spremberg	5 Bl.+
Lief.	254	»	Schweidnitz, Charlottenbrunn, Reichenbach, Lauterbach	4 »
				18 Bl.

b) im Farbenstich

Lief.	2	Bl.	Kelbra, Frankenhausen II	2 Bl.+
»	174	»	Goslar II	1 » +
»	228	»	Haigerloch, Hechingen, Tannheim	3 » +
»	246	»	Ruhbank	1 » +
»	248	»	Gr. Rodensleben, Magdeburg, Biederitz, Gr. Ottersleben, Schönebeck, Egeln, Atzendorf . .	7 »
»	250	»	Neuenkirchen, Westerhusen, Greifswald, Hanshagen	4 » +
»	255	»	Kolzow, Wollin, Dobberpfuhl	3 »
				21 Bl.

c) in der lithographischen Ausführung

Lief.	145	Bl.	Waldenburg	1 Bl.+
»	217	»	Ballenstedt, Aschersleben	2 » +
»	235	»	Freudenberg, Siegen	2 » +
»	240	»	Wernigerode, Derenburg, Halberstadt, St. Andreasberg, Elbingerode, Blankenburg, Quedlinburg	7 »
»	245	»	Schöningen, Hessen, Jerxheim, Hamersleben, Hornburg	5 » +
»	246	»	Bolkenhain, Kauffung	2 » +
»	251	»	Hess. Oldendorf, Hameln, Ärzen, Pyrmont, Schwalenberg	6 » +
»	253	»	Oberreifenberg, Grävenwiesbach	2 »
»	256	»	Neuenkirchen, Herford, Halle i. W., Bielefeld, Brackwede	5 » +
»	259	»	Norderney, Juist OW., Borkum	4 »
»	260	»	Hage	1 » +
»	261	»	Borken, Ziegenhain, Schrecksbach	3 » +
»	262	»	Friedeberg, Flinsberg, Wigandsthal, Tafelfichte, Strickerhäuser	5 »
				46 Bl.

+ Von diesen in der Ausführung begriffenen Blättern mußten die mit einem Kreuz bezeichneten aus Sparsamkeitsgründen bis auf weiteres zurückgestellt werden.

A. Erläuterungen

Lief.	5	Bl.	Halle-Nord II	1 Bl.
»	15	»	Wiesbaden, Hochheim, Königstein II	3 »
»	24	»	Rüdersdorf III	1 »
»	211	»	Essen, Bochum	2 »
»	220	»	Meinerzhagen, Lüdenscheid, Altena, Herscheid	4 »

Lief. 229	Bl.	Zwochau, Zschortau, Eilenburg	3 Bl.
» 233	»	Herford, Vlotho, Rinteln	3 »
» 242	»	Buchholz, Hennickendorf, Schöneweide, Treuenbrietzen, Zinna, Luckenwalde	6 »
» 243	»	Teupitz, Sperenberg, Wendisch-Buchholz, Storkow	4 »
» 247	»	Drebkau, Jessen, Hohenbocka, Hoyerswerda, Spremberg	5 »
» 248	»	Biederitz, Magdeburg, Gr. Rodensleben, Gr. Ottersleben	4 »
» 249	»	Dolle, Kolbitz, Rogätz, Niegripp	4 »
» 252	»	Meyenburg, Schmolde, Freyenstein, Dammwolde, Wredenhagen, Rossow	6 »
			46 Bl.

Es wurden bisher veröffentlicht . . . 1238 Bl.
Dazu in der lithographischen Ausführung 87 »
1325 Bl.

B. Abhandlungen

Erschienen:

Neue Folge, Heft 88: Die Seen des Kreises Herzogtum Lauenburg. Von BÄRTLING.
» » , » 92: Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Von FLIEGEL.
» » , » 93: Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. Von SCHRIEL.
» » , » 94: Der Granit des Riesengebirges. Von BERG.

Im Druck:

Neue Folge, Heft 95: Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik; herausgegeben von STILLE, mit Beiträgen von BRINCKMEIER, STILLE, SCHRÖDER, DIETZ.
» » , » 96: Tektonik und Magma, II; herausgegeben von CLOOS, mit Beiträgen von STENZEL, DRESCHER, CLOOS, v. BUBNOFF.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete

Erschienen:

Heft 19: 1. Gesteinsproben aus Deutsch-Neuguinea. Von GLAESSNER.
2. *Acrolepis Lotzi* und andere Ganoiden. Von GÜRICH.

D. Archiv für Lagerstättenforschung und Lagerstättenkarten

Erschienen:

Heft 32: Das Gold der Eder. Von BEYSCHLAG und SCHRIEL.

Im Druck:

Heft 31: Die Eisenerzlagerstätten des Stahlberges bei Schmalkalden. Von BÖHNE.

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1 : 200000

Erschienen:

Lief. XII: Bl. Plauen, Gotha, Coburg, Jena, Sondershausen und Halle-Lobenstein.

Gangkarte des Siegerlandes

Erschienen:

Lief. IV: Bl. Elkenroth und Horhausen.
» V: Bl. Senden, Litfeld, Silberg, Müsen.

E. Weltmontanstatistik

In Vorbereitung: Band II.

F. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Erschienen: Jahrg. 1921 (1 Bd., 2 Hefte),
» 1922 (1 Bd., 1 Heft).
Im Druck: » 1923.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten 1 : 200000

In Vorbereitung: Bl. Halle, Treptow, Stettin, Kolberg, Wollin, Neustrehlitz, Prenzlau.

H. Mitteilungen aus dem Chemischen Laboratorium

J. Mitteilungen der Abteilung für Erz-, Salz- und Gesteinsmikroskopie

Erschienen:

1. BERG: Petrogr. Studien über die Mikrostruktur der Vabana-Erze.
2. SCHLOSSMACHER: Der Kupferglanz im Mansfeldischen Kupferschiefer.

K. Sonstige Karten und Schriften

Lagerstättenchronik als monatliche Mitteilung lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts.

Geologische Literatur

Erschienen: 1919—1921.
Im Druck: 1922—1923.

In der Hausdruckerei wurden neben zahlreichen Etiketten und Vorlagen für die verschiedenen Abteilungen des Museums eine große Reihe von Tafeln und Profilen, auch in farbiger Ausführung, hergestellt, und zwar

1 geologische Übersichtskarte für die Jahrbuchsarbeit von FUCHS,
1 Profiltafel für die Abhandlung von FLIEGEL,
4 Tafeln für die Abhandlung von BERG,
2 Tafeln für die Abhandlung von SCHRIEL,
3 Tafeln für die Arbeit von KÜHNE,
2 Tafeln für die Arbeit von PAECKELMANN,
4 Tafeln für die Arbeit von BRINCKMEIER,
1 Tafel für die Arbeit von STILLE,
2 größere Karten für die Abhandlung von STENZEL und DRESCHER.

Behufs Verbilligung der Kosten ist eine Erweiterung der Druckerei durch Anschaffung neuer Lettern, Steine und einer größeren Presse beabsichtigt.

H. Bibliothek

Leitung: Kustos PICARD

Die Neueingänge der Bibliothek haben im verflossenen Jahre an Umfang zugenommen. Der Austauschverkehr ist jetzt mit wenigen Ausnahmen wieder vollständig im Gange; besonders zahlreich waren die Eingänge durch die Wiederaufnahme des Austauschverkehrs mit Großbritannien und Rußland, so daß viele empfindliche Lücken in der ausländischen Literatur sich nunmehr allmählich ausgleichen.

Der Gesamtzuwachs des Rechnungsjahres 1923 hat mit 1600 Bänden, 500 Karten (gegen 1800 Bände, 500 Karten des Jahres 1913) fast wieder Friedenshöhe erreicht.

Besonders schwierig gestaltete sich infolge der fortschreitenden Geldentwertung die Regelung des Ankaufs von Büchern und des laufenden Bezugs von Zeitschriften, so daß auch in diesem Jahr Einschränkungen notwendig waren. Als Ausgleich hierfür nahm der Einzelaustausch mit Privatpersonen und Gesellschaften an Umfang zu, und manches wertvolle Werk, das im Kauf zu erwerben nicht möglich gewesen wäre, wurde auf diese Weise in den Besitz der Bibliothek gebracht. Auch durch Geschenke verschiedenster Art, Bücher, Zeitschriften, Sonderdrucke usw. wurde der Bestand der Bibliothek in erfreulicher Weise vermehrt, so daß es möglich war, den wichtigsten Wünschen gerecht zu werden.

Die Katalogisierung dieser Eingänge wurde wie bisher in vierfacher Weise — für den alphabetischen, den systematischen, den Druck- und den Standortskatalog — durchgeführt. Eine erhebliche Zeit nahm die Katalogisierung des in den Neueingängen enthaltenen überaus reichen Materials an geologischen und Lagerstätten-Karten in Anspruch. Der Kartenkatalog wurde weiter gefördert, Europa fortgeführt sowie Asien fertiggestellt; Afrika befindet sich in Bearbeitung. Hand in Hand mit der Aufnahme der selbständigen Karten ging stets die Katalogisierung der in Zeitschriften der entsprechenden Länder enthaltenen geologischen und Lagerstätten-Karten.

Der durch den vergrößerten Austauschverkehr ständig zunehmende Schriftwechsel sowie die rege Benutzung der Bibliothek durch Beamte der Landesanstalt und Fremde erweiterten die der Bibliothek obliegenden Arbeiten. In vielen Fällen wurde auch in diesem Jahr die Bibliothek für Literaturauskünfte und -beratungen in Anspruch genommen. Besonders auch von Fremden, für die unsere Bibliothek infolge ihrer wieder reichhaltigen ausländischen Literatur von besonderer Bedeutung ist, wurde sie viel benutzt.

I. Prüfungen von Geologen

Auf Grund der von dem Herrn Minister für Handel und Gewerbe am 18. Mai 1921 erlassenen Vorschriften über die Ausbildung und

Prüfung der Anwärter für Geologenstellen bei der Geologischen Landesanstalt wurde ein Prüfungs-Ausschuß unter dem Vorsitz des Präsidenten der Geologischen Landesanstalt (bis April 1923: Präsident BEYSCHLAG, dann Präsident KRUSCH) gebildet. Ihm gehören z. Z. an: die Abteilungsdirektoren MICHAEL, GANSSEN, FLIEGEL, WOLFF, der Landesgeologe KÜHN und der Kustos DIENST.

Seit 1921 bis 1. April 1924 haben folgende Herren vor diesem Ausschuß die Prüfung bestanden:

I. Die erste Prüfung, nach deren Bestehen die Bewerber das Recht haben, die Berufsbezeichnung »staatlich geprüfter Geologe« zu führen.

1921: Dr. ERNST ZIMMERMANN II aus Dorstfeld, Kr. Dortmund
Dr. FRITZ BEHREND aus Berlin
Dr. CARL SCHLOSSMACHER aus Offenbach/Main
Dr. ERNST MEISTER aus Schmiedeberg i. Riesengebirge
Dr. ARTUR EBERT aus Glienicke bei Berlin
Dr. GEORG BECK aus Leipzig
Dr. WALTER SCHRIEL aus Ilfeld a. Harz
Dr. FRITZ DAHLGRÜN aus Hameln
Dr. CARL CORRENS aus Tübingen
Dr. FRANZ MICHELS aus Limburg a. d. Lahn
Dr. OTTO SEITZ aus Zweibrücken
Dr. KURD v. BÜLOW aus Allenstein.
1922: Dr. WILHELM AHRENS aus Hamburg
Dr. FRIEDRICH KÜHNE aus Magdeburg.
1923: Dr. HANS BREDDIN aus Berlin
Dr. ERICH STACH aus Berlin
Dr. CURT DIETZ aus Fröse bei Ballenstedt
Dr. ECKART SCHROEDER aus Göttingen
Dr. WALTER SCHUCKMANN aus Mainz
Dr. HANS UDLUFT aus Frankfurt a. M.

II. Die 2. Prüfung (nach Beendigung des Ausbildungsdienstes bei der Geologischen Landesanstalt), durch welche die Anstellungsfähigkeit bei der Geologischen Landesanstalt erworben wird: Die Geologen auf Probe an der Preuß. Geologischen Landesanstalt.

1921: Dr. ERNST ZIMMERMANN II
Dr. FRITZ BEHREND
Dr. CARL SCHLOSSMACHER
Dr. ERNST MEISTER.
1922: Dr. WERNER PAECKELMANN
Dr. WILHELM KEGEL
Dr. LEO VON ZUR MÜHLEN
Dr. OTTO BURRE
Dr. WILHELM DIENEMANN
Dr. PAUL WOLDSTEDT
Dr. HERMANN REICH.
1923: Dr. WALTER SCHRIEL
Dr. FRITZ DAHLGRÜN
Dr. ARTUR EBERT
Dr. KURD v. BÜLOW
Dr. OTTO SEITZ.
1924: Dr. CARL CORRENS
Dr. FRANZ MICHELS.

Berlin, den 15. März 1924.

Preußische Geologische Landesanstalt
Krusch

Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1924

Leitung: Präsident KRUSCH
Gebirgsland: Abteilungsdirektor FLIEGEL
Flachland: Abteilungsdirektor WOLFF

Allgemeines

In höherem Maße noch als im vergangenen Jahre bemühen wir uns dieses Mal, in erster Reihe praktisch nützliche geologische Arbeit zu leisten. Dieser Gesichtspunkt findet seinen Ausdruck nicht nur in den zahlreichen und mannigfachen praktisch-geologischen Einzelfragen, die behandelt werden, sondern auch in der Verteilung der Arbeitsgebiete bei der Aufnahme der Meßtischblätter 1 : 25000. Rein wissenschaftliche Untersuchungen scheiden fast ganz aus. Bei der Kartenaufnahme suchen wir einerseits Gebiete auf, in denen wir industriellen Wünschen und Hoffnungen entsprechen; andrerseits berücksichtigen wir Gebiete intensiver landwirtschaftlicher Nutzung. Die allgemeinen Angaben bei den einzelnen Provinzen lassen diese Gesichtspunkte besonders in die Erscheinung treten.

Die Berücksichtigung der landwirtschaftlichen Bedürfnisse und Wünsche spricht sich besonders darin aus, daß wir von diesem Jahre ab auch im Gebirge die Bodenverhältnisse eingehender behandeln als bisher. Den Erläuterungen der Gebirgsblätter wird von jetzt ab regelmäßig ein agronomischer Teil beigegeben sein, der die für den Landwirt wesentlichen Gesichtspunkte zur Beurteilung der Böden enthält.

Ferner suchen wir den Bedürfnissen der Landwirtschaft dadurch zu genügen, daß wir, soweit es die uns zur Verfügung stehenden Arbeitskräfte gestatten, auf Antrag der Landwirtschaftskammern oder der Besitzer Gutsuntersuchungen ausführen und dabei die Bodenmeliorationsmittel in besonderem Maße berücksichtigen.

Den dringenden Fragen der Urbarmachung der Ödländereien und besonders der norddeutschen Torfmoore wenden wir auch weiterhin — nachdem im Vorjahre diesbezügliche Untersuchungen und Vorarbeiten von uns begonnen worden sind — unseres besonderes Interesse zu.

Die Einzelangaben bei den Provinzen geben andrerseits einen Überblick darüber, in welchem Umfange wir die Lagerstätten nutzbarer Mineralien auf unseren Karten berücksichtigen, und in welchem Maße wir Spezialuntersuchungen ausführen, die sich sowohl auf Steinkohle und Braunkohle, wie auf die verschiedensten Erze, auf Kalisalze und andere »Nichterze« (Bausteine, feuerfeste Stoffe usw.) beziehen.

Die physikalischen Untersuchungen, die wir in stärkerem Maße als bisher zu betreiben vorhaben, gelten in gleicher Weise der Aufsuchung nutzbarer Lagerstätten; siehe besonders Oberschlesien.

Auch die mit eigenem Bohrgerät wiederum geplanten Bohrungen von geringer Tiefe (100 m) werden nicht wissenschaftlichen, sondern ausschließlich praktischen Fragen dienen.

Da die Karten 1 : 25 000 in immer steigendem Maße vergriffen sind — ein Zeichen für das ständig wachsende Interesse und die zunehmende Bedeutung der geologischen Forschungsmethoden für praktische Fragen —, sind wir genötigt, in stark erweitertem Umfange als vorläufigen Ersatz Übersichtskarten i. M. 1 : 200 000 erscheinen zu lassen; denn unser beschränkter Personalbestand gestattet uns nicht, die Neuaufnahme vergriffener Blätter in größerem Umfange zu betreiben. Nebenher läuft die Vollendung der Karte der nutzbaren Lagerstätten 1 : 200 000, der eine XIII., das nordwestliche Küstengebiet umfassende Lieferung noch als letzte angeschlossen worden ist. Von diesem großen geologisch-wirtschaftlichen Kartenwerk sind wir genötigt, in diesem Jahre die Lieferungen I und II, das westlichste Deutschland umfassend, bereits für die 3. Auflage zu bearbeiten; dabei gehen wir über den ursprünglichen Rahmen insofern hinaus, als auch die dem Berggesetz nicht unterworfenen nutzbaren Gesteine, z. B. Dachschiefer, Pflastersteine, Kalksteine und feuerfeste Stoffe sowie Torfmoore mit Rücksicht auf ihre steigende wirtschaftliche Bedeutung berücksichtigt werden.

Die Provinzkarten 1 : 500 000 und daneben Übersichtskarten der Kalisalzgebiete Deutschlands nehmen ebenfalls ihren Fortgang.

I. Rheinprovinz

Nachdem hier unsere Arbeiten im vergangenen Jahre durch die bekannten Einreiseschwierigkeiten ins besetzte Gebiet weitgehend behindert worden waren, werden in diesem Jahre die den Steinkohlenbergbau betreffenden Fragen desto stärker betrieben werden. Dabei handelt es sich in erster Reihe um die Schichten- und Flözfolge im Aachener Steinkohlengebiet, zu welchem Zwecke nicht nur die neuen Aufschlüsse fortlaufend untersucht werden sollen, sondern auch mit der geologischen Neuaufnahme von Bl. Stolberg im Bereich der Inde-Mulde begonnen werden wird. Die Beziehungen zwischen dem Steinkohlengebirge der Inde- und Wurm-Mulde und demjenigen von Erkelenz, am Niederrhein und von Westfalen werden auch weiterhin untersucht werden, und es wird in allen diesen Fragen eine enge Zusammenarbeit mit dem Bergbau stattfinden, der unsere Arbeiten fördert und erleichtert.

Hinsichtlich unserer Arbeiten in den rheinischen Erzbergbaugebieten ist die in Aussicht genommene Inventur der Bleizinkerze Preußens hervorzuheben, da hierbei in der Rheinprovinz der Bergische Gangbezirk und außerdem die Bleiglanzlagerstätte von Kommern-Mechernich besonders in Frage kommen.

Die Arbeiten in letzterem Gebiet werden mit metall-mikroskopischen Untersuchungen als Vorarbeit für Fragen der Aufbereitung verbunden sein und finden in engem Einvernehmen mit der Grube statt.

Die bereits erwähnte Kartenaufnahme auf Bl. Stolberg bezieht sich zugleich auf das seit einiger Zeit stilliegende Grubengebiet metasomatischer Bleizinkerze bei Aachen (Diepenlinchen u. a.).

Die im vergangenen Jahre wegen des Franzoseneinbruchs nicht zur Ausführung gekommenen Arbeiten auf dem Velberter Sattel, die für die dortigen Bleizinkerzgänge wichtig sind, hoffen wir in diesem Jahre zu Ende führen zu können.

Die ebenfalls stark beengt gewesenen Arbeiten im Wiedbachtal, die der Untersuchung des zurzeit nicht im Abbau stehenden Erzganggebietes gelten, werden auf Wunsch und mit Unterstützung der beteiligten Gruben auf den ganzen Bereich des Ganggebiets ausgedehnt.

Die bereits in 2. Auflage vergriffenen Blätter der Lieferung I und II der Lagerstättenkarte 1:200000, die außer Nachbargebieten die ganze Rheinprovinz umfassen, werden als eine wichtige Übersicht über die wirtschaftliche Bedeutung der einzelnen Bergbaugebiete neu bearbeitet werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

B.-R. ZIMMERMANN II beendet während 4 Wochen die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Straelen (G. A. 51, 36), danach diejenige des Bl. Kaiserswerth (G. A. 52, 39). Zum Schluß geht er auf Bl. Düsseldorf (G. A. 52, 45) über. Er wird im preußisch-holländischen Grenzgebiet in Fühlung mit den niederländischen Staatsgeologen arbeiten und während des ersten Teiles der Aufnahmezeit 8 Wochen lang von dem Geol. a. Pr. BREDDIN unterstützt werden.

L.-G. WUNSTORF wird Bl. Velbert (G. A. 52, 41) westlich des Deilbaches,

B.-R. BÄRTLING östlich des Deilbaches und bei Dönberg fertigstellen, dieser unter Mitwirkung des Geol. a. Pr. STACH.

L.-G. WUNSTORF wird außerdem mit der Revision des Blattes Stolberg (G. A. 65, 18) für die Neuauflage beginnen.

B.-R. FUCHS wird Bl. Wipperfürth (G. A. 53, 49) in 6 Wochen geologisch fertigstellen.

Geol. BURRE setzt die geol. Aufnahme des Erzganggebietes im Wiedtal auf den Bl. Altenkirchen (G. A. 67, 20), Waldbreitbach (G. A. 67, 25) und Asbach (G. A. 67, 19) fort.

B.-R. QUIRING stellt Bl. Betzdorf (G. A. 67, 16) fertig.

Bl. Barmen (G. A. 52, 48) siehe Westfalen; Bl. Kleeberg (G. A. 68, 32), Ballersbach (G. A. 68, 19), Oberscheld (G. A. 68, 13), Gladenbach (G. A. 68, 14) siehe Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geol. v. BÜLOW beendet in 4 Wochen die Übersichtsaufnahme der Bl. Bassenheim (G. A. 67, 37) und Münstermaifeld (G. A. 67, 43) für die geol. Übersichtskarte Bl. Koblenz 1 : 200000. Im sonstigen Bereich des Bl. Koblenz 1 : 200000 setzt L.-G. LEPPLA seine Übersichtsbegehungen fort.

Die Lieferungen I und II der Karte der nutzbaren Lagerstätten i. M. 1 : 200000 werden durch B.-R. BALDUS und B.-R. ZÖLLER sowie durch die B.-A. HOFFMANN und ISERT für die 3. Auflage neu bearbeitet werden.

Geol. PAECKELMANN wird für die Erläuterungen zu Bl. Velbert und Elberfeld das Material über die Erzgänge sammeln.

L.-G. WUNSTORF, Kustos GOTHAN und B.-R. ZIMMERMANN II verfolgen die Bohr- und Bergbauaufschlüsse im Steinkohlengebirge links des Rheines.

A.-D. FLIEGEL wird die neuen Aufschlüsse in der Trias von Mechernich behufs Abfassung der Erläuterungen begehen.

Geol. BEHREND verwendet 6 Wochen auf die Untersuchung der Bleierzlagerstätte von Kommern hinsichtlich Vorrat und Zusammensetzung.

2. Provinz Westfalen und Waldeck[1])

Da im vergangenen Jahre größere Arbeiten im Ruhrkohlenbecken aus den bei der Rheinprovinz erwähnten Gründen nur in beschränktem Umfange möglich waren, bewegen sich die diesjährigen Arbeiten in derselben Richtung, die für das vergangene Jahr vorgesehen war.

Die Tiefbohrkarte des Ruhrkohlenbeckens erscheint als eine besonders wichtige Aufgabe, ebenso die Untersuchung der tieferen Schichtenfolge der Magerkohlengruppe (Bl. Velbert und Hattingen). Auf die Verfolgung der neu entstehenden Bohr- und Bergbau-Aufschlüsse wird vom Bergbau ebenso wie von uns besonderer Wert gelegt.

Die Wasserversorgung des nördlichen Industriegebietes und die wirtschaftlich so wichtige Frage der Wasserentziehung durch Bergbau beschäftigen uns ständig. Die Zusammenarbeit mit dem Bergbau wird, wie wir hoffen, hierin auch weiter gute Früchte tragen.

Unsere Arbeiten zur Klärung der Schichtenfolge und Tektonik des Siegerlandes sollen wegen ihrer wirtschaftlichen Bedeutung, besonders mit Rücksicht auf die Aufsuchung neuer Erzmittel eifrig fortgesetzt werden, um dem dortigen Spateisensteinbergbau zu nützen.

Ebenso wird die im vergangenen Jahre begonnene geologische Kartenaufnahme des alten Bergbaugebiets von Brilon fortgesetzt und auf die Gegend von Adorf ausgedehnt.

Von anderen Arbeiten, die auf praktische Geologie Bezug haben, kommen geologische Kartenaufnahmen an der holländischen Grenze in

[1]) Die Aufnahmen sollen auf Waldeckisches Staatsgebiet ausgedehnt werden, falls im Gange befindliche Verhandlungen über den Anschluß von Waldeck an unser Aufnahmegebiet zum Abschluß gelangen.

der Gegend von Gronau-Alstätte zur Ausführung behufs Untersuchung der Eisenerzlager in der Unteren Kreide, die in der Zukunft vielleicht einmal eine Rolle spielen werden.

Volkswirtschaftlich wichtig sind ebenso die neu vorgesehenen Untersuchungen der Eisenerzhorizonte im Braunen Jura des Wiehengebirges. Aus ähnlichen Gründen erfordert die Goldlagerstätte von Corbach eine spezielle Untersuchung durch uns.

Die Bedürfnisse der Landwirtschaft spielen eine Rolle bei den Aufnahmen in dem flachen nördlichen, überwiegend landwirtschaftlich genutzten Teil der Provinz; wir suchen ihnen durch Darstellung des Bodenprofils in unsern Karten gerecht zu werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

B.-R. BÄRTLING beendet unter Mitwirkung des Geol. a. Pr. STACH die Aufnahme von Bl. Hattingen (G. A. 52, 42) mit Einschluß der NW-Ecke von Bl. Barmen (G. A. 53, 48), danach beginnen beide die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Alstätte (G. A. 38, 52) und Wennewick (G. A. 38, 51). Sie werden im Grenzgebiet in Fühlung mit den holländischen Staatsgeologen arbeiten.

L.-G. WUNSTORF setzt nach Erledigung seines Auftrages in der Rheinprovinz die geol. Kartierung von Bl. Neheim (G. A. 53, 34) fort.

B.-R. SCHMIDT stellt Bl. Wenden (G. A. 67, 4) endgiltig für den Stich fertig,

B.-R. FUCHS nach Beendigung seiner Aufgabe in der Rheinprovinz in gleicher Weise Bl. Freudenberg (G. A. 67, 10). Danach geht er auf Bl. Hilchenbach (G. A. 67, 5) über.

B.-R. QUIRING beginnt nach Ausführung seiner Arbeiten in der Rheinprovinz mit der geol. Kartierung von Bl. Burbach (G. A. 67, 17). Hier wird er während der zweiten Hälfte der Aufnahmezeit von dem Geol. a. Pr. BREDDIN unterstützt werden.

Geol. REICH stellt Bl. Laasphe (G. A. 68, 1) fertig.

Geol. PAECKELMANN setzt, während der zweiten Hälfte des Sommers unter Mitwirkung des Geol. KÜHNE, die Aufnahmearbeit im Bereich des Briloner Sattels auf den Bl. Brilon (G. A. 54, 38), Adorf (G. A. 54, 39), Alme (G. A. 54, 32) und Madfeld (G. A. 54, 33) fort.

B.-R. HAACK wird Bl. Hasbergen (G. A. 39, 46) fertigstellen unter zeitweiliger Hilfeleistung des Assistenten POTONIÉ, der hier die zweite Hälfte seiner Probekartierung durchführt. Er geht dann auf Bl. Lengerich (G. A. 39, 52) über.

B.-R. MESTWERDT beendet Bl. Borgholzhausen (G. A. 39, 54) in 3 Monaten und beginnt alsdann Bl. Warburg (G. A. 54, 35).

L.-G. KOERT beginnt nach Beendigung seines Auftrages in Sachsen die Aufnahme des Braun-Jura-Anteils der Bl. Minden (G. A. 40, 46), Oeynhausen (G. A. 40, 45) und Lübbecke (G. A. 40, 38) zur Untersuchung der Eisenerzhorizonte.

L.-G. WEISSERMEL stellt Bl. Brakel (G. A. 54, 18) fertig.

Die Bl. Velbert (G. A. 52, 41), Wipperfürth (G. A. 53, 49), Betzdorf

(G. A. 67, 16) siehe Rheinprovinz; Bl. Melle (G. A. 40, 43) siehe Hannover; Bl. Eibelshausen (G. A. 68, 7) siehe Hessen-Nassau.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Geol. SCHRIEL wird das Golderzgebiet des Eisenberges bei Corbach i. M. 1 : 5000 geol. kartieren; Dauer 2 Wochen.

B.-R. BÄRTLING setzt die Bearbeitung der Tiefbohrkarte 1 : 100000 des Ruhrkohlengebiets fort. Er verfolgt zusammen mit Kustos GOTHAN die Gruben-, Schacht- und Bohraufschlüsse im Steinkohlengebirge rechts des Rheines. Er begeht fernerhin die Aufschlüsse am Lippe- und Ruhrkanal und arbeitet mit an der Wasserversorgung des nördlichen Industriegebiets.

B.-R. HAACK wird den Zechstein auf der Ibbenbürener Bergplatte behufs Untersuchung der Eisenerzaufschlüsse begehen und die Steinkohlenaufschlüsse des Osnabrücker Bezirks verfolgen.

B.-R. BARSCH wird den Verlauf des Kirchhellener Carbongrabens östlich Bottrop durch Drehwageuntersuchungen festlegen (4 Wochen).

3. Provinz Hessen-Nassau

Die geol. Kartierung bezieht sich sowohl auf den Eisensteinbezirk der Lahn wie auf denjenigen der Dill, wobei in letzterem die Neuaufnahme der vergriffenen Blätter erforderlich geworden ist. In enger Beziehung mit den bergbaulichen Kreisen findet eine ständige Untersuchung der neu entstehenden und vielfach vergänglichen Grubenaufschlüsse statt.

Die Neuaufnahme der Blätter des Westerwälder Braunkohlengebietes soll weitergeführt werden, wobei wir wiederum auf die Grubenaufschlüsse besonderen Wert legen und hinsichtlich der petrographischen Unterscheidung des Dach- und Sohlbasalts zu einem für die Aufsuchung der Kohle nützlichen Ergebnis zu gelangen hoffen. Von besonderem Belang für den Bergbau ist hier auch das Studium der Grundwasserverhältnisse.

Bei der geol. Kartierung im Gebiet südlich Cassel handelt es sich um die Interessen des Braunkohlenbergbaues und um diejenigen Fragen, die mit der Weser-Regulierung zusammenhängen. Braunkohlen- und ausgedehnte Quarzitvorkommen finden Berücksichtigung bei der Kartenaufnahme zwischen Cassel und Hofgeismar.

Gelegentlich nehmen wir an der Grenze gegen den Staat Hessen einen hessischen Blattanteil mit auf; andrerseits kartiert Hessen den preußischen Anteil solcher Blätter, die überwiegend hessisches Gebiet umfassen.

Auch auf den Gebirgsblättern beginnen wir in diesem Jahre mit einer eingehenderen Darstellung der für die Landwirtschaft wesentlichen Bodenverhältnisse und werden die praktisch-geologischen Bedürfnisse der Landwirtschaft in der Fassung der Erläuterungen zu unseren Blättern besonders berücksichtigen.

Verteilung der Arbeiten
Aufnahmen 1 : 25000

Geol. SCHLOSSMACHER fährt in der geol. Neuaufnahme der Bl. Marienberg (G. A. 67, 22) und Rennerod (G. A. 67, 23) für die 2. Auflage fort.

B.-R. SCHMIERER und Geol. CORRENS stellen gemeinsam Bl. Buchenau (G. A. 68, 8) fertig. Ersterer fährt zusammen mit dem Geol. REICH und dem Geol. a. Pr. BENTZ, der hierbei den zweiten Teil seiner Probekartierung ausführen wird, in der geol. Aufnahme von Bl. Eibelshausen (G. A. 68, 7) fort.

Im späteren Teil des Sommers beginnt außerdem B.-R. SCHMIERER und Geol. CORRENS mit der Aufnahme von Bl. Gladenbach (G. A. 68, 14).

Geol. KEGEL stellt unter Mitwirkung des Geol. MICHELS die geol. Aufnahme des Bl. Kleeberg (G. A. 68, 32) und des hessischen Anteils von Bl. Usingen (G. A. 68, 38) fertig. Danach führt er die Revision der Bl. Ballersbach (G. A. 68, 19) und Oberscheld (G. A. 68, 13) für die 2. Auflage weiter. Falls Zeit bleibt, geht Geol. MICHELS auf Bl. Hadamar (G. A. 67, 35) über, das in 2. Auflage neu herausgegeben werden soll.

M.-A. BLANCKENHORN stellt die Bl. Neustadt (G. A. 68, 11), Kirchhain (G. A. 68, 10) und Amöneburg (G. A. 68, 16) fertig.

L.-G. v. LINSTOW beendet Bl. Hofgeismar (G. A. 55, 31) und beginnt danach mit der Aufnahme des Bl. Trendelburg (G. A. 55, 25).

Bl. Betzdorf (G. A. 67, 16) siehe Rheinprovinz; Bl. Laasphe (G. A. 68, 1) siehe Westfalen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

A.-D. FLIEGEL beginnt mit der Bearbeitung der geol. Übersichtsblätter 1:200000 Frankfurt und Marburg. Im Bereich der Meßtischblätter Marburg und Niederwalgern wird Geol. CORRENS die neuen Aufschlüsse im paläozoischen Anteil für diese Karte begehen. Betreffend das Übersichtsblatt Koblenz 1 : 200000 siehe Rheinprovinz.

L.-G. LEPPLA führt einige kurze Begehungen im Bereich der Bl. Eltville, Oberreifenberg und Homburg v. d. Höhe aus behufs Untersuchung der neuen Aufschlüsse.

Geol. KEGEL wird die Aufschlüsse im Eisensteingebiet des Lahn- und Dillbezirkes verfolgen.

4. Provinz Hannover, Braunschweig und benachbarte Gebiete

Die wirtschaftlich so wichtige Frage der Stellung des Steinkohlengebirges von Osnabrück in der Schichtenfolge des Carbons überhaupt beschäftigt uns auch weiter.

Mit Untersuchungen von Wealdenkohlenvorkommen werden wir wie bisher in erheblichem Umfange befaßt sein.

Die Bohraufschlüsse im Erdölgebiet der Provinz werden auch in diesem Jahre fortlaufend bearbeitet.

Ebenso fahren wir fort mit der Besichtigung der zur Stillegung bestimmten Kalischachtanlagen und der Untersuchung ihrer Aufschlüsse. Eine Karte der Kalisalzlagerstätten 1:200000, die das Geologische ebenso wie das Wirtschaftliche darstellt, wird bearbeitet, ferner bereiten wir eine Übersichtskarte der Kaligebiete Deutschlands 1:450000 aus gleichen Gesichtspunkten zur Veröffentlichung vor.

Nachdem die Untersuchung der Erzlagerstätte des Rammelsberges im vergangenen Jahre zu Ende geführt ist, werden wir uns in erhöhtem Maße an Untersuchungen im Erzganggebiet des Oberharzes beteiligen; wir werden zu diesem Zweck die geologische Neuaufnahme der vergriffenen Blätter des Oberharzes beginnen, um aus den tektonischen Verhältnissen heraus Anhaltspunkte für den weiteren Verlauf der Gangzüge und ihrer Erzfüllung zu erhalten; wir hoffen, mit diesen Blättern zugleich auch den Lehrzwecken der Bergakademie Clausthal zu dienen.

Die Klärung der Schichtenfolge und des Gebirgsbaues im Unterharz, die für die dortigen Erzgänge wie auch für die Eisenstein- und Flußspatgruben und für das Steinkohlengebiet des Südharzes von wirtschaftlicher Bedeutung ist, hoffen wir, auch in diesem Jahre fördern zu können.

Die in Arbeit befindliche Lieferung XIII der Karte der nutzbaren Lagerstätten 1:200000 umfaßt u. a. den nördlichen Teil der Provinz Hannover; sie wird fertiggestellt werden und ist für die Provinz deshalb von besonderer Bedeutung, weil auch die Moorgebiete berücksichtigt werden.

Die im vorigen Jahre begonnene Sonderaufnahme der Ödländereien und Moore soll wegen ihrer großen volkswirtschaftlichen Bedeutung nach Kräften fortgeführt werden. Ebenso sollen die durch den Mittellandkanal entstehenden Aufschlüsse weiter verfolgt und die mit der Erbauung des Kanals zusammenhängenden geologisch-hydrologischen Fragen bearbeitet werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1:25000

M.-A. WILDVANG wird Bl. Leer (G. A. 22, 43) in 4 Wochen geol.-agronomisch vollenden.

M.-A. RANGE stellt Bl. Ebersdorf (G. A. 23, 29) in 14 Tagen geol.-agronomisch fertig.

M.-A. SCHUCHT beginnt die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Neustadt a. R. (G. A. 41, 25).

B.-R. STOLLER setzt die geol.-agronom. Kartierung auf den Bl. Nienburg (G. A. 40, 24) und Husum (G. A. 40, 30) fort.

L.-G. WIEGERS beginnt nach Ausführung seiner Arbeiten in der Provinz Sachsen mit der geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Haimar (G. A. 41, 41).

Geol. DIENEMANN fährt nach Erledigung seines Auftrages in der Provinz Sachsen mit der Aufnahme des Bl. Melle (G. A. 40, 43) fort.

B.-R. GRUPE und Geol. EBERT stellen gemeinsam Bl. Lauenau

(G. A. 41, 43) in 8 Wochen fertig; sie gehen danach auf die Bl. Stadthagen (G. A. 40, 42) und Kathrinhagen (G. A. 40, 48) über. Auf dem letztgenannten Blatt wird zugleich L.-G. NAUMANN arbeiten, nachdem er zuvor in 4 Wochen Bl. Eldagsen (G. A. 41, 50) vollendet hat.

B.-A. HOFFMANN wird unter Anleitung des L.-G. NAUMANN Bl. Elze (G. A. 41, 51) in 8 Wochen fertigstellen.

Geol. WOLDSTEDT beendet die geol.-agronom. Aufnahme von Bl. Schöppenstedt (G. A. 42, 51).

M.-A. STILLE beginnt während 4 Wochen mit der Revision des Bl. Waake (G. A. 55, 29) für die 2. Auflage.

M.-A. BODE beginnt mit der Revision von Bl. Zellerfeld (G. A. 56, 7) für die Neuauflage.

B.-A. STAHL fährt zu dem gleichen Zweck mit derjenigen von Bl. Seesen (G. A. 55, 12) fort.

Geol. SCHRIEL beendet die geol. Kartierung des Bl. Beneckenstein (G. A. 56, 21) und beginnt danach mit der von Bl. Zorge (G. A. 56, 20).

Bl. Hasbergen (G. A. 39, 46) und Borgholzhausen (G. A. 39, 54) siehe Westfalen; Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) und Stolberg (G. A. 56, 28) siehe Sachsen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-R. STOLLER wird die geol. Übersichtsaufnahme 1 : 200000 Bl. Salzwedel beenden, ebenso

Geol. WOLDSTEDT diejenige von Bl. Braunschweig 1 : 200000.

B.-A. HAUSBRAND vollendet die Lieferung XIII der Karte der nutzbaren Lagerstätten 1 : 200000.

B.-R. GRUPE und Geol. EBERT werden die neuen Aufschlüsse auf Bl. Springe begehen, L.-G. WIEGERS und Geol. WOLDSTEDT diejenigen am Mittellandkanal verfolgen.

B.-R. STOLLER wird auch weiterhin die Hannoverschen Erdölbohrungen bearbeiten.

L.-G. NAUMANN und B.-R. GRUPE verfolgen die Wealdenkohlenaufschlüsse in Hannover und Lippe.

B.-A. STAHL berät die Gruben im Oberharz im Bedarfsfalle bei ihren Aufschließungsarbeiten.

In Zusammenarbeit mit dem Geodätischen Institut Potsdam wird die Achse des Flechtinger Höhenzuges in Richtung auf Bremen weiter verfolgt werden. An diesen Pendelmessungen wird B.-R. BARSCH 14 Tage teilnehmen.

B.-R. BARSCH wird den Ostrand des Ölheimer Salzhorstes durch die fiskalische Forst Berghopen zur Feststellung der Fortsetzung der Ölheimer Salzzone in etwa 3 Wochen durch Drehwageuntersuchungen vermessen.

Auch in diesem Jahre werden flächenstatistische und wirtschaftliche Aufnahmen und Untersuchungen von Moor- und Ödländereien im Anschluß an die gleichen Arbeiten des Vorjahres stattfinden, und zwar werden

B.-R. ZIMMERMANN II, Geol. DIENEMANN und Geol. v. z. MÜHLEN während 5 Wochen im Kreise Hümmling arbeiten.

Geol. AHRENS wird in 8 Wochen die gleichen Arbeiten im Kreise Rotenburg vollenden.

5. Provinz Schleswig-Holstein

Die Begehungen für eine Übersichtskarte der Provinz werden fortgesetzt, praktisch-geol. wichtige Aufschlüsse aller Art, insbesondere im Ölkreidegebiet von Heide, weiter verfolgt und die geol.-agronom. Aufnahmen in Holstein wieder aufgenommen werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

M.-A. RANGE verwendet etwa 14 Tage auf den Beginn der Aufnahme von Bl. Trittau (G. A. 25, 19).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

A.-D. WOLFF wird Begehungen für die Übersichtskarte 1 : 500000 ausführen und die sich bietenden neuen Aufschlüsse verfolgen, insbesondere auch diejenigen im Ölkreidegebiet von Heide.

6. Provinz Sachsen und Anhalt

Die mit dem Braunkohlenbergbau, den Kalisalzen und dem Kupferschiefer in Beziehung stehenden geologischen Arbeiten werden in erweitertem Umfange betrieben werden. Es sind Arbeiten in Aussicht genommen im Braunkohlengebiet des Geiseltales, im Bitterfelder Becken und im Revier Zeitz-Meuselwitz.

Die bei Hannover erwähnten, auf den Kalibergbau bezüglichen Arbeiten werden in gleicher Weise in Sachsen geschehen. In zwei Grubengebieten, dem von Bleicherode und dem an der Werra, haben wir mit Neuaufnahmen vergriffener geologischer Blätter auf Wunsch der Bergbaukreise eingesetzt.

Die auf den Kupferschiefer bezüglichen Arbeiten behandeln insbesondere die Entstehung und den Gehalt der Erze.

Die für die Provinz Sachsen so wichtige Industrie feuerfester Stoffe wird durch Fortsetzung unserer Arbeiten über die Kaolinvorkommen berücksichtigt.

Die landwirtschaftlich wichtige geol.-agronom. Aufnahme der Börde wird zum Abschluß gebracht, und die Übersichtskarte der Provinz durch die Fertigstellung des Bl. Salzwedel und die Bearbeitung des Bl. Magdeburg 1 : 200000 weiter gefördert; ebenso werden alle durch die lebhafte Bautätigkeit am Mittellandkanal entstehenden Aufschlüsse und geol.-hydrolog. Fragen bearbeitet und begutachtet werden.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. KOERT und Geol. DIENEMANN stellen die Bl. Seehausen (G. A. 42, 54) und Hötensleben (G. A. 42, 53) in 10 Wochen fertig,

L.-G. WIEGERS in der gleichen Zeit Bl. Oschersleben (G. A. 42, 60).

A.-D. SCHROEDER und Geol. BEHREND fahren in der Aufnahme der Bl. Osterwieck (G. A. 56, 3), Dardesheim (G. A. 56, 4) und Schwanebeck (G. A. 56, 5) fort.

Geol. DAHLGRÜN beginnt die geol. Aufnahme von Bl. Harzgerode (G. A. 56, 23).

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER fährt in der Kartierung des metamorphen Gebirges im Bereich der Bl. Stolberg (G. A. 56, 28) und Schwenda (G. A. 56, 29) während 4 Wochen fort.

L.-G. KRAUSE beginnt nach Beendigung seiner Arbeiten in Ostpreußen Mitte August mit der Revision von Bl. Bleicherode (G. A. 56, 32) für die Neuauflage, wobei B.-R. FULDA die Grubenaufschlüsse bearbeiten wird.

M.-A. BÜCKING nimmt die Neuaufnahme von Bl. Hönebach (G. A. 69, 4) in Angriff.

B.-A. HÜLSEMANN beendet unter zeitweiliger Mitwirkung des L.-G. NAUMANN die Aufnahme von Bl. Eisleben (G. A. 57, 26) für die Neuauflage. Der bergbauliche Teil des Blattes wird durch B.-R. FULDA fertiggestellt werden.

Kustos PICARD stellt Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25) in 6 Wochen geol.-agronomisch fertig.

Bl. Beneckenstein (G. A. 56, 21) siehe Provinz Hannover.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Betr. Übersichtsaufnahme Bl. Salzwedel 1 : 200000 siehe Provinz Hannover.

L.-G. WIEGERS führt die Revision von Bl. Wanzleben (G. A. 43, 55) auf Grund der neuen Aufschlüsse in 14 Tagen zu Ende.

B.-R. FULDA wird die Kaliwerke der Magdeburg-Halberstädter Mulde zur Vorbereitung einer geologischen Darstellung der deutschen Kalisalzlagerstätten befahren und untersuchen.

L.-G. WEISSERMEL ist beauftragt, die Grubenaufschlüsse im Braunkohlengebiet des Geiseltales und demjenigen von Bitterfeld zu untersuchen,

L.-G. DAMMER in gleicher Weise im Braunkohlenbecken von Zeitz-Meuselwitz; Höchstdauer 14 Tage.

B.-R. KOHL wird die Untersuchung der Grundwasserverhältnisse im erstgenannten Gebiet beenden.

Geol. SCHLOSSMACHER setzt seine Untersuchungen im sächsischen Kupferschiefer fort.

Die Aufschlüsse am Mittellandkanal werden verfolgt und die Bauleitung wird nach Bedarf beraten.

7. Provinz Brandenburg

Für die Verteilung der Arbeiten in der Provinz Brandenburg sind die Wünsche der Landwirtschaft namentlich in bisher unbearbeiteten

Kreisen, z. B. in dem Saatzuchtgebiet von Schwiebus und im Kreise Arnswalde maßgebend; in zweiter Linie werden sie durch die Belange des Braunkohlenbergbaues bestimmt, so namentlich in der Gegend von Frankfurt a. O. und in der Lausitz.

Verteilung der Arbeiten
Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. GAGEL beendet mit zeitweiliger Unterstützung durch einen jüngeren Geologen die Bl. Gr. Rietz (G. A. 45, 48) und Booßen (G. A. 46, 37), um sodann auf Bl. Müllrose (G. A. 46, 43) überzugehen.

L.-G. KORN beendet die Aufnahme von Bl. Werben (G. A. 59, 12).

L.-G. DAMMER schließt in 2 Monaten Bl. Forst (G. A. 60, 14) ab und beginnt in dem durch seine Saatzucht landwirtschaftlich wichtigen Kreise Schwiebus-Züllichau die Aufnahme von Bl. Schwiebus (G. A. 47, 44).

B.-R. BARSCH beendet Bl. Königswalde (G. A. 46, 30) und setzt die Aufnahme auf Bl. Kriescht (G. A. 46, 29) fort.

B.-R. BALDUS beendet in 4 Wochen die Aufnahme von Bl. Tzschecheln (G. A. 60, 22).

B.-R. BEHR führt eine Revision des Bl. Ravenstein (G. A. 30, 43) aus.

Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25) siehe Provinz Sachsen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-R. BARSCH wird die Aufschlüsse im Zielenzig-Schermeiseler Braunkohlengebiet weiter verfolgen.

Um die Wirkung diluvialer Ablagerungen bei geophysikalischen Untersuchungen zu erforschen, wird Geol. REICH magnetische Versuchsreihen in der Gegend von Potsdam durchführen (14 Tage).

8. Provinz Pommern

Die geol.-agronom. Kartenaufnahmen in der Provinz Pommern sollen den dortigen besonderen landwirtschaftlichen Belangen entgegenkommen. Sie werden vornehmlich im Gebiet nordwestlich von Stettin fortgesetzt; die Arbeiten in der Umgebung des unteren Lebatales sollen abgeschlossen bezw. im Bereiche des Kreises Stolp fortgeführt werden. Aufmerksamkeit wird dem Vorkommen von Meliorationsmitteln (Kalk und Mergel) gewidmet werden, auf die sich eine Anzahl von Anträgen auf Gutsuntersuchungen bezieht. Ferner soll den Braunkohlenvorkommen und den Eisenerzen durch Sonderuntersuchungen nachgegangen werden.

Die Begehungen für die in Arbeit befindliche geol. Übersichtskarte der Provinz i. M. 1 : 500000 werden zu Ende geführt.

Verteilung der Arbeiten
Aufnahmen 1 : 25000

Kustos PICARD wird in Vertretung eines Landesgeologen nach Beendigung von Bl. Liebenwerda (G. A. 59, 25 Prov. Sachsen) die Auf-

nahme von Bl. Horst (G. A. 10, 54) beenden und dann auf Bl. Grimmen (G. A. 10, 53) übergehen.

L.-G. SCHULTE wird — in der ersten Hälfte der Aufnahmezeit unterstützt durch den Geol. a. Pr. KÜHNE — die Bl. Stolzenburg (G. A. 28, 30), Ückermünde (G. A. 28, 17) und Eggesin (G. A. 28, 23) bearbeiten.

Geol. v. BÜLOW wird in den Kreisen Lauenburg und Stolp das untere Leba-Gebiet fertig bearbeiten, indem er die Bl. Charbrow (G. A. 15, 20) und Schurow (G. A. 15, 26) zum Abschluß bringt und die Mooranteile der Bl. Scholpin (G. A. 14, 18) und Schmolsin (G. A. 14, 24) aufnimmt.

B.-R. BEHR führt eine Revision der Bl. Zachan (G. A. 29, 48), Dölitz (G. A. 29, 54) und Ravenstein (G. A. 30, 43) aus.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

Eine Anzahl von Gütern werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge geologisch-agronomisch bearbeitet werden.

9. Provinz Schlesien

Nachdem die Kartierungsarbeiten im Braunkohlengebiet der Oberlausitz durch die Aufnahme des Muskauer Faltenbogens einen vorläufigen Abschluß gefunden haben, wenden wir uns mit erhöhtem Nachdruck dem deutsch gebliebenen Teil des oberschlesischen Steinkohlengebietes zu. Nicht weniger als 3 Geologen sind für die Arbeiten an der polnischen Grenze in Aussicht genommen, und diese Arbeiten gelten sowohl dem Steinkohlengebirge und der Verfolgung seiner Aufschlüsse wie den Zinkerzvorkommen des Muschelkalks. Durch geophysikalische Arbeiten hoffen wir, die Erkenntnis vom Untergrund gerade nach der praktischen Seite fördern zu können. Die bei der Rheinprovinz erwähnte Bleizinkerzinventur hat für Oberschlesien besondere Bedeutung und erstreckt sich auch auf diese Provinz.

Im mittleren Schlesien richten wir unser Augenmerk auf die Aufschlüsse der Magnesitlagerstätten der Zobtener und Frankensteiner Gegend sowie auf die Roteisensteine in der Grafschaft Glatz (Reinerz).

Die Mulden der subsudetischen Braunkohlenformation finden ebenfalls Berücksichtigung.

Den vielseitigen landwirtschaftlichen Interessen und Bedürfnissen wird bei der Kartierung überall in angemessener Weise Rechnung getragen.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

B.-R. BERG beginnt die Aufnahme von Bl. Marklissa (G. A. 60, 60).

L.-G. KÜHN führt Schlußbegehungen auf Bl. Alt-Kemnitz (G. A. 75, 2) und im Gneis-Anteil von Bl. Liebental (G. A. 61, 56) aus. Alsdann kartiert er die nordöstliche Hälfte von Bl. Greiffenberg (G. A. 61, 55).

L.-G. ZIMMERMANN I vollendet den Schiefergebirgsanteil von Bl. Alt-Kemnitz (G. A. 75, 2) und stellt Bl. Hirschberg (G. A. 75, 3) fertig.

Geol. v. ZUR MÜHLEN stellt Bl. Arnsdorf (G. A. 76, 24) in 3 Wochen geol.-agronomisch fertig und beendet danach die Kartierung von Bl. Hohenfriedeberg (G. A. 75, 6).

L.-G. FINCKH und M.-A. BEDERKE stellen Bl. Königshain (G. A. 76, 33) fertig. L.-G. FINCKH geht alsdann auf Bl. Reichenstein (G. A. 67, 34) über.

Geol. MEISTER beendet die geol.-agronom. Aufnahme der Nordhälfte von Bl. Wiese (G. A. 62, 47) und fährt in der geol. Kartierung von Bl. Reinerz (G. A. 76, 31) fort.

B.-R. BEHR stellt Bl. Camenz (G. A. 76, 28) in 8 Wochen fertig, ebenso Bl. Bechau (G. A. 76, 30); an der Aufnahme des letztgenannten Blattes nimmt B.-R. ZÖLLER während 8 Wochen teil.

B.-R. ASSMANN und Geol. AHRENS beenden Bl. Peiskretscham (G. A. 78, 38) und setzen die Aufnahme von Bl. Tost (G. A. 78, 32) fort.

B.-R. CRAMER beginnt die Aufnahme von Bl. Kieferstädtel (G. A. 78, 44) und Bl. Jakobswalde (G. A. 78, 43).

Bl. Tzschecheln (G. A. 60, 22) siehe Provinz Brandenburg.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

B.-R. BERG bearbeitet Bl. Hirschberg der Übersichtskarte 1 : 200 000.

A.-D. MICHAEL führt die Bleizinkerzinventur Oberschlesiens in höchstens 4 Wochen durch.

Die physikalischen Untersuchungen in Oberschlesien werden fortgesetzt und zwar wird

B.-R. BARSCH einen Drehwagenzug zwischen den Orten Rosenberg und Kadlub-Turawa zur Verfolgung des Carbons in etwa 6 Wochen durchführen.

Geol. REICH wird zur Ergänzung und Einengung der Drehwagemessungen magnetische Untersuchungen in dem weiteren Gebiet Rosenberg-Kadlub durchführen.

10. Provinz Grenzmark Posen-Westpreußen

Auf Wunsch der landwirtschaftlichen Interessenten werden Sonderaufnahmen von Gütern, namentlich zum Zweck der Feststellung von Meliorationsmitteln, ausgeführt werden. Auch die Erforschung anderer Bodenschätze dortselbst wird sich die Geologische Landesanstalt angelegen sein lassen.

11. Provinz Ostpreußen

Das Hauptziel unserer Arbeiten in Ostpreußen ist die Mobilisierung der Bodenschätze für Industrie und Landwirtschaft, die wegen der abgeschlossenen Lage dieser Provinz ganz besonders notwendig wird. Die Braunkohlen-, Kalk- und Torflager, die Vorkommen von Geschiebemergel für Meliorationszwecke, von Kies und Steinen

für den Wegebau, von Rasen- und Weißeisenerz, sowie die nutzbaren Eisenschlacken und endlich die bernsteinführenden Schichten sollen weiter erforscht und dargestellt werden. Zahlreiche Gutsuntersuchungen werden neben den laufenden geol.-agronom. Aufnahmen 1 : 25000 den besonderen Interessen der Landwirtschaft dienen. Die Übersichtsaufnahmen im südöstlichen Teil der Provinz für die Karte 1 : 100000 werden energische Förderung erfahren, als vorläufiger Ersatz für die nur im Laufe eines längeren Zeitraumes zu schaffende Karte 1 : 25000.

Verteilung der Arbeiten

Aufnahmen 1 : 25000

L.-G. KAUNHOWEN beendet die Aufnahme der Bl. Grünfließ (G. A. 35, 31) und Jablonken (G. A. 35, 32) und setzt die Aufnahme von Bl. Neidenburg (G. A. 35, 37) fort.

L.-G. KRAUSE beendet die Aufnahme von Bl. Göttkendorf (G. A. 35, 7) unter Hilfeleistung von Assistent POTONIÉ, der hier seine Probekartierung beginnt (2 Monate).

Geol. a. Pr. BENTZ beendet die Aufnahme von Bl. Rosenberg (G. A. 34, 13) in 8 Wochen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten

L.-G. KAUNHOWEN wird die Aufschlüsse im Bernsteintagebau Palmnicken verfolgen.

B.-R. HESS VON WICHDORFF wird unter besonderer Berücksichtigung der Torf- und Kalklager die Übersichtsaufnahme für die Karte 1 : 100000 im Bereich der Gradabteilungen 36 und 37 fortsetzen. Er wird ferner die Untersuchung der alten Eisenschlackenhalden beendigen.

Die zur Sonderuntersuchung angemeldeten Güter werden im Frühjahr und Herbst bearbeitet werden.

Berlin, den 15. März 1924.

Preußische Geologische Landesanstalt
Krusch

Personal-Bestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 1. Oktober 1923

Am 1. Oktober 1923 trat der bisherige Abteilungsdirektor für die Aufnahme im Flachlande, Geh. Bergrat Prof. Dr. KEILHACK, in den Ruhestand. Zu seinem Nachfolger wurde der Landesgeologe Prof. Dr. WOLFF berufen. Der bisherige Bergrat Dr. B. DAMMER ist zum Landesgeologen ernannt worden; der außerplanmäßige Geologe Dr. phil. u. ing. Bergassessor QUIRING wurde zum Bergrat (Bezirksgeologen) ernannt. Die Geologen auf Probe Dr. EBERT, Dr. SCHRIEL, Dr. DAHLGRÜN und Dr. v. BÜLOW wurden zu außerplanmäßigen Geologen ernannt. Dr. BREDDIN, Dr. STACH und Dr. BENTZ wurden zu Geologen auf Probe, Dr. phil. POTONIÉ als Assistent berufen. Der Landesgeologe Prof. Dr. KRAUSE wurde zum Honorarprofessor an der Forstakademie in Eberswalde ernannt. Die Landesgeologen W. WEISSERMEL, L. FINCKH und R. BÄRTLING erhielten den Charakter als außerordentliche Professoren an der Technischen Hochschule. Von den zur Beschäftigung überwiesenen Bergassessoren sind K. WESTHEIDE, H. HASEMANN und Dr. R. BEYSCHLAG ausgeschieden, dafür die Bergassessoren HÜLSEMANN, ISERT und HOFFMANN berufen worden. Privatdozent Dr. BEDERKE und Sanitätsrat Dr. MENZEL wurden als Teilnehmer an den geologischen Aufnahmearbeiten aufgenommen. Dr. TRÉNEL und Dr. GÖRTZ wurden zu außerplanmäßigen Chemikern ernannt. Reg.- und Baurat SCHWARZ ist der Geologischen Landesanstalt zur Beschäftigung überwiesen worden. Der Bürovorsteher des Zeichenbüros II NOWACK und der Kartograph ROTHE sind in den Ruhestand getreten. Zum Bürovorsteher des Zeichenbüros II ist Kartograph KUHNE ernannt worden. Kartograph SCHMIDT ist ausgeschieden, als Kartographenanwärter wurde R. PÜTZ angenommen. Dem Verwaltungsbüro, aus dem C. BAUER ausschied, wurde Obersekretär SCHRÖDER überwiesen. Kassengehilfe E. MÜLLER ist verstorben. Die durch Beschluß des Staatsministeriums vom 18. März 1924 angeordneten allgemeinen Änderungen von Amtsbezeichnungen sind in der nachstehenden Liste angegeben.

a) Präsident und Professor

P. Krusch, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.

b) Abteilungsdirektoren und Professoren

H. Schroeder, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für das Sammlungswesen, ständiger Vertreter des Präsidenten.
R. Michael, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Abt.-Dir. für das Publikationswesen, ord. Honorarprof. an der Bergbauabt. der Techn. Hochschule.
R. Ganssen, Dr. phil., Prof., Vorsteher der chem. Abteilung, Privatdozent an der Techn. Hochschule.
G. Fliegel, Dr. phil., Prof., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Gebirgslande.
W. Wolff, Dr. phil., Prof., Abt.-Dir. für die Aufnahmen im Flachlande.

c) Landesgeologen und Professoren

E. Zimmermann I, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.
A. Leppla, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.
C. Gagel, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat.
B. Kühn, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
P. G. Krause, Dr. phil., Prof., Honorarprof. an der Forstakademie in Eberswalde.
F. Kaunhowen, Dr. phil., Prof.
A. Klautzsch, Dr. phil., Prof.
W. Weissermel, Dr. phil., Prof., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
O. von Linstow, Dr. phil., Prof.
W. Koert, Dr. phil., Prof.
W. Wunstorf, Dr. phil., Prof.
J. Korn, Dr. phil., Prof.
E. Naumann, Dr. phil., Prof.
L. Schulte, Dr. phil.
L. Finckh, Dr. phil., Prof., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
F. Wiegers, Dr. phil.
B. Dammer, Dr. phil.

d) Kustoden und Professoren

J. Boehm, Dr. phil., Prof.
O. Schneider, Dr. phil., Prof.
E. Picard, Dr. phil.
W. Gothan, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
P. Dienst, Dr. phil.

e) Bezirksgeologen und Professoren

H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
J. Stoller, Dr. rer. nat.
J. Behr, Dr. phil.
A. Fuchs, Dr. phil.
Th. Schmierer, Dr. rer. nat.
O. Grupe, Dr. phil.
G. Berg, Dr. phil.
R. Bärtling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
A. Mestwerdt, Dr. phil.

f) Bezirksgeologen

E. Schmidt, Dr. phil.
O. Barsch, Dr. phil.
R. Cramer, Dr. phil.
P. Assmann, Dr. phil.
W. Haack, Dr. phil.
E. Zimmermann II, Dr. phil.
H. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.

g) Bergräte (Assessoren)

A. Zöller.
P. Baldus.
E. Kohl, Dr. phil., Bezirksgeol., Prof.
E. Fulda.
M. Meisner.
Cl. Abels.

h) Regierungs- und Baurat Schwarz.

i) Außerplanmäßige Geologen

W. Paeckelmann, Dr. phil.
W. Kegel, Dr. phil.
F. Behrend, Dr. phil.
L. von zur Mühlen, Dr. phil.
O. Burre, Dr. phil.
K. Schlossmacher, Dr. phil.
E. Meister, Dr. phil.
W. Dienemann, Dr. phil.
P. Woldstedt, Dr. phil.
H. Reich, Dr. phil.
A. Ebert, Dr. phil.
W. Schriel, Dr. phil.
F. Dahlgrün, Dr. phil.
K. von Bülow, Dr. phil.

k) Geologen auf Probe und Assistenten

α) Geologen auf Probe

K. Correns, Dr. phil.
W. Ahrens, Dr. phil.
F. Kühne, Dr. phil.
H. Breddin, Dr. phil.
E. Stach, Dr. phil.
A. Bentz, Dr. phil.

β) Assistenten

O. Seitz, Dr. phil.
F. Michels, Dr. phil.
R. Potonié, Dr. phil.

l) Zur Beschäftigung überwiesen

A. Stahl, Dr. phil., Bergassessor.
O. Hausbrand, Bergassessor.
F. Isert, Bergassessor.
P. Hülsemann, Bergassessor.
A. Hoffmann, »

m) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten

M. Blanckenhorn, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Universität Marburg.
H. Stille, Dr. phil., Prof. an der Universität Göttingen.
A. Bode, Dr. phil., Prof. an der Bergakademie in Clausthal.
O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., Prof. an der Techn. Hochschule in Hannover.
D. Wildvang, Lehrer.
P. Range, Dr. phil., Geh. Bergrat.
Bücking, Dr. phil., Prof., Geh. Bergrat, Heidelberg.
F. Schucht, Dr. phil., Prof. an der Landw. Hochschule Berlin.
Bederke, Dr. phil., Privatdozent, Breslau.
Menzel, Dr., Sanitätsrat.

n) Laboratorien

Vorsteher siehe vorstehend unter b).

α) Chemiker und Professoren

R. Wache, Dr. phil., ständiger Vertreter des Vorstehers.
K. Klüss, Dr. phil.
H. Wölbling, Dr. phil., a. o. Prof. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
C. Krug, Dr. phil., Prof., Doz. an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
A. Böhm, Dr. phil.
R. Loebe, Dr. phil., Prof., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Techn. Hochschule.
A. Eyme, Dr. phil.
E. Heuseler, Dipl.-Ing.
H. Pfeiffer, Dr. phil.

β) außerplanmäßige Chemiker

A. Laage, Dr. phil.
K. Stockfisch, Dr. phil.
H. Haller, Dr. phil.
K. Heykes, Dr. phil.
K. Utescher, Dr. phil.
Trénel, Dr. phil.
Görz, Dr. phil.

o) Bücherei

E. Regling, Bibliotheksobersekretärin, mit der Leitung beauftragt.
G. Baensch, Bibliotheksobersekretärin.
H. Tübben, Bibliotheksobersekretärin.
K. Winckelmann, Bibliothekshilfsarbeiterin.

p) Verwaltungsbüro

F. Baldes, Bergamtmann, Rechnungsrat.
W. Dahle, Bergverwaltungsinspektor
Th. Schade, »
O. Hoffmann, »
J. Louis, Rechnungsrevisor.
Ch. Velte, Bergobersekretär.
A. Heinrich, »
A. Bullerdieck, Bergobersekretär.
O. Schroeder, Bergobersekretär.
G. Vandam, Kanzlei-Inspektor, Vorsteher.
Heewig, Kanzleisekretär.
Huschert, Kanzleiassistent.
Thiem, Kanzleidiätar.

q) Kasse

E. Doering, Bergoberrentmeister
A. Müller, Bergobersekretär.

r) Topograph

G. Otto, Topograph.

s) Zeichenbüro für wissenschaftliche Veröffentlichungen

G. Hoffmann, Vorsteher.
K. Többicke, Kartograph.
A. Schultze, Kartographengehilfe.
R. Pütz, Kartographenanwärter.

t) Zeichenbüro I für Gebirgslandsaufnahmen

M. Pütz, Vorsteher.
P. Geyer, Kartograph.
E. Breitkopf, »
W. Schwarz, »
E. Geyer, »
E. Zimmermann, Kartographengehilfe.
G. Scholz, »
H. Menge, »

u) Zeichenbüro II für Flachlandsaufnahmen

F. Kuhne, Vorsteher.
F. Sange, Kartograph.
A. Lehmann, »
G. Linke, »
P. Rothe, »
R. Schöndube, »
R. Fiedler, Kartograph.
C. Wagemann, Kartographendiätar.
P. Granass, »
H. Wethlow, Kartographengehilfe.

v) Vertriebsstelle

K. Friederici, Dr. phil., Vorsteher.

w) Bohrmeister und Präparator

P. Schreiber, Bohrmeister.
F. Neubauer, Oberpräparator.

x) Lohnangestellte höherer Ordnung

Kurt, Laboratoriumsgehilfin.
L. Staewen, Stenographin.
Hascha, »
W. Pfundt, Registraturgehilfe.
H. Rostock, Registraturgehilfe.
Schulz, Lithograph.
C. Müller, Bürogehilfin.

y) Unterbeamtenpersonal

Jung, Obermaschinist.
Kretschmann, Amtsmeister.
Becker, Hausmeister.
Lorenz, Drucker.
Siebert, Amtsgehilfe.
Ebeling, »
Eckstein, »
Barheine, Amtsgehilfe.
Krüger, »
Brassel, » (Hauswart).
Pinke, »
Scholz, »
Linde, » (Hauswart).
Wruck, »

Korrespondenten der Geologischen Landesanstalt

am 1. April 1924

Rheinprovinz und Bezirk Birkenfeld

Jollmann, Prof. Dr. phil. Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
Hahn, Alexander, Idar (Nahe), Brunnengasse 1.
Waldschmidt, Prof. Dr. phil., Bad Wildungen.
Lieser, Rektor, Schweppenhausen, Bez. Kreuznach.
Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
Schlickum, Prof. Dr. phil., Köln, Rolandstr.
Spriestersbach, Rektor, Remscheid-Reinshagen.
Liebetrau, Prof. Dr. phil., Essen, Renatastr. 2.
Löscher, Realgymnasialdirektor, Dr. phil., Essen, Heinickestr. 8.
W. Zelter, Stadtbaumeister, Barmen, Hesselnbergstr. 46.
Hamacher. Studienrat, Barmen, Seydlitzstr.
Imig, Rektor, Wülfrath (Rheinland).

Provinz Westfalen

Torley, Dr. med., Iserlohn.
Quantz, Prof. Dr. phil., Gronau i. W., Moltkestr. 5.
Baruch, Sanitätsrat, Paderborn, Friedrichstr. 39.
Schrader, Studienrat, Paderborn.

Thürnau, Regierungsbaurat Hemfurth (Eder).
Franke, Oberlehrer, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
Zickgraf, Prof. Dr. phil., Bielefeld, Reichspoststr. 12.
Althoff, W., Bielefeld, Wertherstr. 30.
Preuss, Kreisschulinsp., Dr. phil., Soest, Osthofenstr. 29.
Langewiesche, Prof., Dr. phil., Bünde i. W.
Normann, W., Dr., Herford, Mönchstr. 1.
Hetzel, Dr., Studienrat, Herford, Klarenstr. 24.

Provinz Hessen-Nassau

Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
Pagenstecher, Geh. Sanitätsrat, Dr. med., Wiesbaden, Taunusstr.
Stamm, Prof. Dr. phil., Hersfeld.
Schwalm, Kreisschulinsp., Obergrenzebach (Bez. Cassel).
Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädter Kirchplatz 5.
Georg, Steuerinspektor, Homberg (Bez. Cassel).
Vonderau, Prof., Fulda, Waides 15.
List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
Haberland, Waisenhausinspektor a. D., Cassel, Osdwauerstr. 4.
Dahmer, G., Dr. Höchst a. M., Zeilsheimer Weg 21.
Schultz, Prof. Dr. phil, Cassel-Wilhelmshöhe, Nordhauserstr. 9.
Kräusel, Dr. phil., Privatdozent, Frankfurt a. M., Hohenzollernplatz 24.
Jentzsch, Geh. Bergrat, Prof. Dr. phil., Gießen, Frankfurterstr. 34.
Beyer, Prof. Dr., Studienrat, Biedenkopf.
Bickel, Rechnungsrat, Brotterode.

Provinz Hannover

Bergmann, Hüttendirektor, Gr. Ilsede (Peine).
Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
Bödige, Prof. Dr. phil., Osnabrück, Katharinenstr. 17.
ter Beek, Dr. med., Emden.
Lohmann, Generalsekretär, Uelzen.
Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, Hannover, Podbielskistr. 16.
Fricke, Studienrat, Hameln.
Wagner, Dr., Hildesheim, Goschenstr. 36.
Pfaffenberg, Lehrer, Vorwobilde bei Sulingen.

Braunschweig und Lippe

Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
Ballerstedt, Prof., Dr., Bückeburg.
Kahle, P., Vermessungsinsp., Braunschweig.
Borgstätte, Dr., Oberlandmesser, Dessau, Göthestr. 16.

Schleswig-Holstein und Lübeck

Struck, R., Prof., Dr., Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
Sonder, Dr., Apothekenbesitzer, Oldesloe.
König, Prof. Dr., Flensburg.
Engelbrecht, Dr., Gutsbesitzer, Obendeich b. Glückstadt.
Kretschmann, G., Lehrer, Bramfeld b. Hamburg.
van der Smissen, Dr., Direktor der Landwirtschaftl. Schule, Itzehoe i. Holst.

Sachsen

Franke, Prof., Dr., Schleusingen.
Gutbier, Hermann, Stadtarchivar, Langensalza.
Schütze, Prof., Dr., Magdeburg, Kaiserstr. 101.
Herbst, Ökonomierat, Artern.
Henkel, Ludwig, Prof., Dr., Schulpforta.
Wiepreght, Dr., Neuhaldensleben.
Wolterstorff, W., Dr., Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Mertens, Prof., Dr., Direktor des Museums für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
Bock, Kantor, Dorf Emden bei Neuhaldensleben.
Zechlin, Konrad, Apotheker, Salzwedel.
Elbe, Carl, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
Landmann, Otto, Lehrer, Stolberg i. Harz.
Storp, Dr., Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
Morich, H., Rektor, Clausthal a. Harz.
Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
Lederbogen, Lehrer, Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
Wünschmann, Dr., Studienrat, Halberstadt, Moltkestr. 57.
Bock, Kantor, Dorf Emden-Neuhaldensleben.
Hansen, Dr., Eilsleben.

Thüringische Staaten

Auerbach, Alfred, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
Friedr. Heinrich, Schäfer, Bankbeamter, Gotha, Leesenstr. 23.
Michael, Paul, Prof., Dr., Weimar, Kohlstr. 18.
Möbius, Traug., Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenborn.
Lux, E., Kantor, Ohrdruf.
Amende, Studienrat, Altenburg, S.-A.
Wagner, R., Studienrat, Zwätzen bei Jena
Rathing, Apotheker in Leutenberg b. Eichicht.
Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
Löscher, K., Professor, Dr., Gera, Markt 5.
Klett, Bernh., Mittelschullehrer, Mühlhausen i. Th.
Schnell, Dr., Studienrat, Mühlhausen i. Th.
Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A., Roqnstr. 1.
Czygan, Landwirtschaftslehrer, Leipzig, Möbiusstr. 13.
Kretschmer, Ernst, Stadtarchivar, Gera (Reuß), Schulstr. 8.
Meyer, Hermann, Betriebssekretär der Gas- und Wasserwerke, Saalfeld (Saale), Richterstr. 15.
Macht, L., Studienrat, Pohlitz bei Greiz.
Keller, G., Eisenbahn-Bauunternehmer, Eisenach, Langensalzaer Str. 7.
Weiss, Arthur, Dr., Hildburghausen.
Schlegel, Karl, Dr., Lycealdirektor, Greiz, Walderseestr. 13.
Walther, Studienrat, Pößneck i. Thür.
Macht, Alfred, Direktor der landwirtschaftl. Winterschule, Schleiz (Reuß).
Bickel, W., Rechnungsrat, Brotterode.
Krech, Karl, Dr., Studienrat, Jena, Saalstr. 21.
Weber, H., Studienrat, Dr., Eisenach, Barfüßerstr. 15.

Brandenburg

Grässner, Geheimer Bergrat, Schlachtensee b. Berlin.
Rödel, Dr., Studienrat, Frankfurt a. O.
Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
Krahmann, Max, Prof., Bergingenieur, Berlin W, Meineckestr. 8.
Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
Nickel, Prof., Dr., Frankfurt a. O.
Domnick, Pfarrer, Bornstedt b. Potsdam.
Schmidt, Joh., Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
Weissermel, Geh. Regierungsrat, Major a. D., Mitglied des Reichstages und Abgeordnetenhauses.
Wolf, Dr., Landgerichtsrat, Charlottenburg, Kuno Fischerstr. 1.

Pommern

Rubow, E., Lehrer, Lauenburg i. Pomm.
Mathias, Professor, Dr., Schlawe.
Gerlach, Dr., Rektor, Leba i. P.
Kretschmar, Seminar-Lehrer, Köslin, Seminarstr. 2, I.
Stielow, Direktor des Kreiswohlfahrtsamtes, Lauenburg (Pomm.).
Gosch, Rektor, Daber (Kreis Naugard).

Schlesien

Poetschel, Studienrat, Dr., Strehlen i. Schl.
Zimmer, C. W., Bankier, Löwenberg (Schles.).
Meyer, G., Professor, Dr., Görlitz, Reichenberger Str. 15.
Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schlesien.
Freystedt, Landesbaurat, Liegnitz, Hagstr. 10.
Dittrich, G., Dr., Studienrat, Breslau 16, Uferzeile 14.
Reichel, Professor, Löwenberg (Schles.).
Foerster, Professor, Dr., Gr. Strehlitz.
Preuss, Prof., Oberlehrer a. D., staatl. Baugewerks-Schule, Breslau IX, Paulstr. 38.

Westpreußen

v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz.
Weissermel, E., Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).

Ostpreußen

Abromeit, J., Professor, Dr., Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28a.
Klien, G., Professor, Dr., Dirigent der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg i. Pr., Langereihe 3.
Menzel, Oskar, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
Vogel, Professor, Königsberg i. Pr., Prinzenstr. 8.
Scheu, Ökonomierat, Adl. Heydekrug.

Ausland

Bartonec, Franz, Bergrat, Freiheitsau (Tschechoslovakei).
Seligo, Professor, Dr., Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.

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.

Abschmelzungs-Mechanismus . . . 221
Actaeonina germanica 212
» *gracilis* n. sp. Taf. **3**, Fig. 59—61 . . . . . **42**
Actinacrinus 359
Adelscheid-Mulde 260
Adorfer Kalk . . . 56, 58, 59, 60, 65
» Schichten 55
Aechmina bovina 408
Aganides carinatus n. sp. Taf. **8**, Fig. 5 **149**
» *Gürichi* 160
» *infracarbonicus* Taf. **8**, Fig. 1, 2 . . . . . **119, 149**
» *ornatissimus* Taf. **8**, Fig. 3, 4 **149**, 169
» *quadripartitus* sp. Taf. 6, Fig. 7—9 . . . . . **118**
» cf. *sciotoensis* Taf. **8**, Fig. 6 **150**
» *subtriangularis* 120
» *sulcatus* Taf. **6**, Fig. 1—4 . **116**
» » var. *biimpressa* n. var. Taf. **6**, Fig. 6 **118**
» » var. *lirata* n. var. Taf. **6**, Fig. 5 . . **117**
» *varicosus* 169
Albertii-Schichten 212
Alsatites 197
» *laqueolus* 197
» cf. *liasicus* 197
» *Quedlinburgensis* 197
Alaunschiefer des Culms 88
Amaltheenschichten 301
Amauropsis sp. Taf. **2**, Fig. 19 . . . **23**
» *silesiaca* sp. Taf. **2**, Fig. 21—24 . . . . . **22**
cf. » (*Prostilifer*) *paludinaris* sp. Taf. **2**, Fig. 20 . . . . **23**
Ammonitenfauna 177
Amphipora 277
» -Kalk 278
cf. *Ampullina pullula* var. *alsatica* Taf. **2**, Fig. 16—18 . . . . . **22**

Seite

Angertal-Störung 257, 261, 270
» -Verwerfung 245
Angulatenschichten 294
Angulaticeras 203
Annulata-Zone 68, 70, 77, 110
Anthracoceras 372, 383
Anthracomya 357
Anthrakosienhorizonte 352
Aparchites euneatus n. sp. Taf. **20**, Fig. 7a, b **417**
» (?) *frequens Streusl!* sp. Taf. **20**, Fig. 5 . . . . **415**
» *inaequalis* n. sp. Taf. **20**, Fig. 8a, b **417**
» *marchicus* n. sp. Taf. **20**, Fig. 6 . . . . . **417**
Apatobolbina platyaster n. sp. Taf. **21**, Fig. 29, 30a, b, 31 . . . . . **428**
Apatochilina? simplex n. sp. Taf. **21**, Fig. 1 . . . . . **428**
Aprather Schichten 94
Arietenschichten 295
Aristozoë primordialis 406, 445
Aspidoceras 508
Auenberg-Schichten 114
Aufpressung 230
Aufpressungszone 227
Aviculopecten 363

B.

Bairdia? cuneata Taf. **21**, Fig. 17a, b, c **435**
» *elongata* n. sp. Taf. **21**, Fig. 16 **435**
Bairdienkalk 212
Bairdienton 212, 214
Barychilina substriatula Taf. **21** . . 439
Belemnites Charmouthensis 300
Bellerophon 367
Beyrichia acutiloba n. sp. Taf. **21**, Fig. 7 . . . . . **430**
» *antiqua* 407
» *borussica* Kies 431
» *digitata* 406
» *Krausei* 407

Seite

Beyrichia obliqua n. sp. Taf. **21**, Fig. 5, 6 . . . . . **430**
Beyrichiella bifurcata n. sp., Taf. **21**, Fig. 9 . . . . . **431**
Beyrichienkalk, untersilurischer 408, 409
Biimpressa 139
Binodosa 129
Blaustein 227
Bleiglanz 253, 270
» -Quarz-Kalkspatgang . . . 264
Blende 270
Bodenbewegungen 242
Bollia tricollina n. sp. Taf. **20**, Fig. 26 **426**
Bololithe 470
Brauneisenstein 262
Braunkohlenquarzit 272
Braunspat 272
Brevispina-Schichten 299
Büdesheimer Schiefer . . 53, 55, 58, 60, 61, 64, 249, 260, 270
Bythocypris humeralis Taf. **21**, Fig. 21a, b **437**
» *incurvata* Taf. **21**, Fig. 19a, b **436**
» *polita* 406
» *subreniformis* Taf. **21**, Fig. 18a, b **436**
» *strombiformis* Taf. **21**, Fig. 20a, b, c **436**

C.

Cabrieres 162
Cadoceraten 508
Caloceras 190, 191
Capricorner-Schichten 300
Carbon 51
» , Produktiv- 465
Carbonicola 357
Cardioceras alternans 505
» *cordatum* 503, 508
» *tenuicostatum* . . 502, 508
Cephalopoden-Fauna der Angulatenstufe Norddeutschlands . . . 207
Cephalopoden-Fauna der Psilonotenstufe Norddeutschlands 206
Ceratiocaris 446
Ceratitenschichten 208
Ceratites nodosus 404
Chaenocardiola elongata n. sp. Taf. **7**, Fig. 15 . . . . . **145**
» *marsica* n. sp. Taf. **7**, Fig. 13, 14 . . . . **144**
Cheiloceras-Kalk 63
» -Stufe 62, 64, 65, 66, 72, 74, 99
cf. *Chemnitzia Hehlii* sp. 26
Chokier-Zone 93
Chonetes 360
Clymenien 259
- -Schichten 61, 67
Coelocentrus horridus n. sp. Taf. **1**, Fig. 29 . . . . . **15**

Seite

Coelocentrus silesiacus Taf. **1**, Fig. 30 14
Coelochrysalis acuminata n. sp. Taf. **3**, Fig. 47 . . . . . **37**
cf. » *Ammoni* Taf. **3**, Fig. 49, 50 . . . . . **38**
» (?) *pyramidata* n. sp. Taf. **3**, Fig. 45, 46 . . **37**
Coelon autilus 362
Conularia 369
Coronaten-Schichten 486
Cosmoceras aculeatum 499, 508
» *Castor* . . . 483, 495, 496
» *Duncani* 483
» *enodatum* 481
» *Gulielmi* 483, 508
» *Jason* 483, 493
» *lithuanicum* . . 483, 498, 499
» *Pollux* 483
Costaclymenia Wysogorskii sp. Taf. **6**, Fig. 31 . . . . . **130**
Craspedobolbina Dietrichi n. gen. n. sp. Taf. **20**, Fig. 27, 28 . . . . **427**
Cryptonerita elliptica Taf. **2**, Fig. 14, 15 **20**
Ctenobolbina Diensti Taf. **21**, Fig. 8 **431**
Ctenodonta 365
Culm 88, 90, 92, 94
Culmplattenkalk 92, 93, 95, 96
Cycloides-Bank 208
Cyclen-Theorie 187
Cymaclymenia ornata 111, 125
» » Taf. **2**, Fig. **4**, **5** 132
» *striata* var. *serpentina* n. sp. Taf. **7**, Fig. 3 . **131**
» *striata* sp. Taf. **7**, Fig. 1, 2 . . . . . **130**
Cypridinenschiefer . . 62, 64, 67, 68, 71, 72, 77, 114, 259
Cyrtoceras 362
Cyrtoclymenia acuta n. sp. Taf. **6**, Fig. 30 . . . . . **128**
» *angustiseptata* Taf. **6**, Fig. 24 . . . . . **127**
» *cingulata* 169
laevigata 105, 108
» » sp. Textfig. **4**, **129**
» *lata* sp. Taf. **6**, Fig. 25 bis 26 . . . . . **128**
» *plicata* sp. Taf. **6**, Fig. 29 . . . . . **128**
» *tetragona* n. sp. Taf. **6** Fig. 22, 23 . . . . . **127**
Cyrtosymbole drewerensis 112, 164
Cytherella minima Taf. **21**, Fig. 22a, b **437**
Cytherellina robusta Taf. **21**, Fig. 23a, b **438**

D.

Dasbergfauna 168
Dasbergschichten . . 61, 75, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 90, 99, 111, 259

Seite

Dentalium regulare 3
Devon 51
» -Carbongrenze 86
Diabasmandelstein 55
cf. *Dicosmos conoideus* Taf. **2**, Fig. 4 **18**
Diluviale Dislokation 231, 241
» Säugerreste 220
Discitoceras 362
W. distorta 111
Dolinen 262, 265, 266
Dolomit 253, 261
Dolomitische Grenzschichten . . . 212
Dorper Kalk . . 246, 247, 249, 250, 254, 256, 264, 265, 267, 276, 277
Druckentlastung 231

E.

Eisbewegung 241
Eiseinzugsgebiet 235
Eisenerz 465
Eisensteinlager 55
Eisrandgirlanden 221
Eisrandlagen 227
Eisströme 241
Elonichthys 370
Endmoränen 221, 306
Enkeberger Kalk 69
Ennepe-Störungen 244
Entalis torquata sp. 2
Entomis oblonga 407
» *impresse* 406
» *latisulcata* 406
» *umbonata* 406
Eocän von Bergisch-Gladbach . . . 262
Erdbacher Schichten . . . 89, 100, 113
Erymnoceras coronatum 508
Eskesberger Kalk 53
Epirogenese 500
Etroeungt 86
» -Schichten 88
Eumorphoceras Stufe 96, 371
Euomphalus exiguus PHIL. sp. *mutatio arietina* 12
» *granulatus* n. sp. Taf. **1**, Fig. 25—28 . . . . . **13**
» sp. cf. *E. lineatus* sp. . . . 13
» *loricatus* n. sp. Taf. **7**, Fig. 11, 12, ... **142**
» *Lottneri* 13
» *planus* Taf. **1**, Fig. 22, 23 **12**
» *pulcher* n. sp. Taf. **1**, Fig. 24 **13**
Euprimitia compta n. sp. Taf. **20**, Fig. 21 a, b **423**

F.

Faciesprofil 189
Famenien 259
Flinz des Oberen Mitteldevons . . . 53
Flinz 58, 60

Seite

Flinzkalk 256
Flinzschiefer 246, 249, 250, 251, 256, 260, 268, 270, 271, 272, 273, 276, 277, 278
Flözleere 51, 96
Fossariopsis plana 18
Fossley . 62, 65, 66, 67, 68, 69, 71, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 84
Fossleytransgression 71
Fritschia parva n. sp. Taf. **2**, Fig. 2 **16**
Fusus (?) praecursor n. sp. Taf. **3**, Fig. 57 **42**

G.

Garantianen-Schichten 479
Garantinia 508
Gastrioceras 372, 375
Gattendorfia crassa n. sp. Taf. **8**, Fig. 8—11 120
» *globularis* Taf. **6**, Fig. 12, 13 . . . . . **120**
» *subinvoluta* sp. Taf. **8**, Fig. 7, 8 . . . . . **151**
» -Stufe 67, 80, 115
Gedinne-Stufe 514
Geosynklinale 512
Gervillienkalk 209
Gips 217
Glatziella cf. *Minervae* 169
» *nucleus* 111, 169
» » n. sp. Taf. **6**, Fig. 10, 11 . . . . . **119**
» » n. sp. 163
Glaukonitbank 209
Glazialbildung 517
Glaziallandschaft, Potsdam 172
Gletschertor 226
Glyphioceras-Stufe 92
Gonioclymenia Hoevelensis 111
» *interrupta* Taf. **7**, Fig. 9 **139**
» » var. *dasbergensis* Taf. **7**, Fig. 10 **139**
» *speciosa* 111
» -Schichten 61
» Stufe 79, 99
Grabenbildung 227
Granulosa 407
Graptolithenschiefer 280
Greifensteiner Crinoidenschiefer . . 515
» Kalk 515
Gruitener Schichten 253

H.

Hallietta umbonata n. sp. Taf. **20**, Fig. 22 . . . . . **424**
Hangenberg-Fauna 169
» -Kalk 79, 87, 89
» -Schichten 83, 86, 88, 91, 99, 112
Hangende Alaunschiefer 91, 92, 94, 95, 96
Hauptterebratelbank 210
Hebungsstreifen 241

Seite

Hemberg-Schichten 61, 63, 64, 65, 67, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 99, 260
Hemmungskerben 222, 233, 237, 239, 241
Hercynschotter 517
Herzogswalder Schichten . . 282, 286
Hexagoniophyllum 253
Hörregestein 514
Hologyra alta 15
Homeceras-Zone 96
Horstaufwölbung 238
Horststreifen 228, 241

I.

Iberger Kalk . . 246, 250, 254, 255, 256, 268, 273
Ingression des Rät und Lias . . . 302

J.

Jamesoni-Schichten 299
Jura, baltischer 479

K.

Kalke mit Pharciceraten 59
Kalkknollenschiefer, Grauer Horizont 246
» Graue 249, 257, 260, 269, 270
» Roter und Grüner 246
» Rote 257
Kalkspat 270, 272
» -Quarz-Bleiglanz-Gang . . 256
Karst 217
Kastendolomiten 210
Kellwasserkalk 57, 58
Keppleriten 508
Kerbspur 233, 234, 239
Kerbspuren 226, 240
Kieselkalk 91, 93, 95
Kieselschiefer 280
Kirkbya minima Taf. **21**, Fig. 10 . **432**
Klemmener Muschelsand 507
Kloedenia cribrosa Taf. **21**, Fig. 2 . **429**
Kohlenkalk 90, 92, 94, 95
Kohlenletten 214
Konjepruser Kalk 516
Krausella spinata n. sp. Taf. **21**, Fig. 15 . . . . . **434**
Kulm 491
Küstenentwicklung 227
Kupferkies 270
Kyammodes (*-Kloedenia*) 412

L.

Lamberti-Knollenhorizont 502
» -Zeit 509
Lenticlymenia 124
» *involuta* 111, 124
» » var. *gracilis* n. var. Taf. **6**, Fig. 20, 21 . . . . **126**

Seite

Leperditella baltica n. sp. Taf. **20**, Fig. 10 **418**
» *vandalica* n. sp. Taf. **20**, Fig. 9 . . . . . **418**
Leperditia Kriesowi 407
» *Krausei* 408
» *abesa* n. sp. Taf. **20**, Fig. 4 **415**
» *ordoviciana* n. sp. Taf. **20**, Fig. 1 . . . . . **413**
» *phaseolus His*, vár. nov. *praecursor* Taf. **20**, Fig. 2 **414**
» *praelonga* 407
» *primordialis* 445
» *pustulosa* n. sp. Taf. **20**, Fig. 3 . . . . . **415**
Leptostraca 445
Limatulina 363
Lingula 359
» -Bank 214
Liorhynchus? equitans n. sp. Taf. **7**, Fig. 16, 17 . . . . . **145**
Lithodomus 364
Litorina 367
Litorinella 366
Lobenbau 221
Lobenströme 221
Loxonema 367
» (*Zygopleura*) *granietzeuse* Taf. **2**, Fig. 30 . . . . **26**
» (*Zygopleura*) *granulosum* n. sp. Taf. **2**, Fig. 33 . . . **24**
» *loxonematoides* sp. . . . 26
» *Mestwerdti* n. sp. Taf. **2**, Fig. 39, 40 . . . . . **26**
» (*Zygopleura*) *nitidum* n. sp. Taf. **2**, Fig. 31 . . . . **25**
» (*Zygopleura*) *noduliferum* sp. Taf. **2**, Fig. 28, 29 . **23**
» *Sophiae* n. sp. Taf. **2**, Fig. 34 . . . . . **26**
» (*Zygopleura*) *tenuicostatum* n. sp. Taf. **2**, Fig. 32 . . **25**
Loxopteria Drevermanni 169
Lydite 91
Lytoceras 508

M.

Macrocephalites macrocephalus . . . 491
Macronotella elliptica n. sp. Taf. **21**, Fig. 11 . . . . . **432**
» *lenticularis* n. sp. Taf. **21**, Fig. 12 . . . . . **433**
Magerkohlenschichten 344
cf. *Mamolatella planoconvexa* . . . 17
Manticoceras 267
» -Stufe 57
Markasit 273
Marmolatella applanata 17
Massenkalk . . 51, 53, 54, 56, 57, 248, 249, 261

Seite

Masuchowker End-Moräne 235
Matagne-Schichten 247, 249, 251, 260, 268, 269, 270
Mauerseesenke 224, 237
Merocanites 165
Metacanites 165
Mittelmiocän von Vohwinkel . . . 262
Mittleres Oberdevon 61
Mittlerer Zechstein 217
Mnienianer Kalk 516
Modiola 364
Moerkeia praefecta sp. 21
Murchisonia (*Cheilotoma*) *Graetzi* n. sp. Taf. **1**, Fig. 21 . . . . **11**
» (*Cheilotoma*) *silesiaca* Taf. **1**, Fig. 20. . . . . **11**
Muschelkalk. 396
» , Mittlerer 403
Myalina 364
Myophoria orbicularis, Schichten . . 402
» *Struckmanni* 214

N.

Najabites 358
Nashorn 220
Natica minima n. sp. Taf. **2**, Fig. 25—27 21
cf. *Natica Stanensis* Piehl. Taf. **1**, Fig. 13 . . . . . **36**
Naticella acutecostata Taf. **2**, Fig. 3 . **16**
» (?) sp. Taf. **1**, Fig. 7 . . . **33**
cf. *Naticopsis cassiana* Taf. **2**, Fig. 1 sp. **15**
» (?) sp. Taf. **2**, Fig. 12 . **104**
Nautilus 362
Nehdener Schichten . 58, 61, 62, 65, 260
Neritaria calcitica Taf. **2**, Fig. 8 . . **19**
» *candida* Taf. **2**, Fig. 7 . . **19**
» *comensis* sp. 19
» *exposita* 19
» *Iencinensis* Taf. **2**, Fig. 11, 12 . . . . . **29**
» *Mandelslohi* Taf. **2**, Fig. 5, 6 sp. **18**
» *oolithica* (Zenker) sp. Taf. **2**, Fig. 13 . . . . . **20**
» *subincisa* Taf. **2**, Fig. 9, 10 **19**
NW-Verwerfungen 253
Nucula 355
Nuculana 365

O.

O. aequilateralis 169
Oberdevon 51, 61
Obercarbon 95
Ockrige Grenzkalke 213
Octonaria perplexa n. sp. Taf. **21**, Fig. 14 **434**
Ölschiefer 293
Östricher Kalk 55
Omphaloptycha acuminata n. sp. Taf. **3**, Fig. 34—36 . . . . **34**

Seite

Omphaloptycha Ahlburgi n. sp. Taf. **3**, Fig. 31—33 . . . . **33**
» *conica* sp. Taf. **3**, Fig. 29 u. 30 . . . . . **33**
» *Ecki* n. sp. Taf. **3**, Fig. 37 . . . . . **35**
» *gracillima* Taf. **3**, Fig. 38 u. 39 . . . . . **36**
» *gracillima* 212
» *gregaria* var. *extensa* E. Picard 31
» *gregaria* var. *lata* . . 32
» » sp. 31
» *Kittli* n. nom. Taf. **3**, Fig. 42, 43 . . . . **36**
» *Kneri* sp. Taf. **3**, Fig. 21—24 . . . . . **32**
» (?) *parvula* sp. . . . 35
» *rhenana* Taf. **3**, Fig. 25 **32**
» *Schmidti* n. sp. Taf. **3**, Fig. 27, 28 . . . . **33**
» *Schüttei* sp. Taf. **3**, Fig. 18—20. . . . . **32**
» *Stotteri* sp. Taf. **3**, Fig. 40, 41 . . . . . **36**
» *submersa* n. sp. Taf. **3**, Fig. 26 . . . . . **32**
» *Zitteli* Taf. **3**, Fig. 44 **36**
Ontaria centurio n. sp. Taf. 8, Fig. 29—31 . . . **157**, 164
» *costulata* sp. Taf. **8**, Fig. 26—28 **115**
Ooide 470
Oolithzone 396
Oppelia aspidoides 490
Orthis 359
Orthoceras 361
Orthothetes 359
Os, Charakter 240
Ostracina-Bank 212
» -Schichten. 212
Ostracoden 370
» (baltisch) 439
» (englisch) 439
» (Heimat) 410
» (nordamerikanisch) . . 439
» (Vorkommen) 409
Osumformung der Kerbspur . . . 238
Oszug 235
Oxyclymenia 169
» *bisulcata* Textfig. **5** g, h . **135**
» *elegantula* Taf. **7**, Fig. 7 **135**
» *planorbiformis* 169
» *undulata* 165
» » sp. Texfig. 5a, b **132**
» » var. *coronata* n. var. Taf. **7**, Fig. 6 **135**
» » var. *planorbiformis* Textfig. 5d **134**

Seite

Oxyclemenia undulata var. *subundulata* Textfig. 5c . . **134**
» » var. *Wocklumeri* Textfig. 5e . . **135**
» » var. *Wocklumeri* 163
Oxydiscus cyrtolites 113, 164
» » Taf. **8**, Fig. 22, . **154**

P.

Padberger Schiefer 107
paradoxus 120
Paraphylloceras 191
Parkinsonia ferruginea 490
» *Parkinsoni* . . . 488, 508
Parkinsoni-Schichten 480
Patella (?) sp. cf. *Patella crateriformis* Taf. **3**, Fig. 11 . . . . . **87**
Peltoceras 508
» *arduennense* . . . 481, 503
Penkuner Phase 231
Pericyclus 165
» -Stufe 89
Perisphinctes Jeremejewi 505
» *Martini* 507
» *mosquensis* . . . 499, 508
» *mutatus* 508
Pferd 220
Pharciceras 268
» -Schichten 245
» -Schiefer 53, 254
» -Zone 54
Phillipsastraea 255, 268
Phillipsien 113
Phillipsia cf. *trimeroides* 106
Phyllocarida 370, 445
Phylloceras 508
Placentula auricularis n. sp. Taf. **20**, Fig. 26 . . . . . **426**
Planicosta-Schichten 297
Platyclymenia annulata 102
» *acuticostata* 111
» *piriformis* n. sp. Taf. **6** Fig. 18, 19 . . . . . **125**
» -Stufe 61
Platyclymenien-Stufe . . 67, 68, 70, 99
Platyclymenia subnautilina . . 124, 130
Plateaurand-Aufschüttung 2
Plattensandsteine 257
Pleurotomaria 369
» (*Antitrochus*) cf. *contraria* Taf. **8**, Fig. 24 **155**
» (*Mourlonia*) *Henkei* n. sp. Taf. **8**, Fig. 23 . . **155**
Posidomya 364
Posidoniella 364
Postclymenia evoluta 107, 112
» » sp. Taf. **8**, Fig. 19—21 . . . . **154**
» » 163

Seite

Posthume Hebungen 241
» Nachwirkungen 231
Präfossleyfaltung 71
Primitia Bassleri n. sp. Taf. **20**, Fig. 16, 17 . . . . . **421**
» *angulata* 408
» *excelsa* 408
» *limbata* n. sp. Taf. **20**, Fig. 19 **422**
» *parallela* n. sp. Taf. **20**, Fig. 18 **422**
» *parva* n. sp. Taf. **20**, Fig. 15a, b **421**
» *reticulata* 407
» *rugosa* 408
Primitiella cornuta n. sp. Taf. **20**, Fig. 13 . . . . . **419**
» *glauconitica* n. sp. Taf. **20**, Fig. 11 . . . . . **419**
» *procera* n. sp. Taf. **20**, Fig. 12a, b, c **419**
» *umbilicata* n. sp. Taf. **20**, Fig. 14 . . . . . **420**
Primitiopsis oblonga J. et H. n. sp. Taf. **20**, Fig. 23, 24 . **424**
» *obsoleta* J. et H. sp. . 425
Proarietites 196
» *laqueus* 196
» *platysterna* 196

Productus 360
» aff. *concentricus* Taf. **8**, Fig. 33 . . . . . **158**
» *margirataceus* Taf. **8**, Fig. 32 . . . . . **157**
Promathildia bolina 40
» *elegans* n. sp. Taf. **3**, Fig. 55 . . . . . **42**
» *nympha* n. sp. Taf. **3**, Fig. 54 . . . . . **41**
» *pulchra* n. sp. Taf. **3**, Fig. 56 . . . . . **41**
» *tenuicarinata* n. sp. Taf. **3**, Fig. 52 u. 53 . . . **41**
Proplanulites 508
Protocanites 165
» *Lyoni* 112, 115
» » sp. Taf. **8**, Fig. 14—18 . . . . . **152**
» -Stufe 86
Protorcula brevis n. sp. Taf. **3**, Fig. 58 **39**
» *lissotropis* 39
Protoschizodus 365
Pseudamusium 364
Pseudarietites westfalicus 112
» » n. sp. Taf. **8** Fig. 12 . . **152**
» » var. *dorsoplana* n. var. Taf. **8**, Fig. 13 **152**
» » n. sp. . . . 163

Seite

Psiloceras 190
» *anisophylloides* 193
» *Aries* 192
» *Brandesi* 193
» *brunswicense* 194
» *cheilon* 192
» *engonium* 193
» *labrum* 192
» *harpoptychum* 182
» *hircinum* 193
» *hollandi* 182
» *leptoptyctum* 191
» *Johnstoni* 191
» *latimontanoides* 193
» *nicarium* 182
» *Nürtingense* 182
» *planorbis* 191
» *plicatulum* 191
» *Schmidti* 193
» *tapeinostoma* 193
Psilonotenschichten 293
Psilonotenstufe 177
Psilophyllites 194
» *Hagenowi* 194
Pterinopecten 363
Ptychites dux 397
Pustularia acuticarinata n. sp. . . . 40
» *silesiaca* n. sp. Taf. **3**, Fig. 51 . . . . . **39**

Q.

Quarz 253, 270
Quarzgang 272
Quenstedticeras Lamberti 500

R.

Randlagen-Linien 224
Randschutt 237
Raricostatenschichten 297
Regression 502
Reineckia 508
Rhabdoconcha Fritschi 40
Rhytmus der Abschmelzung . . . 225
Rodenhauser Sattel 244, 247, 262
Rützkausener Sattel . . . 244, 247, 264

S.

Saarmunder Endmoräne 174
Sandur 234
Sanguinolites 366
Saurierdolomit 401
Saxoceras 194
» *costatum* 195
» *crassicostatum* 195
» *Denckmanni* 196
» *haploptychoides* 195
» *polyspeirum* 195
» *tachyphyes* 195
Saxoides Schroederi 195

Seite

Scamnoceras 198
Schalstein 55
Schaumkalkbank 401
Schaumkalkzone 399
Schizodus 365
Schlotheimia 197
» *Althoffi* 202
» *amblygonia* 200
» (*Scamnoceras*) *angulata* . 198
» *angulata* 295
» (*Scamnoceras*) *angulosa* . 199
» » *hypolepta* . 199
» » *praecursor* 198
» » *tenuis* . . 199
» » *tetragona* . 198
» » *teutoburgensis* . 198
» *Charmassei* 203
» *cophoptycha* 201
» *d'orbignyi* 203
» *gallica* 185
» *germanica* 201
» *Greenoughi* 203
» *polyides* 202
Schlotheimia stenorhyncha 202
» *thalissica* 185
Schlotheimien der Arietenstufe Norddeutschlands 207
Schmachtenberg-Mulde 264
Schmelzkerbe . . 222, 224, 226, 241, 242
Schotter 301
Schwellenböschung 239
Schwelmer Horizont 53
» Kalk 276
Schwerspat 92
Scurria tenuistriata n. sp. 3
Sedwickia? rostrata n. sp. Taf. **8**, Fig. 25 **156**
Seerinnen 238
Seitenmoräne 225, 239
Sellaclymenia spinosa n. sp. Taf. **7**, Fig. 8 **136**
Semipartitus-Schichten 212
Silurprofil 280
Solenomya 366
Sphärolithe 470
Spiriferina tarpata n. sp. Taf. **8**, Fig. 34—36 . . . . . **158**, 164
»*Spirifer*« *macrogaster* 146
Spirostylus columnaris sp. Taf. **2**, Fig. 41 . . . . . **27**
» *extractum* n. sp. Taf. **2**, Fig. 35, 36 . . . . . **27**
» *subcolumnaris* sp. Taf. **2**, Fig. 37, 38 . . . . . **27**
Spozadoceras Ungeri 122
Stammesgeschichtliche Entwicklung der norddeutschen Schlotheimien 204
Steusloffia (*Strepula*) *dinnarsons* . . 412
» » *lineata* var. *separata* 407

Seite

Striatulus-Schichten 485
» -Zone 479
Strophomena (*Leptaena*) 359
Strupula elliptica 407
Subinvoluta 120
Sucholasken 229
Süßwasserkalke 517
Systematik 413
Szontagsee 235

T.

Tangression des Foßleys 65
Tentacutilenschiefer 53
Terebratelschichten 209
Terebratula vulgaris, Zone der Bänke 398
Terrassensystem 221
Tertiär 262, 266
Thamnastraea microconus 506
Thamophyllum 253
Thlipsura triloba n. sp. Taf. **21**, Fig. 13 **433**
Toteis 222, 224, 238
Toteisbildung 236
Tournai Schichten 89
Trachynerita quadrata 21
» » var. *canaliculata* 21
Transgression des Culms 86
Trans- und Regressionsphasen . . . 187
Tretospira fusiformis 21
Triasmulde, Querfurt 404
Trochitenkalk 403
Trypanostylus n. sp. Taf. **2**, Fig. 43 . **28**
» » Taf. **3**, Fig. 10 . **29**
» » Taf. **3**, Fig. 14 . **30**
» *ascendens* Taf. **3**, Fig. 11 **30**
» *erectum* n. sp. Taf. **3**, Fig. 13 . . . **29**
» *gracile* n. sp. Taf. **3**, Fig. 17 **30**
» *Haueri* sp. Taf. **2**, Fig. 42 **27**
» *Koninckı* sp. Taf. **3**, Fig. 1, 2, 4, 5, 6 . **28**
» *minor* Kittl Taf. **3**, Fig. 15 . . . **30**
» *modestum* n. sp. Taf. **3**, Fig. 16 . . . **31**
» *pseudoscalatum* n. sp. Taf. **3**, Fig. 3, 7, 8, 9 . . . . **28**
» *silesiacum* n. sp. Taf. **3**, Fig. 12 . . . **29**

U.

Undularia (*Toxoconcha*) *Brocchii* sp. Taf. **3**, Fig. 48 38
» *scalata* sp. 38
» *tenuicarinata* 38

Seite

Untercarbon 51, 86
Unterster Lias 177

V.

Velberter Sattel 243, 250
» Schichten . 246, 249, 258, 261, 270, 276, 279
Verwitterungserscheinungen 217
Vestinautilus 363
Visé-Stufe 92

W.

Waechneroceras 190, 193
Wärmespeicher 228
Warthaer Schiefer-Gebirge 280
Wellenkalk, Oberer 399
Welleria primitioides n. sp. Taf. **21**, Fig. 3, 4 . . . . . **429**
Wirbeltierreste 517
Wocklumer Kalk 73, 79
» Kalke 86
» Schichten 68, 98
Wocklumeria distorta sp. Taf. **6**, Fig. 14, 15 . . . **121**
» » 160
» *sphaeroides* . . . 111, 163
» » sp. Taf. **6**, Fig. 16, 17 . . . **121**
» -Stufe 80
» -Zone . . 61, 81, 82, 83, 88
Worthenia n. sp. Taf. **1**, Fig. 16 . . **7**
» sp. 9
» *Brancoi* Taf. **1**, Fig. 8—10 **4**
» *canalifera* sp. 6
» *depressa* n. sp. Taf. **1**, Fig. 5 **5**
» *Ecki* n. sp. Taf. **1**, Fig. 4 **3**
» sp. cf. *elatior* 11
» *exelsior* n. sp. Taf. **1**, Fig. 17—19 . . . **8**
» *Fritschi* 8
» *globosa* 10
» *Hausmanni* sp. 7
» *lata* n. sp. Taf. **1**, Fig. 13, 14 **6**
» *Michaeli* 10
» *multicarinata* n. sp. Taf. **1**, Fig. 6, 7 . . . . **5**
» *pura* n. sp. Taf. **1**, Fig. 14 **10**
» *silesiaca* 9
» *superba* n. sp. Taf. **1**, Fig. 11, 12 . . . . **9**
Wulstiger Plattenkalk 250, 272

Z.

Zungenbecken 234

Orts-Register

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt

Seite

A.

Achen 465
Adelscheidmulde 244, 246
Ainghausen 65, 66, 74, 75, 89
Alberstedt 397
Albringen 81, 88
Alkgebirge 240
Amecke 94, 95
Angerapp 238
Angerburg 238
Angermühle 273
Angertal 249, 251
Aprike 102
Arnsberg 52, 95
Arnstadt 401
Asbecktal 80
Asbecker Tal 57, 63, 70
Attendorn 106

B.

Ballau 225, 226
Ballberg 73, 82
Baltischer Höhenrücken . . . 221, 236
» » , Nordrand . 237
» « , Vorstaffel . 240
Balve 51, 54, 59, 60, 100
Barmen 62, 88, 93
Belecke 107
Beuel . . . 54, 57, 63, 69, 70, 71, 80
Bielefeld 187
Bilsken 225
Bislich 291
Blaustein 231
Blausteiner Rücken 241, 242
Bohlen bei Saalfeld 161
Boltenhagen 506
Borlinghausen 179, 180
Borker Heide . . 234, 235, 236, 237, 242
Borketal 64, 83
Borkewehr 88
Bornholm 502
Böschung des Baltischen Höhenrückens 242
Boyen 233
Bredelar 107
Brosowen 240
Brosowkenberg 237, 238, 241
Brothener Ufer 495
Büfkesee 229
Bünde 306
Burtelnik-See 230

C.

Coburg 182
Cimbrische Insel 493, 494, 503

D.

Dalheim 468
Danzig 503
Dasberg . . . 59, 64, 72, 82, 88, 104
Deilinghofen 53
Deyguhnsee 226, 227, 228
Dievenow-Ufer 480
Dillmulde 514
Doberg b. Bünde 179, 180
Dornap 255
Drengfurth 240
Duneyken 235

E.

Ebberg 81
Ebersdorf 161
Eeheim 96
Effenberg 65, 66, 76, 85, 89, 81
Eichmedien 225
Eisborn 57, 64, 71, 81
Elberfeld 67, 88, 90, 255, 279
Elmpt 468
Elverdissen 308
Enger 307
Ennigloh 307
Enschenhof 291
Erkelenz 465
Espenfeld 408
Esperstedt 401, 403
Esserden 291
Estinghausen 93
Exten 179, 180

Seite

F.

Fallstein 517
Falkenhagen 179, 181
Fehmarn 494
Fichtelgebirge 161
Flandersbach 248, 251
Flatow 506
Freudenberg 240
Fürstenauer Berg 239, 240

G.

Kl. Gablick 230
Gablickfluß 235
Gansenstein 230
Gassöwen 239, 240
Gembalken 238
Gerdauen 240
Goldap 237, 239
Goldapfluß 240
Goldapgarsee 229, 230, 231, 232, 234, 235, 242
Goldapgar-Seesker Berge 235
Granietz 1
Grasberg 66, 77, 89
Gristow 480, 489
Große baltische Phase 231
Groß-Düngen 186
Groß-Steinort 227, 231
Gr. Strenler See 238
Guber 226

H.

Haaszen 235
Haaszensee 237
Haasznenfluß 240
Hachen 65, 78, 85, 89, 91, 93, 96
Haffen 291
Halberstadt 177, 179
Hameln 208
Hangenberg 88, 91, 105
Harzburg 187
Hauptterrasse des Rheins 266
Hausberge 309
Hechingen-Balingen 182
Heidelbeck 213
Heilsberg . 481, 494, 495, 498, 503, 504, 505, 512
Helmstedt 180
Helsingborg 496
Hemberg 66, 109, 259
Herdringen 91, 92
Herford 306
Herzkamper Mulde . . . 246, 250, 258
Hiddensoe 486
Hildesheim 186
Höcklingsen 102
Hofermühle 249, 276, 279
Hohensalza 480, 490, 492, 495, 498, 501, 504, 505, 512
Holzen 94, 95
Holzhausen 212
Hömberg 65, 66, 74, 84, 91
Hönnetal . . . 53, 54, 56, 61, 62, 68, 69, 79, 80, 87, 91, 95, 103
Hövel . . 58, 59, 60, 64, 71, 82, 88, 91, 93
Humberg 74, 84, 91
Huy 517

I.

Iserlohn 53, 93, 102

J.

Jakunowken 229, 237
Jesziorken 225
Jesziorowsken 229
Jütland 496

K.

Kalkenberg 239
Kameslandschaft im Grunewald . . 174
Kannin 479
Karnische Alpen 162
Karren 219
Katzorowen 232
Kellerwald 114
Kerschken 235
Kettwig 249
Kettwig, Blatt 279
Kissainsee 228
Kl. Strengeln 237
Kloster Oelinghausen-Herdringen . . 91
Königsberg 498, 501
Krankenhagen 309
Kreuzburg 487, 501
Kruglanken . 229, 230, 232, 234, 234, 241
Kruglinnen 230, 232
Kruglinner See 229
Kucklins-kallener Berge 240
Kutten 229, 241

L.

Laaland 491
Lababsee 227
Lahnmulde 496, 514
Langeland 496
Langenholthausen . . 55, 60, 74, 83, 84, 89, 94, 96, 106
Lanth 503
Lavernock 184
Lebbin 485, 489
Leipzig 489
Lendzin 1
Letmathe 53
Liesberg 307
Limmerstein-Grube 55
Litauen 407, 504, 512
Loh 291
Lothringen 182
Lötzen 225, 228, 233, 239, 242

Seite

Lötzen-Arys 225
Löwentinsee 227, 228, 232, 241

M.

Marienwerder 503
Mark 494
Marschalheide 240
Masuchowken 235
Mauersee 228, 231, 239, 242
Mauersee-Gebiet 232, 241
Mecklenburg 491
Mehr 291
Meißner 208
Melscheder Mühle 73, 83, 88
Memel 512
Memelgebiet 481
Menden-Iserlohn 99
Mettmannbachtal 250
Mettmann 272, 279
Mittelberg 65, 66, 77
Müssenberg 66, 78, 85, 86, 91

N.

Neheim 51, 92
Niederrhein 290
Niedersachswerfen 217
Norddeutschland 177, 503, 504
Nordenburg-Kallener Berge . . . 242
Nordenburger See 240
Nürtingen 182

O.

Oberweimar 208
Oder 501
Oese 102
Oldentrup 179, 181, 189
Oldinger Mark 308
Orlen 225
Osern 234
Osning 306
Ostbaltikum 499
Osterberg 518
Osterode, Wasserberg 517
Ostpreußen 498, 503
Ostpreußischer Mauersee 221

P.

Pakrodtker Berge 225
Palenberg 466
Pietzonken 229
Pillacken 238
Pillacker Berge . . 229, 230, 233, 234, 235, 237, 242
Gr. Pillacker Berge 237
Pillwung Gr. Schwalgsee 235
Pommern 225
Popilany 479, 482, 495, 498, 504, 505, 511
Porta westfalica 310
Posen 503
Purmallen 512

Q.

Queden 226

R.

Raesfeld 291
Raesfeld, Blatt 291
Rastenburg 239, 240
Ratingen 278
Rehsauer See 240
Reimsdorf-Thurwangen 226
Reitenberg 102
Remscheid-Altenaer Sattel 51
Riemke 55, 62
Roland 73, 88
Rosengarten 227
Rostock 486
Russisches Reich 509
Rügen 234
Rülsterberg 78
Rydzewen 225

S.

Salzetal 311
Salzgitter 179
Schaumburg 102
Scherpenseel 467
Schippenbeiler Becken . . . 241, 242
Schlesien 280
Schleswig-Holstein 489
Schmachtenberg-Mulde . . . 243, 244
Scholtenhof 291
Schraplau (Mansfelder Seekreis . . 396
Schubin 512
Schwarze 291
Sehnde 186
Seidfeld 94
Seiler 102, 112
Siele 307
Skallischer Becken 241
Skandinavien 499
Skoppen 225
Soltin 480
Sondershausen, Kränerplatz . . . 402
Spiergsten 228, 229
Stedefreund 303
Stettin 479, 500
Stettiner Haff 487
Stockum 106
Strzelzen 225, 226, 233, 242
Stürlack 225
Sucholask 230
Südpolen 494
Sundwig 53, 54
Szarnysee 234, 235

T.

Tarnowitz 1

Seite

Thiederhall 180
Thüringen 161
Tiergarten 239
Trachtenberg 84
Travemünde 495
Trossen 225

U.

Uckermark 491
Uebach 467
Uellendahl 101
Ural 162

V.

Vaihingen 182
Varenholz 309
Velbert 90, 95, 279
Veltheim 309
Veltheim, Steinmühle 517
Verschmint-See 226, 227
Vlotho 310
Vorpommern 234, 494, 498

W.

Warstein 89, 107
Webicht 208
Weidatal 396
Weimar 208
Wenzken 240
Werfen 307
Wesel 291
Westpreußen 491, 498, 503
Westrussische Insel 493, 494
Wettmarsen 64, 72, 82, 88, 105
Widminnen-Kruglanken 241
Widminnen 225, 229
Widminner See 229, 232
Wiehengebirge 306
Wietze 486, 489, 490, 492, 494
Wildungen 108
Wilkus-See 230
Willudden 229, 233, 242
Wiltsch am Pinkeberg 280
Windau 482
Wissowatten 225
Witten (Westf.) 343
Wocklum 65
Wollin 479
Wossau 226, 242
Wülfrath (Rheinl.) 243
Wülfrather Sattel . . 244, 245, 249 252

X.

Xanten 290

Z.

Zabinker See 229
Zellerfeld 114

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



gez. von C. Többicke

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

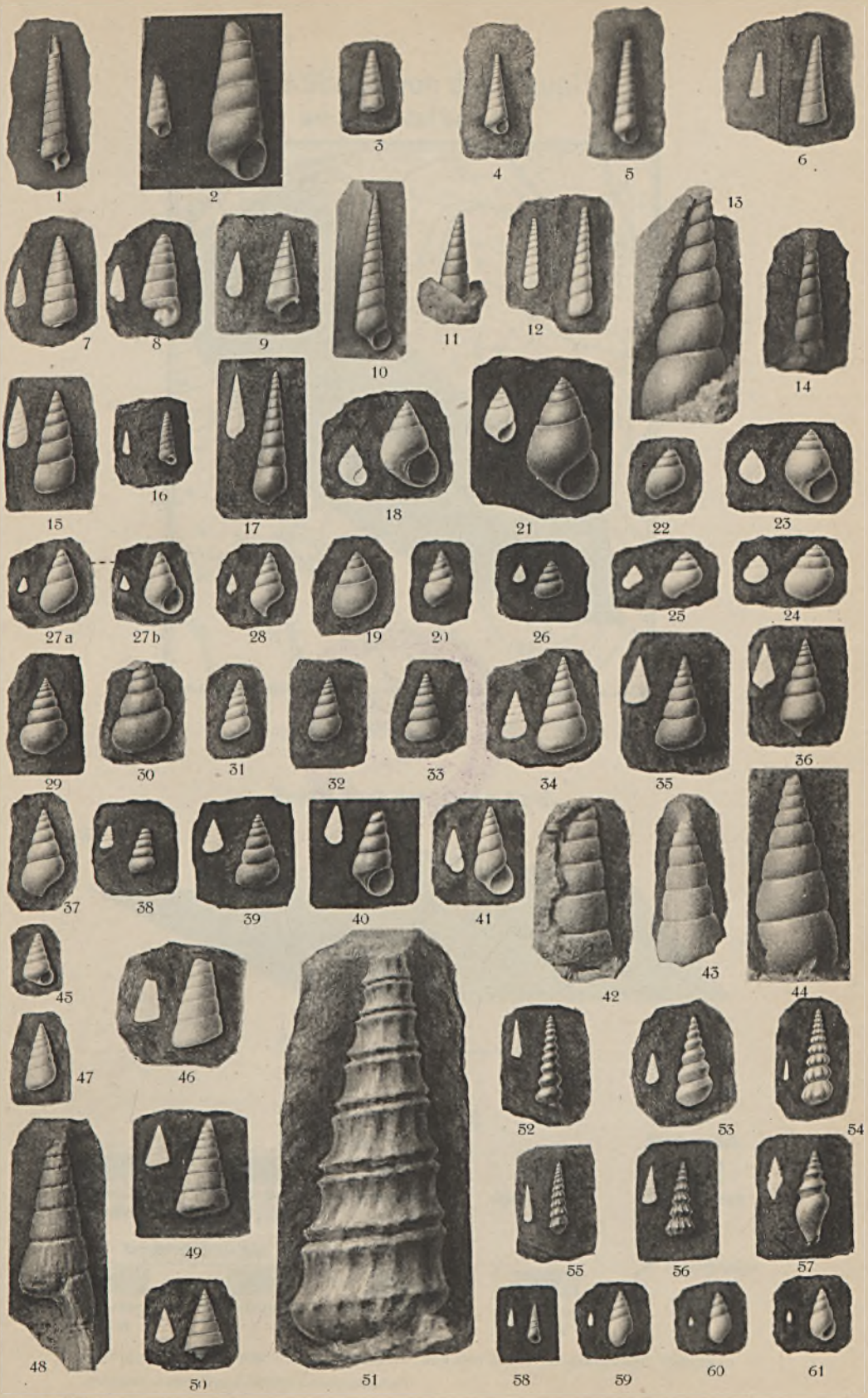
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



gez. C. Többicke

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK



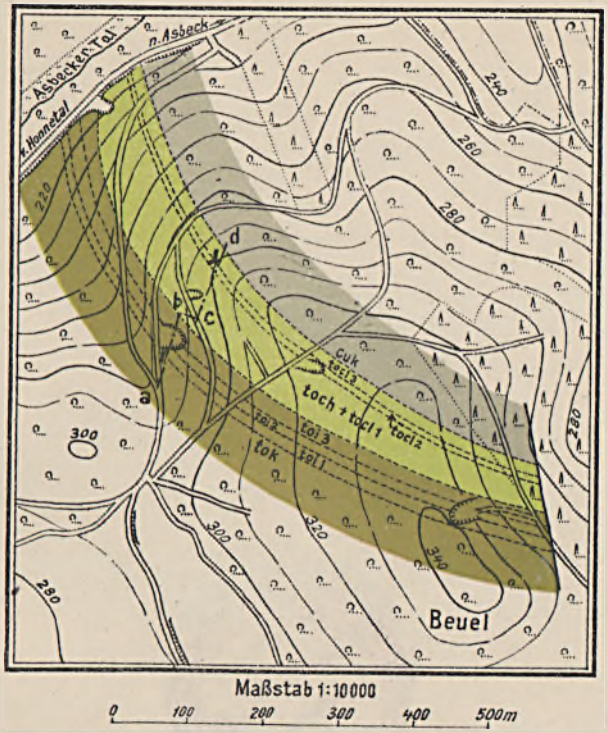
gez. C. Többicke

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W35

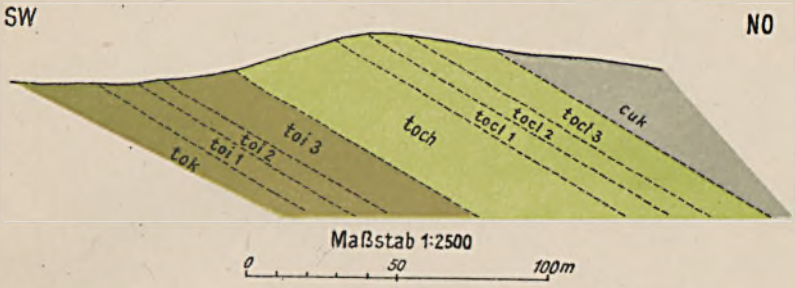
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

Das Oberdevon des Beuel

am Asbecktal bei Balve



Profil nach der Linie a-b, c-d



Zeichenerklärung

Adorfer Schichten

tok	toi 1	toi 2	toi 3
Massenkalk des Untersten Oberdevons	Unterer Plattenkalk (Iβ)	Knollenkalk (Iγ)	Oberer Plattenkalk (Iδ)

Nehdener Sch.

toch
Cheiloceras-Kalk

Hemberg-Schichten

tocl 1	tocl 2	tocl 3	cuk
Ob. Enkeberger Kalk	annulata-Zone	Dasberg Schichten	Kulm Kieselschiefer

Schurfgraben

Profillinie

Nach den Aufnahmen von Otto Haarmann, aus dem Archiv für geologische Prüfungsarbeiten in der Preuß. Geolog. Landesanstalt.

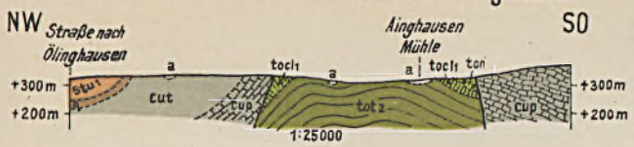
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK

Schematische Profile durch das Oberdevon und Unterkarbon der Gegend von Balve i.W.

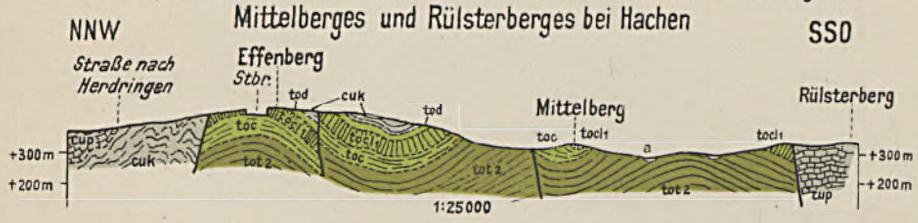
Entworfen von W. Paeckelmann

Profil durch den Sattelaufbruch von Ainghausen



Profil 1

Schematisches Profil durch die Oberdevonschollen des Effenberges, Mittelberges und Rülsterberges bei Hachen



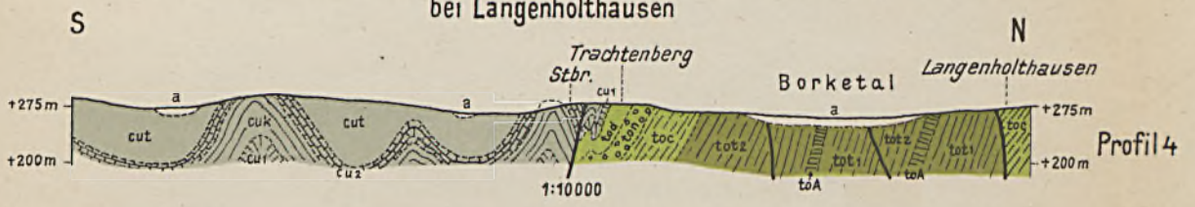
Profil 2

Schematisches Profil durch die Oberdevonschollen zwischen dem Effenberg und Hachen



Profil 3

Schematisches Profil durch den Westhang des Trachtenberges bei Langenholthausen



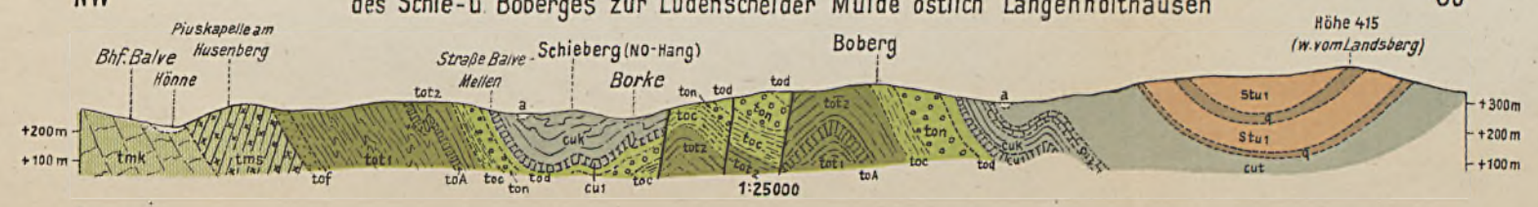
Profil 4

Schematisches Profil durch das Oberdevon zwischen Wettmarsen u. Hövel



Profil 5

Schematisches Querprofil vom SO-Abfall des Remscheider Sattels bei Balve durch die Spezialfalten des Schie- u. Boberges zur Lüdenscheider Mulde östlich Langenholthausen



Profil 6

Farben- und Zeichenerklärung

- a — *Alluvium*
- stu1 — *Unteres Flözleeres* } Oberkarbon
- q — *Grauwackenbänke in stu1* } Oberkarbon
- cut — *Hangende Alaun- u. Tonschiefer*
- cup — *Plattenkalke* | cu2 = *Kiesel- + Plattenkalke* } Kulm } Unterkarbon
- cuk — *Lydite* } Kulm } Unterkarbon
- cu1 — *Hangenberg Schichten (Protocanites-Stufe)* } Kulm } Unterkarbon
- tod — *Dasberg Schichten (Gonioclymenien-Stufe)*
- ton — *Ob. Fossley*
- toc — *Unt. Fossley*
- tocl1 = *Unterer Clymenienkalk* } Hemberg Schichten *(Platyclymenien-Stufe)* } Clymenien Schichten
- tot2 — *Ob. Bänderschiefer (Cheiloceras-Stufe)* — Nehdener Schichten
- toA — *Adorferkalk*
- tot1 — *Unt. Bänderschiefer* } *(Manticoceras-Stufe)* — AdorferSchichten
- tof — *Flinz*
- tms — *Schalstein*
- tmk — *Massenkalk* } Ob. Mitteldevon

Oberdevon

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008



gez. von Alexander Schultze

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK



gez. von Georg Hoffmann u. Alexander Schultze

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008



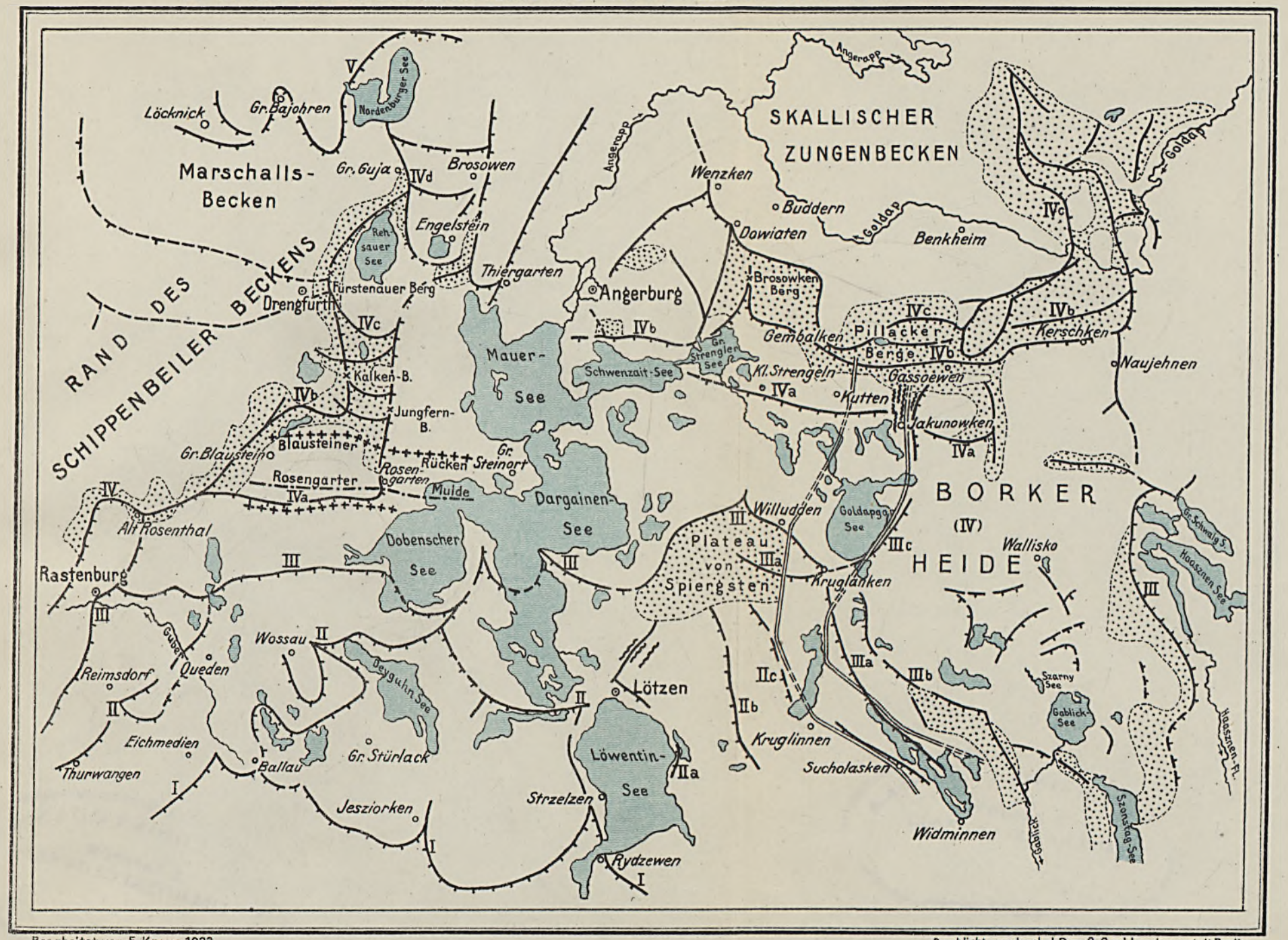
gez. von Georg Hoffmann u. Alexander Schultze

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Strukturkarte des Diluviums

auf der Höhe des Baltischen Höhenrückens im Bereich des Mauersees und der Borker Heide in Masuren.



Bearbeitet von E. Kraus 1923

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.

Erklärung.

- Eisrandlagen, die Zacken richten sich gegen das Eisvorland
- Breitere Endmoränen-Entwicklung
- Os.
- Diluviale Bruchlinie
- Rückenzone (tektonisch)
- Senkungszone (tektonisch)

Schematische Darstellung

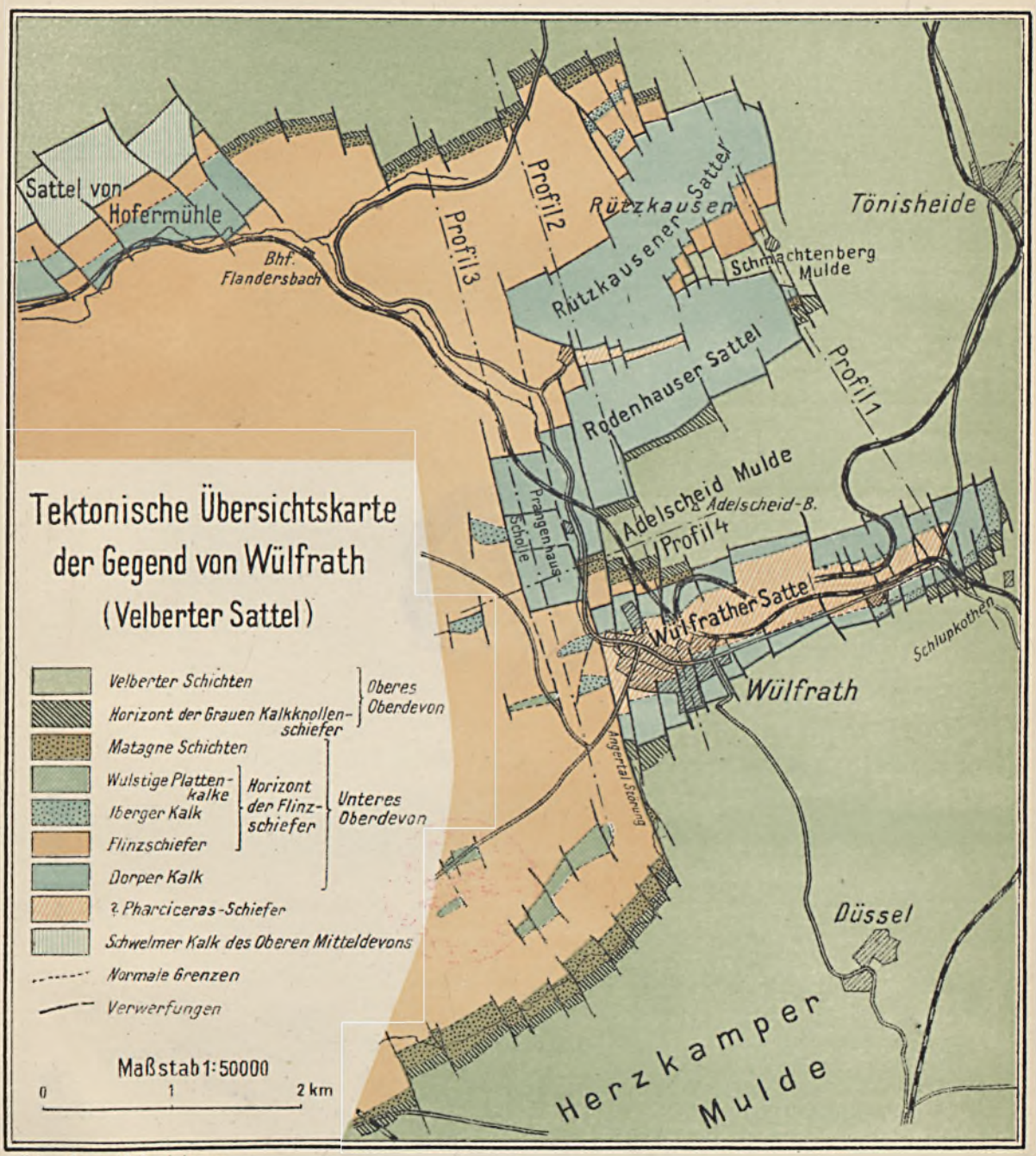
1:250000

0 5 10 15 20 km.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008



Entworfen von W. Paeckelmann.

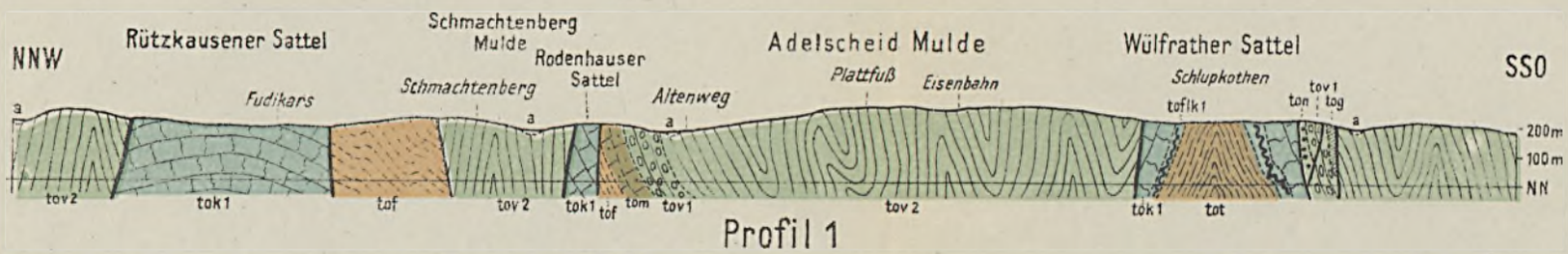
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.



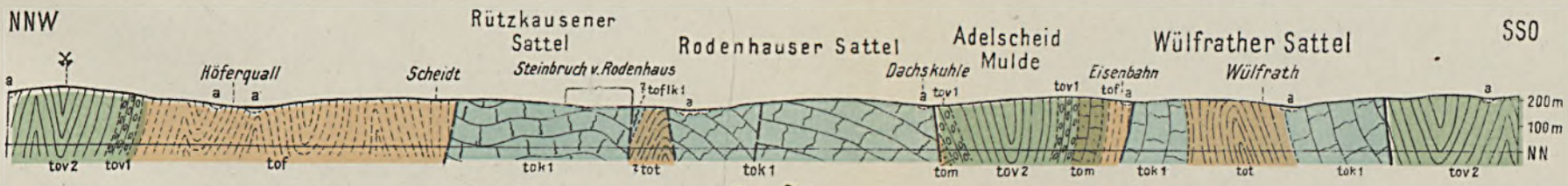
BIBLIOTHEK

Schematische Profile durch die Gegend von Wülfrath

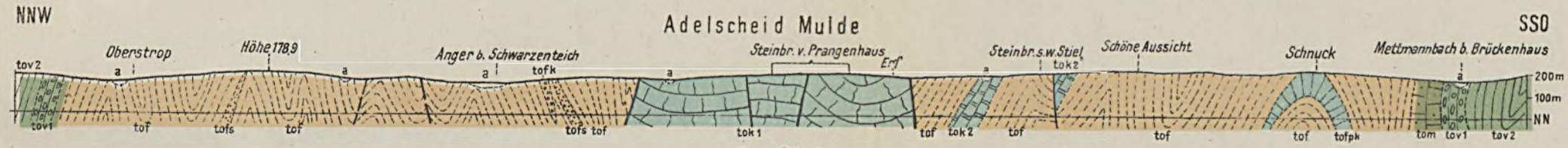
entworfen von W. Paeckelmann



Profil 1

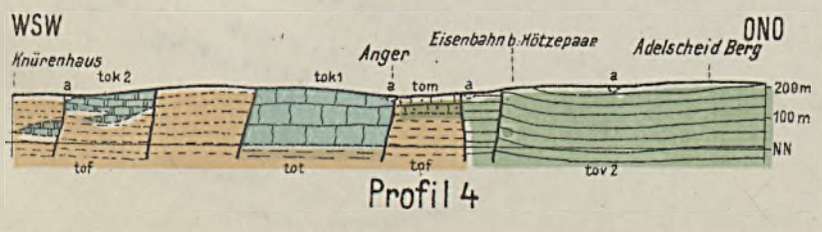


Profil 2

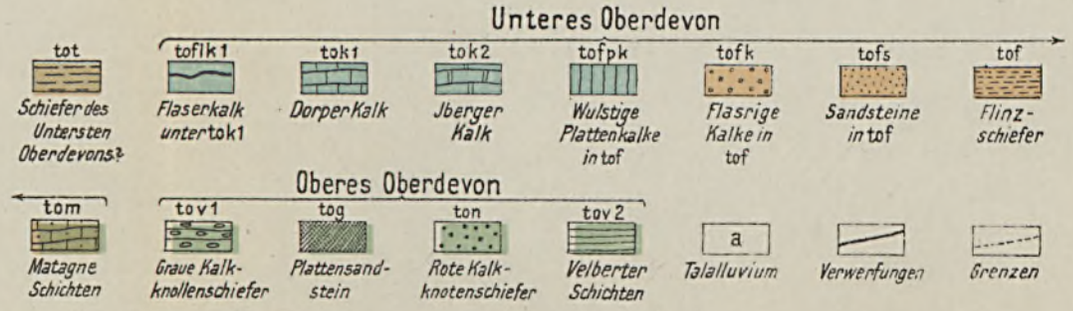


Profil 3

Längsprofil durch die Adelscheid Mulde



Profil 4



Maßstab der Längen und Höhen 1:25000

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin

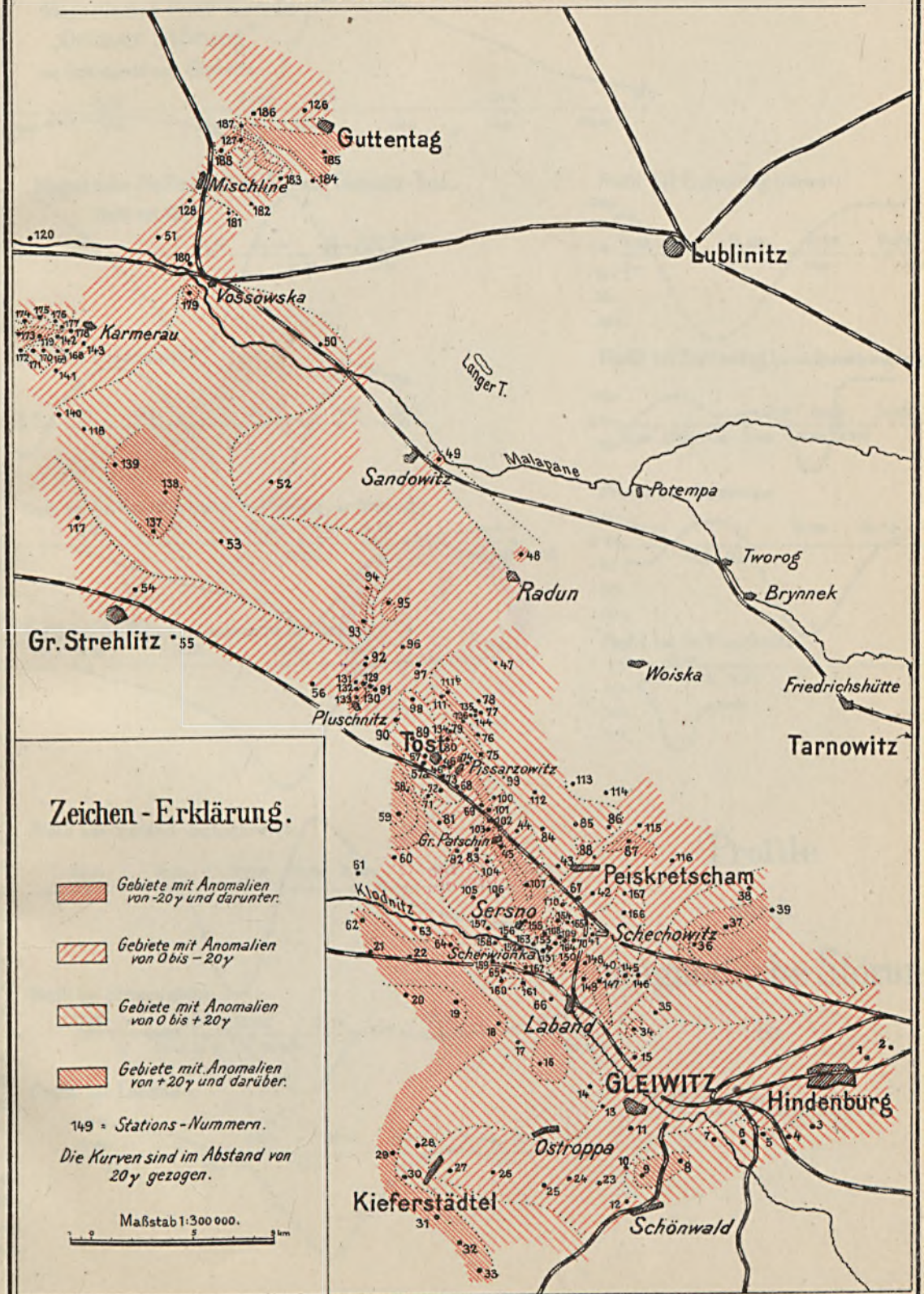
BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Jsanomalen der magnetischen Vertikalintensität

in Teil-Gebieten Oberschlesiens.



Zeichen-Erklärung.

- Gebiete mit Anomalien von -20γ und darunter.
- Gebiete mit Anomalien von 0 bis −20γ
- Gebiete mit Anomalien von 0 bis +20γ
- Gebiete mit Anomalien von +20γ und darüber.

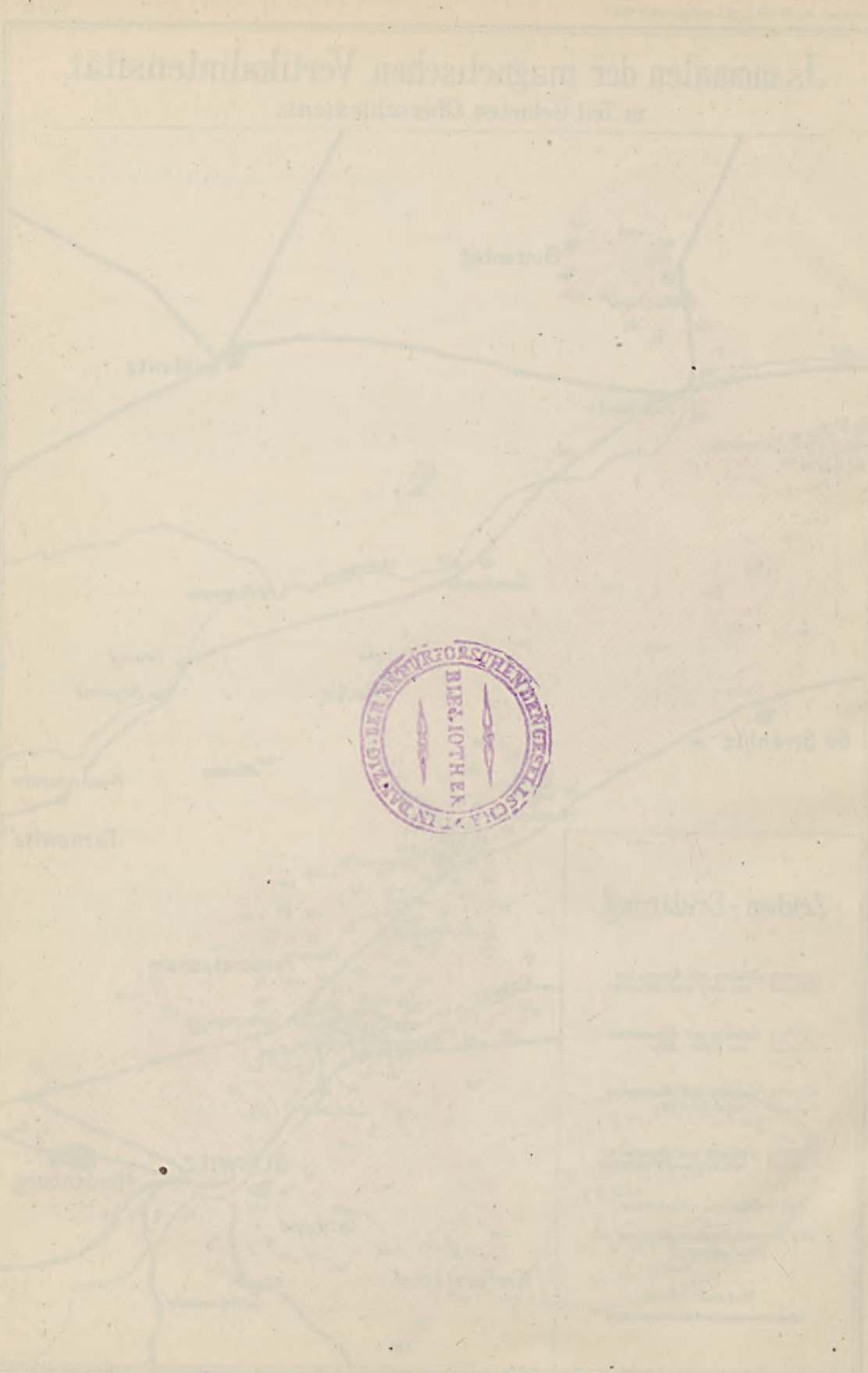
149 = Stations-Nummern.

Die Kurven sind im Abstand von 20γ gezogen.

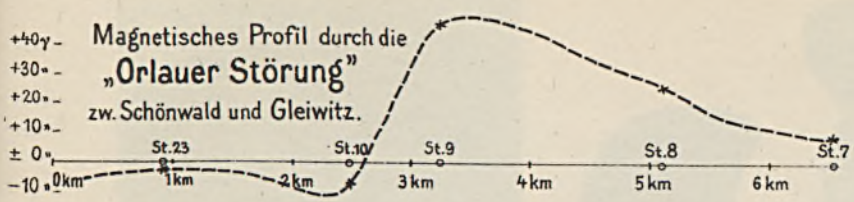
Maßstab 1:300 000.

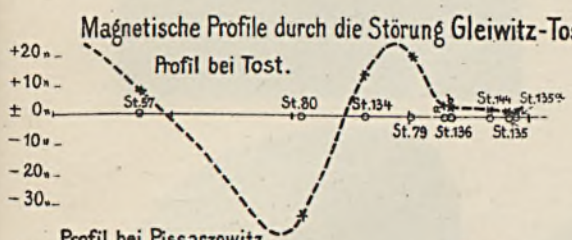
0 5 9 km

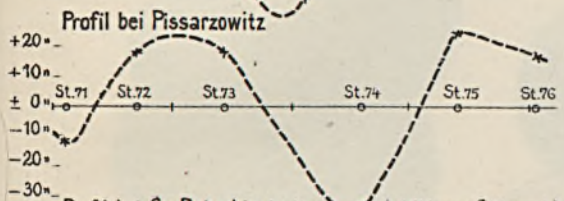
Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanst, Berlin.

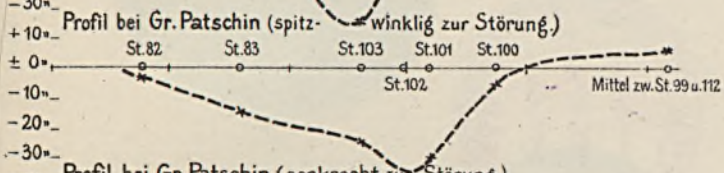


BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

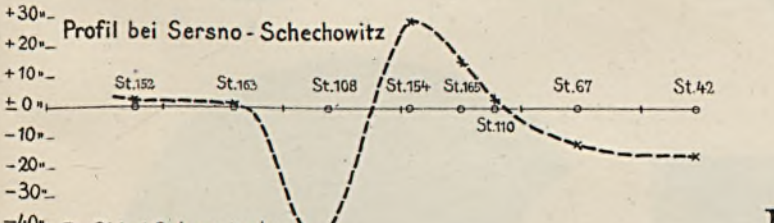


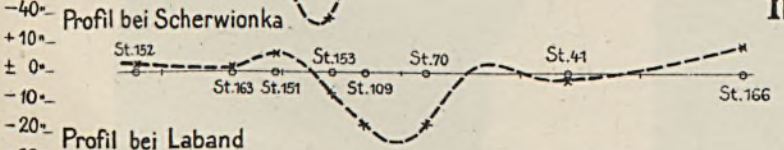




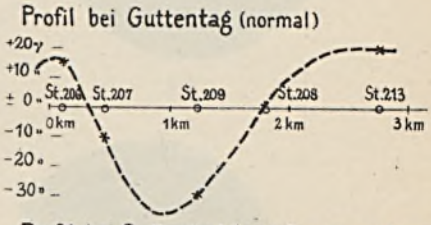


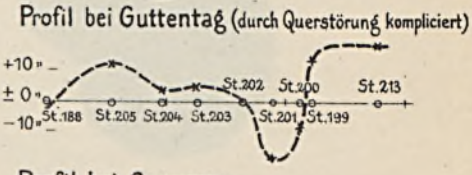


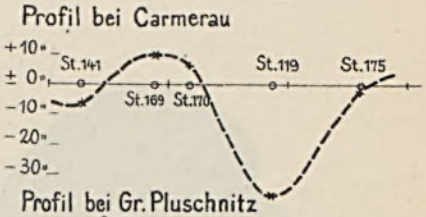


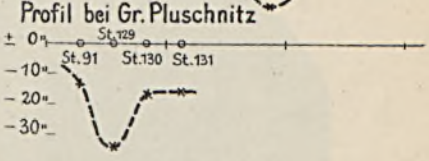












Profile
durch
magnetische Störungen
in
Oberschlesien.

Durchlichtungsdruck d. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG



1



2a



2d



2e



2b



2c



3a



3b



4



2f

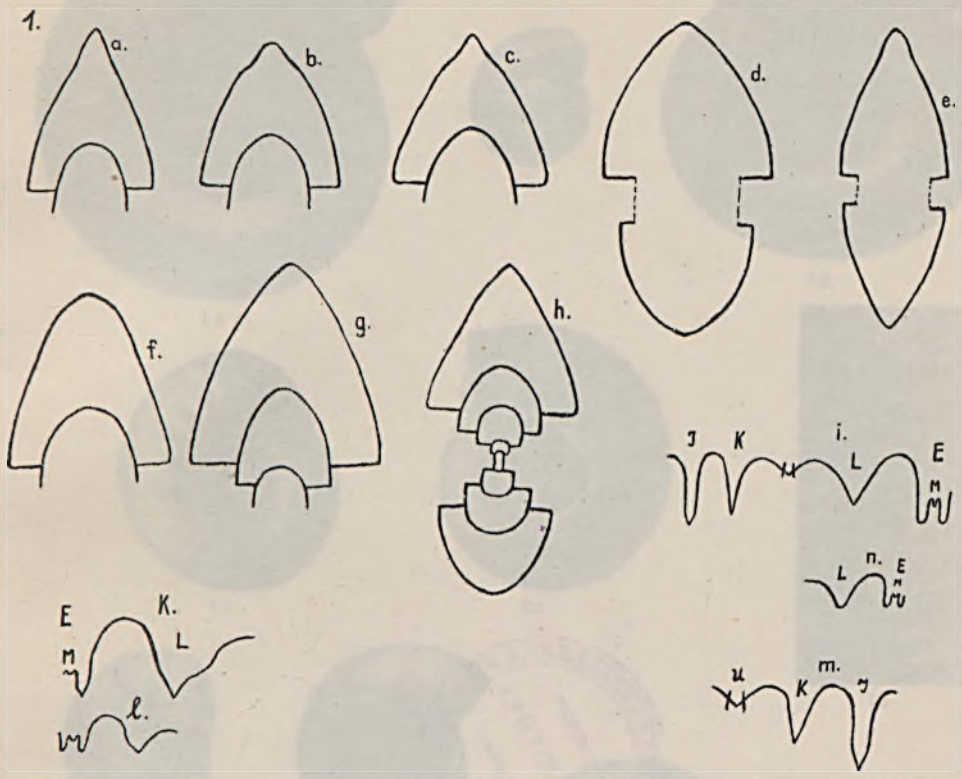


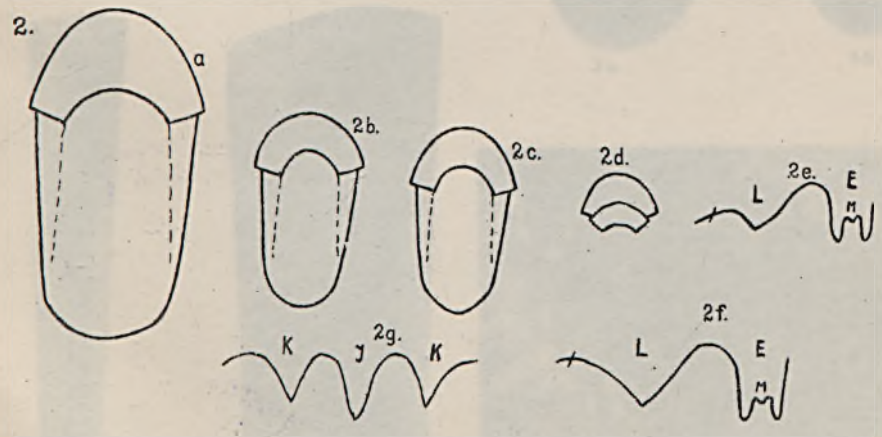
2g

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZA CZYTELNI GŁÓWNEJ
15008





Photolithographie u. Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin


NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG BIBLIOTHEK



1a



1b



1d



1c



2c



1e



2a



2b



3a



3b



4a



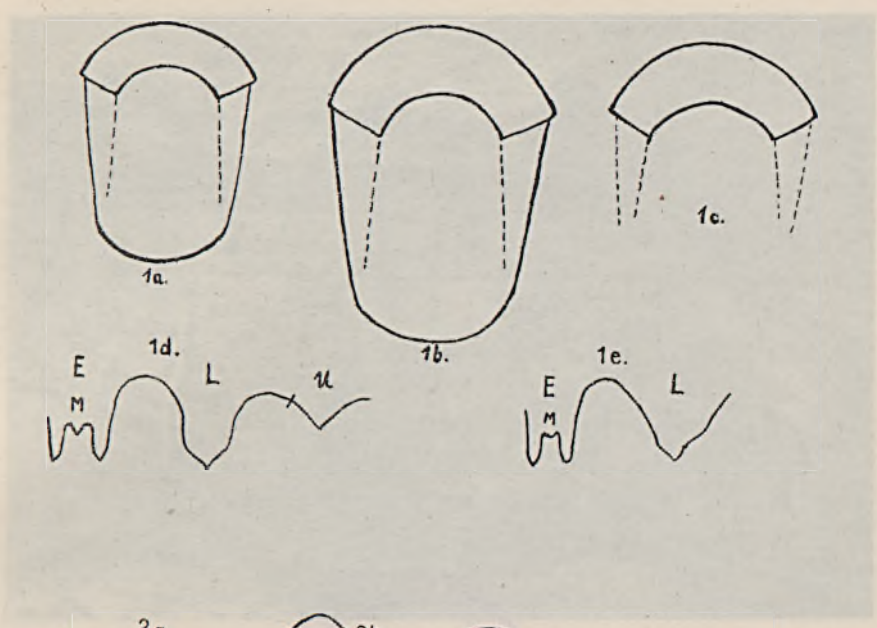
4b

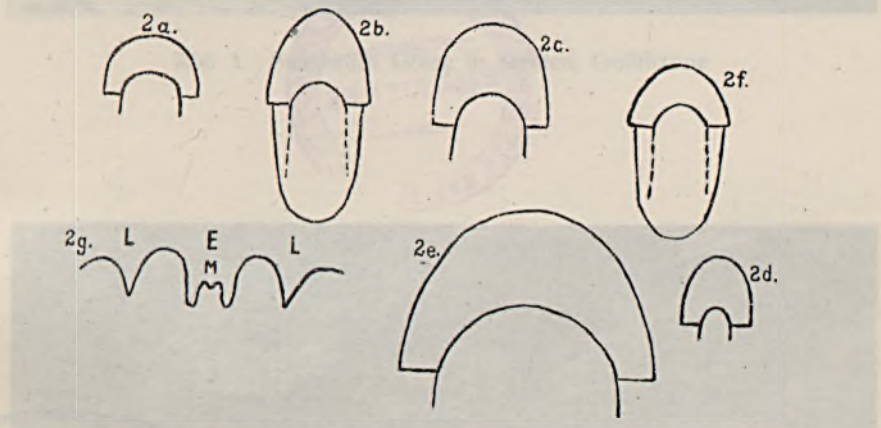


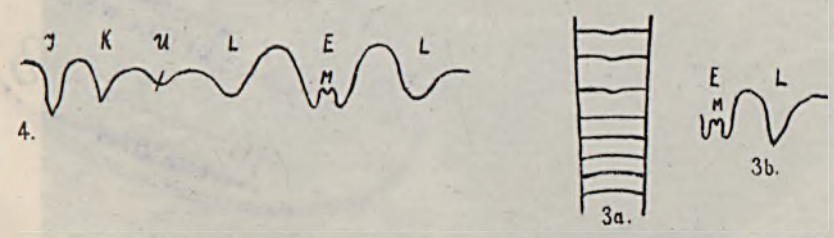
3c

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

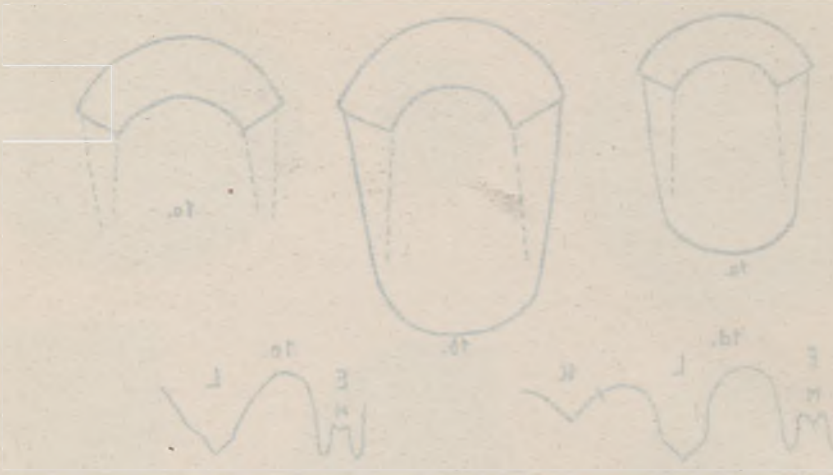
NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT DANZIG
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
BIBLIOTEKA GŁÓWNA
15008







Photolithographie u. Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin





BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
15008

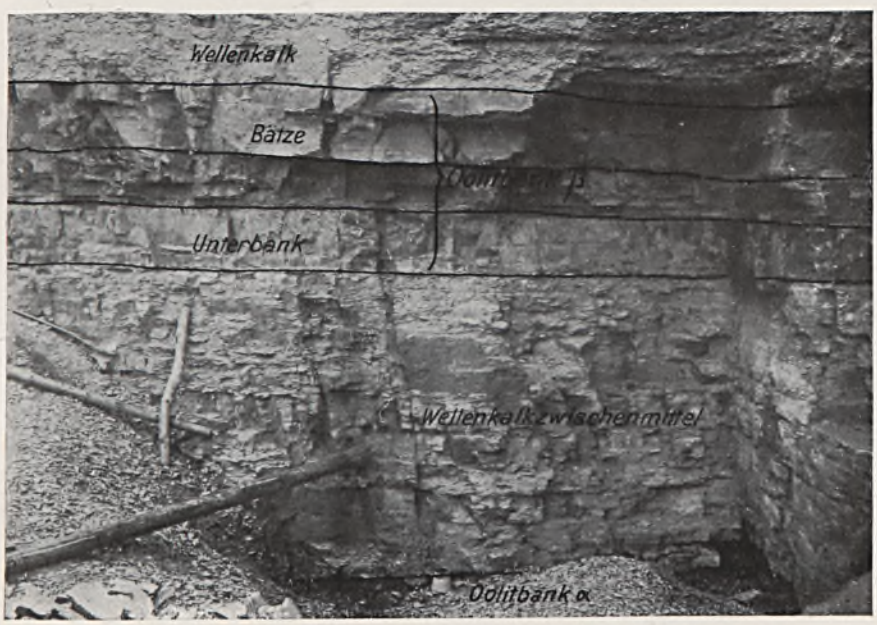


Abb. 1. Steinbruch Götze in Stedten, Oolithzone

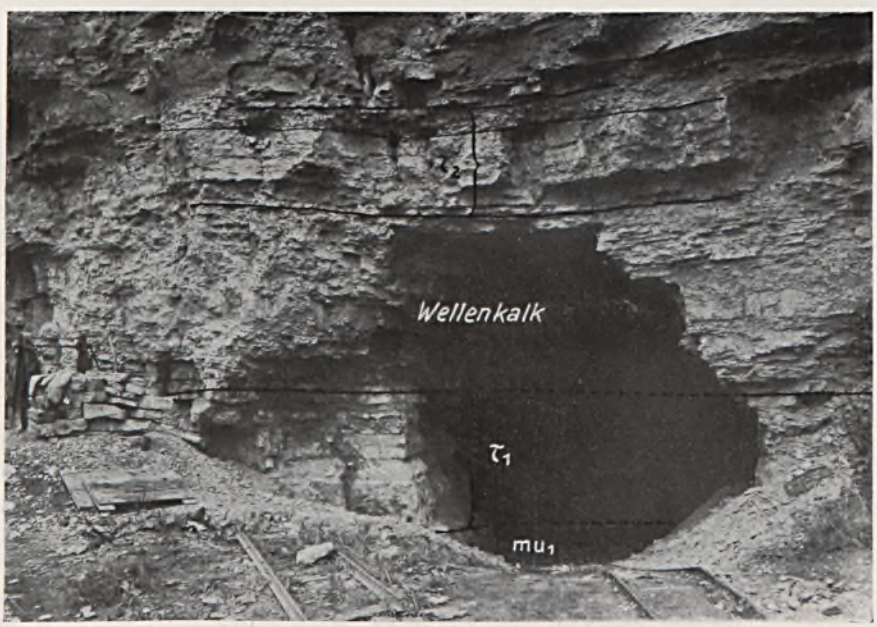


Abb. 2. Steinbruch Hanke, jetzt Schraplauer Kalkwerke, Terebrutol-Zone

Druck von Albert Frisch, Berlin W 35





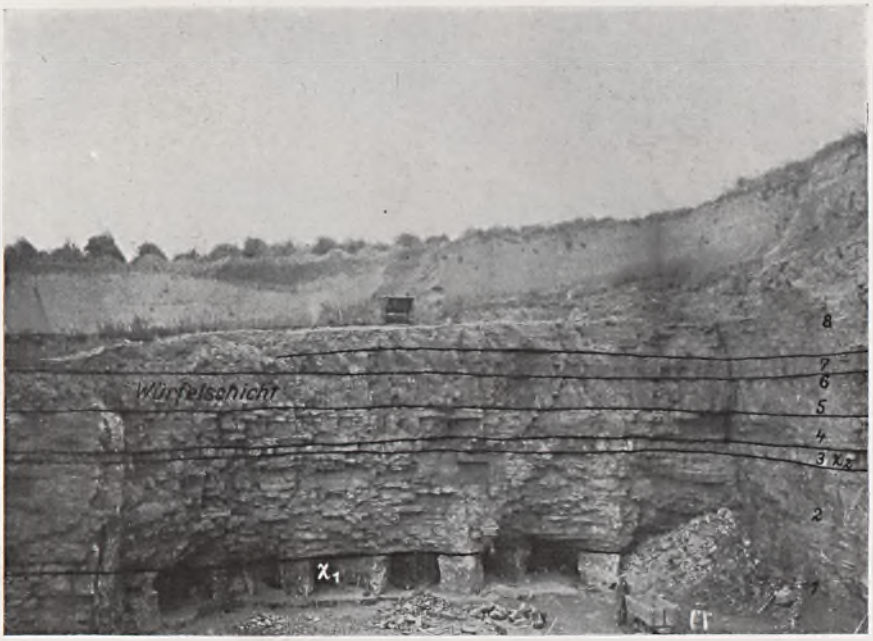


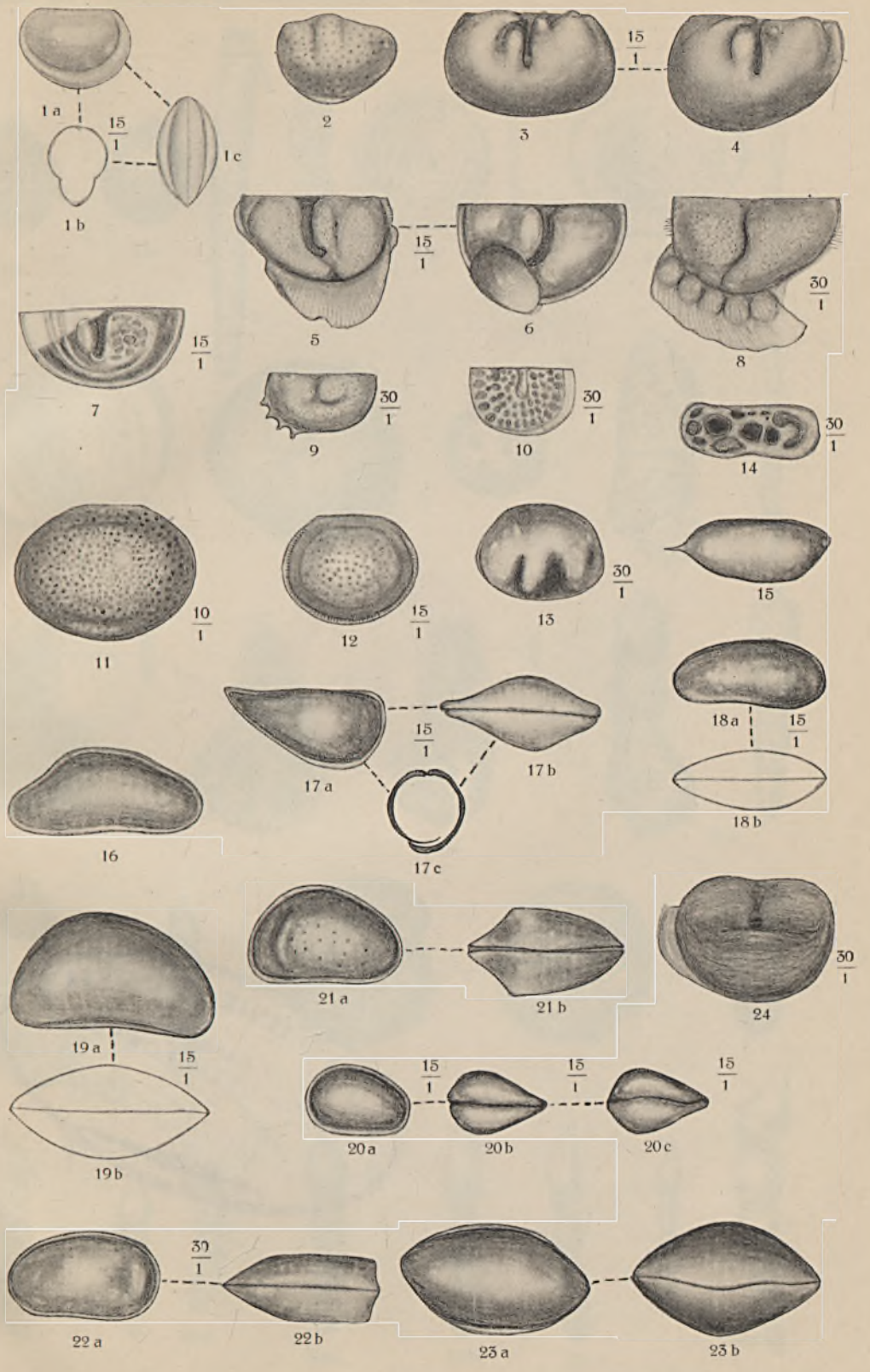
Abb. 3. Steinbruch Rubel-Schraplau, Schaumkalkzone



Abb. 4. Steinbruch Prinz, jetzt Schraplauer Kalkwerke, Schaumkalkzone

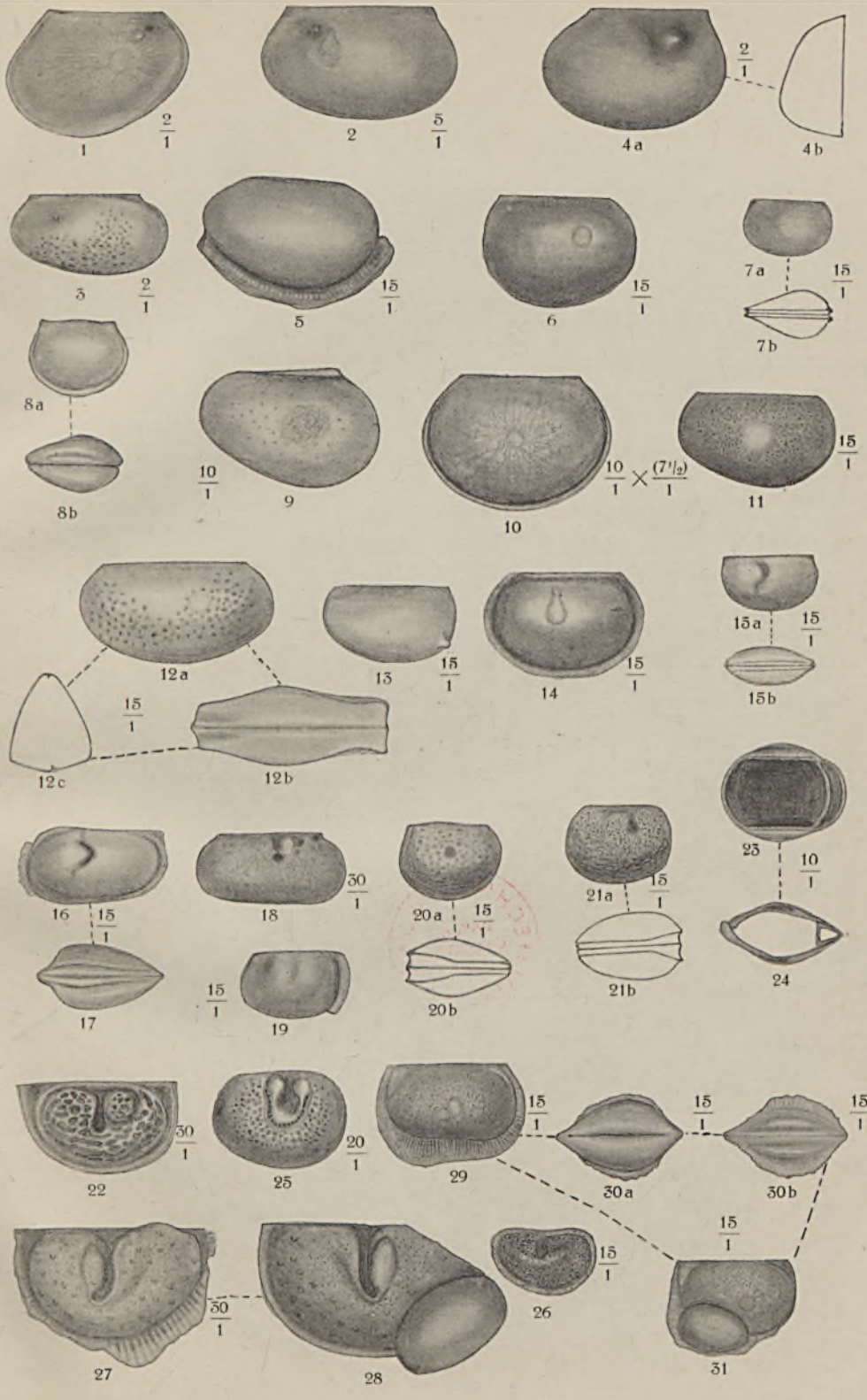
Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG



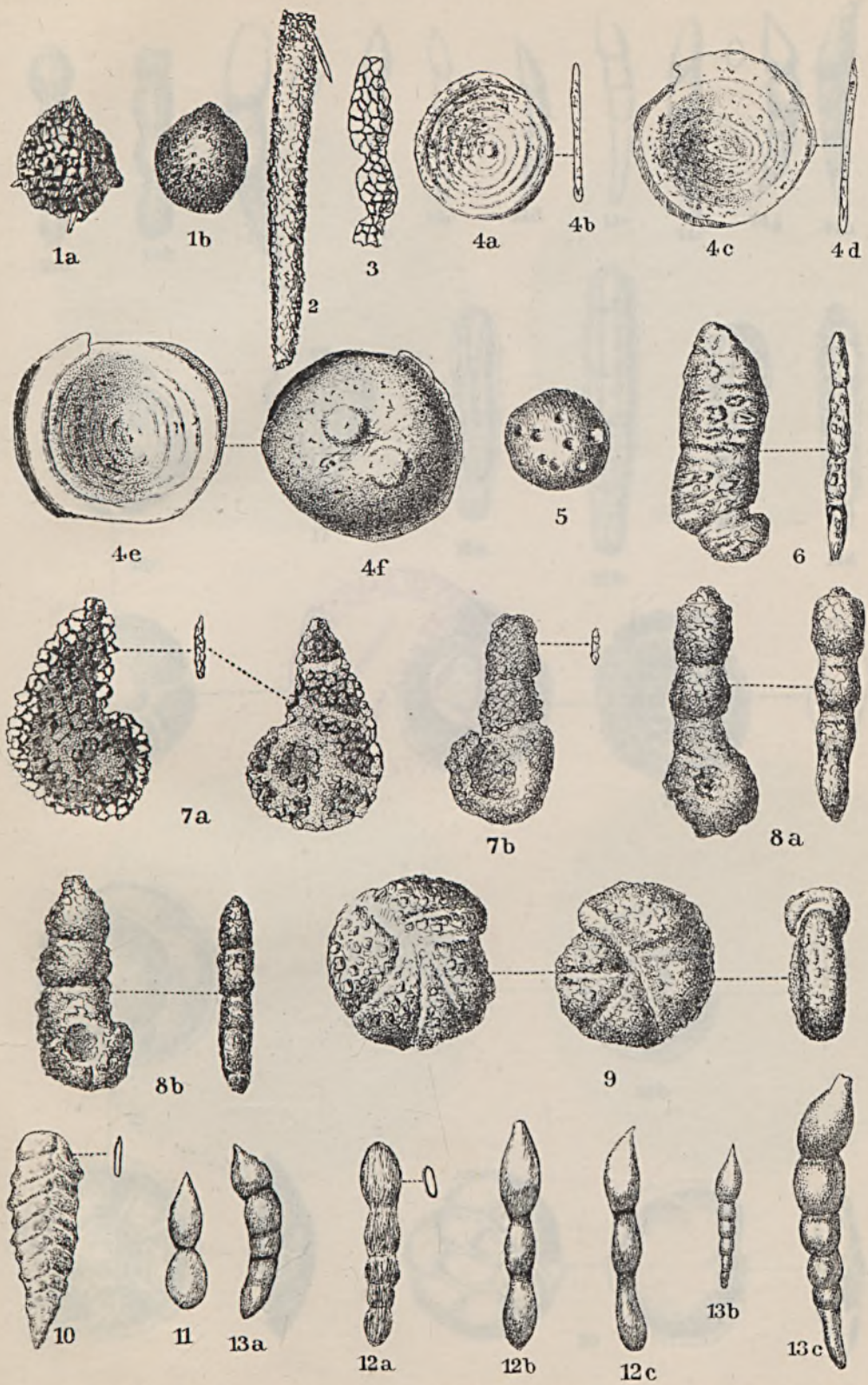
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35

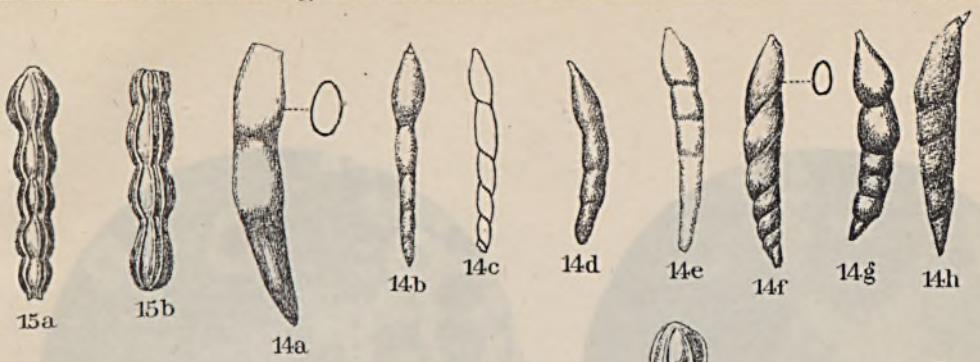
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
1500

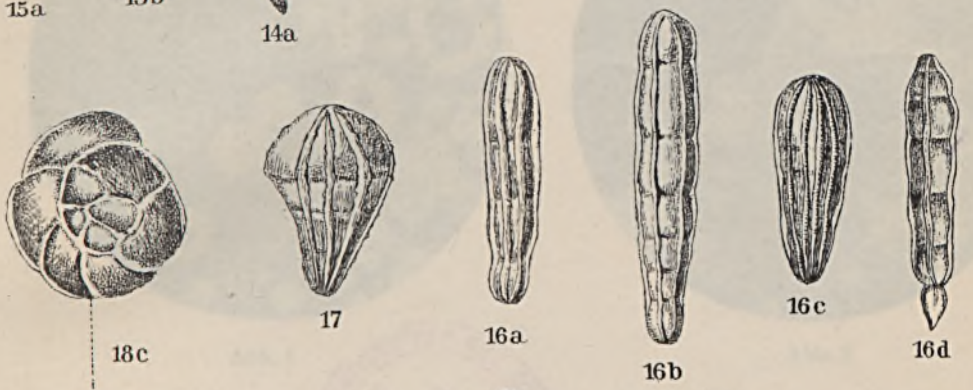


H. Klähn, n. d. Nat. gez.

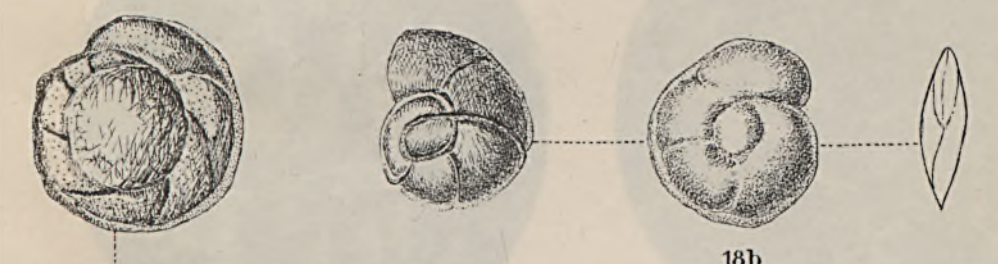
Photolithographie u. Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.













H. Klähn, n. d. Nat. gez. Photolithographie u. Druck der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin.



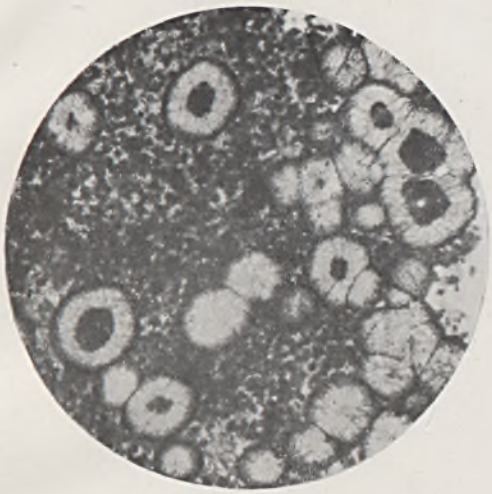


Abb. 1

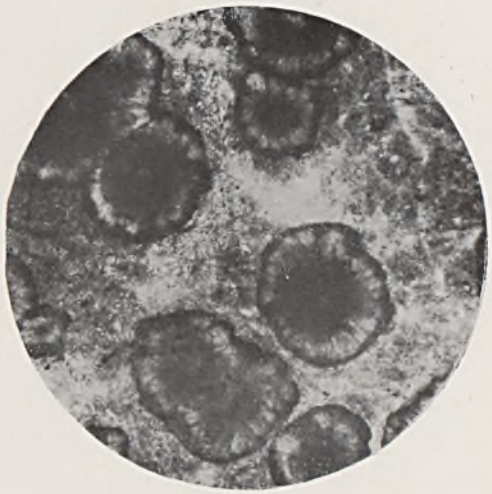


Abb. 2

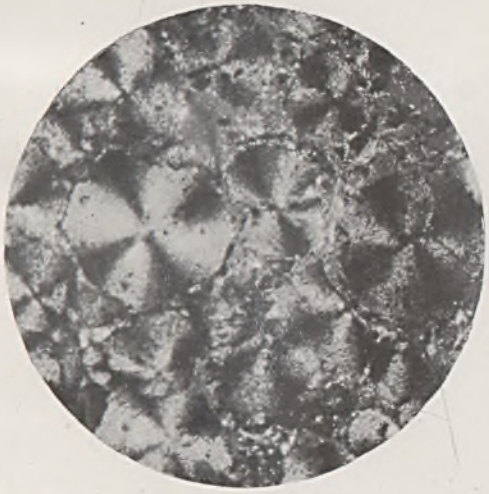


Abb. 3

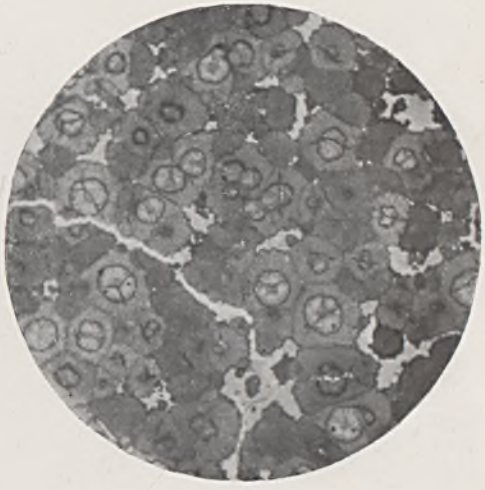


Abb. 4

Druck von Albert Frisch, Berlin W 35

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Buchdruckerei A. W. Schade in Berlin N., Schulzendorfer Straße 26

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15006

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

3. 3. 26. d1.

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej