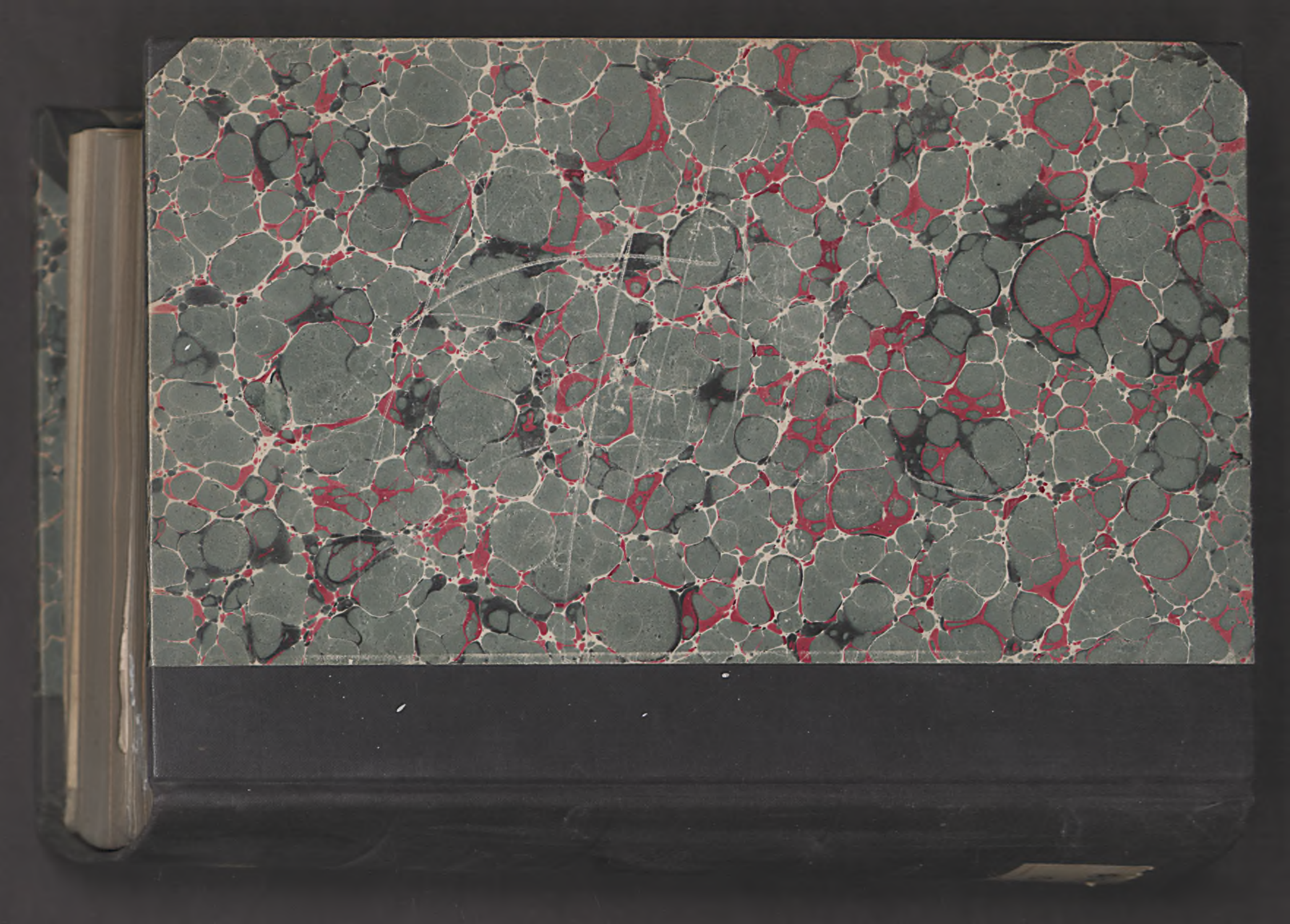


Jahrbuch
der
Preuss. Geolog.
Landesanstalt

40

1921-1922

Do
1588

Do 1588 (N)
4°
34 Taf.





Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Band XL, Teil I.

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

Berlin

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

1921.

7

Inhalt.

Seite

J. Ahlburg†: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. (Hierzu Tafel 1 und 2 Textfiguren) . . . . . 1— 82

E. Naumann und A. Mestwerdt: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. (Hierzu Tafel 2 und 2 Textfiguren) . . . 83—109

F. Bernauer: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. (Hierzu Tafel 3 und 5 Textfiguren) . . . . . 110—199

O. Mügge: Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Palaeozoicums zwischen Albungen und Witzenhausen, besonders des Variolits . . . . . 201—217

J. Stoller: Fossilführende Diluvialschichten bei Krölpa in Thüringen. (Mit 7 Textfiguren) . . . . . 218—267

R. Michael: Zur Kenntnis der Kreidescholle von Oppeln in Oberschlesien. (Mit 1 Textfigur) . . . . . 268—283

P. Ramdohr: Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. (Hierzu Tafel 4 und 3 Textfiguren) 284—355

R. Michael: Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin 356—362

R. Kräusel: Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. III. Über einige Originale Goepperts und neuere Funde. (Hierzu Tafel 5—15 und 1 Textfigur) . . . . . 363—433

O. Hörich: Über Protasolanus, eine neue Lepidophytengattung aus dem deutschen Culm und über die Gattung Asolanus Wood. (Hierzu Tafel 16 und 17) . . . . . 434—459

K. Schlossmacher: Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg im Taunus. (Mit 2 Textfiguren) . . . . . 460—505

C. Gagel: Über Änderungen im Kalkgehalt des Oberen Geschiebemergels in vertikaler Richtung . . . . . 506—508

K. Olbricht: Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz . 509—512

P. Köttgen: Über eine Methode zur Trennung dialytischer Pelite nach dem spezifischen Gewicht . . . . . 513—533

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge.

Von Herrn **Joh. Ahlburg** †.

Hierzu Tafel 1 und 2 Textfiguren.

Seit A. DENCKMANN im Jahre 1896 den ersten Nachweis für das Vorkommen von Silur im Kellerwalde, jenem weit in das mesozoische Vorland hineinragenden Pfeiler am Ostrande des Rheinischen Gebirges, erbrachte[1]), hat die Frage nach der Verbreitung des Silurs am Ostrande des Rheinischen Gebirges und nach den Beziehungen zum Rheinischen Devon besondere Beachtung gewonnen. In einer Reihe wichtiger Arbeiten ist inzwischen neues Beobachtungsmaterial zusammengetragen und damit die Klärung der berührten Frage weiter gefördert worden.

DENCKMANN's grundlegende stratigraphische Arbeiten waren zunächst auf den Kellerwald beschränkt. Sie führten hier zur Feststellung einer mannigfach entwickelten Schichtenfolge mit der Fauna des böhmischen Obersilurs, ferner mächtiger, meist versteinerungsleerer Gesteinsfolgen von Grauwacken, Quarziten, Kieselschiefern und Plattenkalken, die aus stratigraphischen Gründen dem fossilführenden Silur des Kellerwaldes eingegliedert wurden[2]).

[1]) A. DENCKMANN, 1896: Silur und Unterdevon im Kellerwalde. Dies. Jahrb. f. 1896, S. 144 ff. — 1899: Neue Beobachtungen aus dem Kellerwald. Daselbst 1899, S. 291 ff. — 1901: Der geologische Bau des Kellerwaldes. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 34.

[2]) 1901: Tabelle S. 23.

Diese Silurstratigraphie des Kellerwaldes erwies sich in der Folge als sehr fruchtbringend, da sie berufen schien, für eine mächtige fossilleere Schichtenfolge von Gesteinen, die in der Verlängerung des Kellerwaldhorstes nach Südwesten (Hessisches Hinterland) und nach Nordosten (auf der Scheide zwischen Oberharz und Unterharz) wiederkehrt, die lange Zeit vergeblich versuchte endgültige Deutung zu bringen.

Die fraglichen Bildungen im Hessischen Hinterlande[1]), die in der Hauptsache den Kamm der Hörre zwischen Lahn- und Dillmulde aufbauen und daher zunächst kurz als »Hörregesteine« bezeichnet werden sollen, waren von E. Kayser gelegentlich der Aufnahme der Blätter Herborn, Ballersbach, Oberscheld[2]), Niederwalgern und Marburg[3]) ursprünglich zum Culm bezw. Unterdevon gezogen worden, während sie auf den älteren Karten (v. Dechen, R. Ludwig) in ihrer Gesamtheit zum Culm gerechnet sind. Gelegentlich einer gemeinsamen Begehung des Kellerwaldes und des Hörregebietes[4]) wurde im Jahre 1896 die völlige petrographische Übereinstimmung der Hörregesteine mit gewissen Horizonten des Kellerwaldsilurs festgestellt, wie die folgende Zusammenstellung ergibt:

Kellerwald	Hörre
Wüstegartenquarzit	Klippenquarzit
Schiffelborner Quarzit	Schiffelborner Schichten
Urfer Grauwacke mit Plattenkalk	Hörregrauwacke mit Plattenkalk (Gladenbacher Kalk)
Plattenschiefer	Plattenschiefer

Mit dieser wichtigen Feststellung hielt das Silur erstmalig seinen Einzug in das eigentliche Rheinische Gebirge, und entsprechend erschienen die Hörregesteine auf den Blättern Her-

---

[1]) Umfassend etwa das Gebiet, das von der Lahn zwischen Biedenkopf und Wetzlar im Norden, Osten und Süden, von der Dill im Westen umschlossen wird.

[2]) Lieferung 101 der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1907.

[3]) Lieferung 212 der Geologischen Spezialkarte von Preußen. Berlin 1915.

[4]) Bericht der Herren L. Beushausen, A. Denckmann, E. Holzapfel und E. Kayser über eine gemeinschaftliche Studienreise. Dies. Jahrb. 1896, S. 278.

born, Ballersbach usw. in Anlehnung an die Kellerwaldstratigraphie als Silur. Die Hoffnung freilich, auch die im Kellerwald nachgewiesenen fossilführenden Silurhorizonte im Dillgebiete aufzufinden, blieb in der Folge und bis heute vergebens; denn in der Hörre fanden sich auffälligerweise als Vertreter des »Kellerwaldsilurs« bislang nur die Gesteinsgruppen, die auch im Kellerwalde ohne bezeichnende Versteinerungen entwickelt sind.

Ungeklärt blieben ferner folgende Erscheinungen: Kommt dem Gesteinszuge der Hörre in seiner Gesamtheit silurisches Alter zu, so bildet er offenbar, als Scheide zwischen den vorwiegend aus jungdevonischen und culmischen Gesteinen aufgebauten Mulden des Lahn- und Dillgebietes, einen Sattel; demnach müßte man erwarten, daß der Klippenquarzit, der den Kern des Hörrezuges bildet, das älteste Gesteinsglied der Hörre darstellt, während er nach den im Kellerwalde erzielten stratigraphischen Ergebnissen das jüngste Schichtenglied der Hörre bilden sollte. Ferner müßte man erwarten, daß an den Sattelflügeln des Hörresilurs das ältere Devon zutage tritt, das in gewaltiger Mächtigkeit die Dillmulde im Nordwesten und Westen (Siegerland und Westerwald), die Lahnmulde im Westen, Süden und Südosten (Taunusvorland) umrahmt. Das Unterdevon fehlt jedoch gerade dort, wo man es hätte vermuten sollen, nämlich auf der Grenze zwischen den Hörregesteinen und den jungdevonischen Schichten der Lahn- und Dillmulde; erst dort, wo der Gesteinszug der Hörre — etwa östlich der Linie Niederweidbach, Groß-Altenstädten — sich plötzlich von einer mittleren Breite von 3 km auf über 10 km erweitert, erscheinen inmitten der Hörregesteine mehrere in unregelmäßige Schollen aufgelöste Züge von Unterdevon[1]). Sie bestehen aus einer mächtigen Schichtenfolge von Grauwacken und Quarziten und bergen zum Teil reiche Faunen der Unterkoblenz- und Ober-

[1]) Die hauptsächlichen Unterdevonzüge sind: a) Frankenbach-Weipoltshausen-Rollshausen-Damm, b) Niederweidbach-Rodenhausen-Mornshausen-Willershausen, c) Endbach-Gladenbach-Runzhausen.

koblenzstufe in der Facies des benachbarten rheinischen Unterdevons[1]).

Die mächtige Entwicklung der rheinischen Koblenzstufe inmitten des Hörresilurs an den genannten Stellen mußte einiges Befremden erwecken, nachdem wenige Kilometer nordöstlich von Weipoltshausen, nahe dem Ostrande des alten Gebirges, innerhalb der gleichen Hörregesteine hercynisches Unterdevon (Unterdevon in böhmischer Facies) auf einem rd. 3 km langen Zuge festgestellt war[2]), das nach der neuerdings von F. Herrmann veröffentlichten paläontologischen Bearbeitung[3]) den Zeitraum von der oberen Grenze der Siegener Stufe bis an die untere Grenze des Unteren Mitteldevons umfassen soll, also zeitlich eine Vertretung der Koblenzstufe in völlig abweichender, böhmischer Facies bilden würde. Der Hercynzug von Hermershausen—Dammühle verdiente aber noch ein weiteres Interesse, weil es dem Bearbeiter seiner Fauna gelang, in seiner unmittelbaren Nachbarschaft, wenngleich auch bisher nur in losen Geröllen, Graptolithen zu finden und damit den ersten und bis vor kurzem einzigen unzweifelhaften Nachweis für das Vorkommen des Silurs innerhalb des Rheinischen Gebirges zu erbringen[4]).

Trotz dieser wichtigen Entdeckung blieben an der Altersstellung der eigentlichen Hörregesteine doch wesentliche Zweifel bestehen, die sich vor allem bei der geologischen Spezialaufnahme des nördlichen Lahngebietes in den letzten zehn Jahren ergaben. Die gelegentlich dieser Aufnahmearbeiten erzielten Ergebnisse konnte ich bereits 1913 in einem Vortrage bekannt

---

[1]) K. Walther, Unterdevon zwischen Marburg a. L. und Herborn. N. Jahrb. f. Min. 1903, Beil.-Bd. XVII, S. 1 ff. — F. Herrmann: Über eine Unterkoblenzfauna mit *Palaeosolen costatus* Sdbg. bei Weipoltshausen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1911, Bd. 63, Mon.-Ber. S. 167 ff.

[2]) E. Kayser, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1906, Mon.-Ber. S. 213.

[3]) F. Herrmann, Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. Dies. Jahrb. 1912, I, S. 305 ff.

[4]) Sitzungsbericht der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften. Marburg 1908, Nr. 5, S. 122.

geben[1]); die Absicht freilich, die damals mitgeteilten Beobachtungen in erweiterter Form schriftlich niederzulegen, mußte infolge des Krieges zurückgestellt werden. Inzwischen steht die Veröffentlichung der geologischen Spezialaufnahme des Lahngebietes[2]) unmittelbar bevor, so daß ich mich bewogen sehe, jene bereits 1913 mitgeteilten Beobachtungen in etwas umgearbeiteter und erweiterter Form zu veröffentlichen, um die veränderte Auffassung zu begründen, die ich bei der Aufnahme jener Blätter bezgl. der »Hörregesteine« und einiger anderer Bildungen eingenommen habe. Eine solche Zusammenfassung der Ergebnisse erscheint heute um so mehr am Platze, als sich inzwischen durch die auf den ersten Blick vielleicht überraschende Auffindung des Obersilurs südlich von Gießen unsere Kenntnis von der Verbreitung des Silurs am Ostrande des Gebirges nicht unwesentlich erweitert hat, und damit die von mir bereits 1913 angeschnittene Frage nach den Beziehungen des fossilführenden Obersilurs zu den in der Hörre verbreiteten fossilleeren Gesteinsfolgen eine neue Beleuchtung erfährt. Dabei zwingt mich freilich die Beschränkung, die ich mir in Anbetracht des umfangreichen Stoffes auferlegen muß, bezüglich mancher Einzelheiten auf die im Druck befindlichen Erläuterungen zu den genannten Blättern mehrfach zu verweisen und das Thema etwas programmatisch zu behandeln.

Zur Einführung in die folgenden Darlegungen und zur Erläuterung der beigegebenen Kartenskizze (Taf. 1) muß ich zunächst eine kurze Beschreibung der geologischen Einheiten geben, die das in Rede stehende Gebiet beherrschen.

I. Das Lahnmuldengebiet.

Wie bereits in mehreren Einzelveröffentlichungen ange-

[1]) Über Transgressionen und Faltungsphasen im Palaeozoicum des Lahngebirges. Vortrag in der Festsitzung zum 40jährigen Jubiläum der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 27. November 1913.

[2]) Lieferung 208 der Geologischen Spezialkarte von Preußen, umfassend die Blätter Braunfels, Merenberg, Weilburg, Weilmünster.

deutet[1]) und in den Erläuterungen der Lieferung 208 näher ausgeführt ist, zeigt das jüngere Devon in der Lahnmulde — und das gleiche gilt für die geologisch nahverwandte Dillmulde — eine auffällige facielle Differenzierung in drei Zonen, deren Entstehung auf verschiedene Ablagerungsbedingungen innerhalb der einzelnen Teile der Mulde zurückzuführen ist.

a) Muldenzone.

Im Innern der heutigen Mulde (Muldenzone) ruht auf Oberem Unterdevon[2]) in rheinischer Facies das Untere Mitteldevon in der Facies der Tentaculitenschiefer, dunkler meist kalkiger, gelegentlich auch sandiger und glimmerreicher Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen und örtlich mit reicher Fauna (Leun[3]), Klein-Altenstädten[4]), Niedershausen, Aßlar, Nauborn, Blasbach u. a. O.). Darüber folgt das Obere Mitteldevon in zum Teil weit über 1000 m Mächtigkeit, bestehend aus Diabastuffen (Schalstein) mit Ergußdecken von Diabasmandelstein und Einlagerungen von Stringocephalenkalk. Der letztere schwillt an den Außenrändern der Muldenzone zu mächtigen und langgestreckten Riffkalkzügen an, die zum Teil über die Grenze des Mitteldevons hinaus bis ins Oberdevon (Iberger Kalk) fortgewachsen sind. Den Abschluß des Oberen Mitteldevons und damit zugleich der ersten Haupteruptivphase des Lahngebietes bildet

---

[1]) Joh. Ahlburg, Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Dies. Jahrb. 1910, I, S. 448 ff. — Desgl. Aufnahmeber. Bl. Merenberg, dass. 1910, II, S. 465; Bl. Weilburg, dass. 1911, II, S. 438; Bl. Weilmünster, dass. 1914, II, S. 556.

[2]) Das Unterdevon erscheint innerhalb der jungdevonischen Muldenschichten in mehreren schmalen Sattelaufbrüchen, deren wichtigste folgende sind: Unterdevonsattel des Wolfersberges (Bl. Weilburg), Unterdevonsattel zwischen Probbach-Dillhausen-Obershausen (Bl. Merenberg), Unterdevonsattel Niedergirmes-Blasbach (Bl. Wetzlar und Rodheim), Unterdevonsättel Tiefenbach-Leun und Niederbiel-Kleinaltenstädten (Bl. Braunfels). Auf der Karte ist das ganze Lahnmuldengebiet in einer Farbe zusammengefaßt.

[3]) Burhenne, Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 29.

[4]) E. Holzapfel, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 16, S. 381.

ein horizontbeständiges Roteisensteinlager, das aus der Sedimentation postvulkanischer Eisenexhalationen dieser Eruptivperiode hervorgegangen ist[1]). Das Oberdevon besteht zu unterst vorwiegend aus Flaser- und Plattenkalken (Intumescensstufe) mit zum Teil reicher Fauna; darüber folgen die bekannten, lebhaft rot- und grüngefärbten Cypridinenschiefer, zum Teil mit einem jüngeren Flaserkalkhorizont (Clymenienstufe) und als Abschluß des Devons eine mächtige Diabasergußdecke (Deckdiabas), als dessen Durchbruchsteile die das ganze Oberdevon und zum Teil auch das ältere Devon durchschwärmenden Stöcke und Gänge von körnigem Diabas zu deuten sind (zweite Eruptivphase).

Über dem Deckdiabas folgt als Abschluß dieser zweiten, oberdevonischen Eruptivphase ebenfalls ein Roteisensteinhorizont, der nach oben allmählich, d. h. also ohne Unterbrechung in der Sedimentation, in den konkordant das Devon überlagernden Culmkieselschiefer übergeht. Darüber folgen weiterhin Culmtonschiefer und Culmgrauwacken, beide durch Wechsellagerung eng verknüpft.

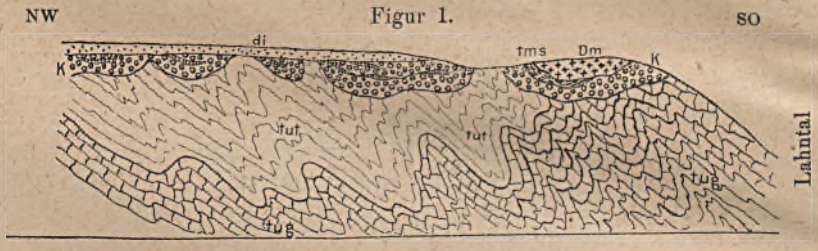
b) Nördliche Randzone.

Zwischen der Muldenzone und dem Nordrande der Lahnmulde (nördliche Randzone) ändert sich der Schichtenbau des Devons schrittweise; stark gefaltetes Unterdevon wird transgredierend überlagert von Oberem Mitteldevon, dessen Basalkonglomerate zum Teil unmittelbar auf Unterkoblenzschichten aufruhen. (Schalsteinkonglomerate auf Grauwacke der Unterkoblenzstufe am Daberg bei Niedershausen, Blatt Merenberg; Massenkalk, flach transgredierend über gefaltete Oberkoblenzschichten und Koblenzquarzit am Wolfersberg, Blatt Weilburg; Porphyrkonglomerate, mit Geröllen von Unterkoblenzgrauwacke und Koblenzquarzit am Südwestrande der Lahnmulde zwischen Fachingen und Balduinstein.)

[1]) Vergl. Joh. Ahlburg, Über die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1917, Heft 2 u. 3.

Statt ausführlicher Beschreibung füge ich hier nur eine Skizze des schönen Profils am Westabhange des Kehrberges nördlich von Balduinstein (Bl. Schaumburg) ein und verweise im übrigen auf die Erläuterungen der Blätter Merenberg und Weilburg[1]).

Figur 1.



Profil an der Westseite des Kehrberges bei Balduinstein.
di = Diluvialterrasse, tms = Schalstein, Dm = Diabas,
K = Keratophyr-Konglomerat mit Keratophyr-Tuffbänken,
tut = Oberkoblenzschichten, tug = Unterkoblenzschichten.

Besondere Erwähnung verdient noch das Basalkonglomerat im obermitteldevonischen Schalstein am Daberg bei Niedershausen. Es enthält neben zahlreichen Geröllen von Unterkoblenzgrauwacke, mitteldevonischem Porphyr und Stringocephalenkalk, welch letzterer die Unterdevonklippe in kleinen Riffen umgibt, bis über kopfgroße Gerölle von Klippenquarzit, dessen nächstes zutage anstehendes Vorkommen mehr als 10 km weit entfernt ist.

Diese Transgression des Oberen Mitteldevons am Nordrande der Lahnmulde über gefaltetes Unterdevon und Klippenquarzit setzt voraus:

1. eine Faltung des älteren Devons einschließlich des älteren Mitteldevons, das mit dem Oberen Unterdevon stets eng verwachsen ist und dieses konkordant überlagert;
2. Einbrüche an den Außenrändern der »Muldenzone«, über die hinweg das Obere Mitteldevon, teilweise unter Zerstörung des älteren Devons, transgredierte.

Da die gleichen Verhältnisse sich am Südostrande der

[1]) Lieferung 208 der Geologischen Spezialkarte von Preußen.

Lahnmulde wiederholen, so folgt, daß das Muldeninnere der heutigen Lahnmulde ein zu Beginn des Oberen Mitteldevons angelegter tektonischer Graben ist. Mit dieser Feststellung erklären sich zugleich folgende stratigraphische Eigenarten in der Entwicklung des jüngeren Devons der Lahnmulde:

1. die Abnahme der Mächtigkeit des Oberen Mitteldevons von der Muldenzone zur nördlichen und südlichen Randzone, wo es zum Teil nur noch in einer Mächtigkeit von wenigen Metern zwischen Unterdevon und Oberdevon entwickelt ist;
2. die Verteilung und Entwicklung der dem Oberen Mitteldevon und Oberdevon angehörenden Massenkalkzüge des Lahngebietes.

Sie begleiten die Grenze der Muldenzone gegen die beiden Randzonen in Mächtigkeiten von zum Teil über 500 m, keilen nach dem Muldeninnern (offene See) ziemlich unvermittelt aus, während sie nach der Randzone durch allmähliche Übergänge (Verzahnung) mit den begleitenden gleichaltrigen Sedimenten innig verwachsen sind[1]).

Die soeben in der Lahnmulde geschilderten Verhältnisse wiederholen sich in ähnlicher Weise in der nördlich des Hörrezuges gelegenen Dillmulde, die in vielen Beziehungen ein getreues Spiegelbild der Lahnmulde ist. Ein Blick auf die geologische Spezialaufnahme dieses Gebietes[2]) genügt, um zu erkennen, daß auch im Innern dieser Mulde das Obere Mitteldevon und zum Teil das Oberdevon, auf Unterem Mitteldevon normal auflagernd (Nanzenbach—Wissenbach), bis über 1000 m mächtig entwickelt ist, während nahe dem Südrande der Mulde das Obere Mitteldevon (Porphyr, Schalstein mit Diabas und kleinen Riffkalklinsen) einerseits über Unterdevon transgrediert

[1]) Vergl. den Idealschnitt durch die östliche Lahnmulde, Erl. Bl. Braunfels, Taf. 1, Fig. 2. Diese sich in zahlreichen Profilen wiederholende eigentümliche Gestaltung der Massenkalkriffe erinnert an die Ausbildung der rezenten Korallenriffe (Wallriff mit dem der Küste zugekehrten Flachriff).

[2]) Vergl. Bl. Herborn, Ballersbach, Oberscheld. Lief. 101 der Geol. Spezialkarte von Preußen.

(Schalstein mit groben Transgressionskonglomeraten auf Unterkoblenzschichten auf dem Zuge zwischen Bicken, Überntal, Hartenrod, Bl. Oberscheld), andererseits rasch an Mächtigkeit verliert, um schließlich in der äußersten Randzone, hart an der Grenze gegen die Hörregesteine, auf wenige Meter zusammenzuschrumpfen. In dieser äußersten Randzone besteht das ganze Mittel- und Oberdevon aus einer 12—16 m mächtigen geschlossenen Folge von Goniatitenkalken, bekannt unter dem Namen der Bickener Goniatitenkalkfacies[1]). Nur einzelne Tuffbrocken und -bomben innerhalb der dem Oberen Mitteldevon angehörigen schwach entwickelten Kalke deuten auf die Eruptivmassen, die sich gleichzeitig im Norden (Dillmulde) und Süden (Lahnmulde) zu gewaltiger Mächtigkeit auftürmten.

Die Bickener Kalkfacies, die wie gesagt auf die schmale Grenzzone der Dillmulde gegen den Hörrezug beschränkt ist, reicht vielerorts vom Unteren Mitteldevon bis ins Obere Oberdevon; sie gliedert sich faunistisch in folgende Zonen: Ballersbacher und Günteröder Kalk (Unteres Mitteldevon), Odershäuser Kalk und Kalk mit *Terebratula pumilio* (Oberes Mitteldevon), Intumescenskalk (Unteres Oberdevon), Clymenienkalk (Oberes Oberdevon). In der gleichen zonaren Beschränkung erscheint die Bickener Kalkfacies auch hart am Nordrande des Kellerwaldquarzitzuges und endlich im Oberharz am Nordwestrande des Bruchberg-Ackerzuges wieder. Denckmann hat in seinen die devonischen Goniatitenkalke betreffenden Arbeiten (Dieses Jahrb. 1894, S. 8 ff; Abh., N. F., Heft 34, S. 32 ff.) die Auffassung vertreten, daß die Goniatitenkalke der Bickener Facies eine allgemein zur Ablagerung gelangte mittel- und oberdevonische Schichtenfolge bilden, und daß demnach etwa in der Nachbarschaft entwickelte mittel- und oberdevonische Schichtenglieder anderer Art entweder jünger oder älter als die Goniatitenkalkfolge sein müßten. Dieser Anschauung widerspricht aber die in der Lahn- und Dillmulde und inzwischen auch durch die

[1]) Vergl. Erl. Bl. Oberscheld und Ballersbach.

Aufnahme im Oberharz einwandfrei erwiesene Tatsache, daß die unmittelbar am Nordwestrande des Quarzitzuges (Hörre—Kellerwald—Bruchberg-Acker) in geringer Mächtigkeit und geschlossener Folge entwickelten Zonen im anschließenden Muldengebiet sich in einzelne Kalksteineinlagerungen auflösen, die durch mächtige Schichtenfolgen von klastischen Sedimenten und Eruptivgesteinen getrennt werden. Daraus folgt, daß die eigenartige Bickener Kalkfacies nur eine zonare, auf die unmittelbare Nachbarschaft des Hörrezuges beschränkte Verbreitung besitzt, und daß der auffällige Unterschied in der Facies und in der verschiedenen Mächtigkeit der mittel- und oberdevonischen Schichten seinen Grund nur in den gänzlich verschiedenen Ablagerungsbedingungen im Muldengebiet und im Randgebiet haben kann.

Auffälligerweise scheint die Bickener Kalkfacies auf den Nordrand des Hörrezuges beschränkt zu sein und im Süden zu fehlen. Im Kellerwalde sind schwache Andeutungen für das Vorkommen auch auf der Südseite des Quarzitzuges vorhanden[1]). Indessen muß berücksichtigt werden, daß die Beobachtungsverhältnisse am Südrande der Dillmulde unvergleichlich günstiger als am Nordrande der Lahnmulde liegen, weil dort die Schichten infolge starker isoklinaler Faltung zu schmalen Sätteln und Mulden zusammengepreßt sind, die eine ständige Beobachtung der Gesteinsentwicklung von der Muldenzone bis zum Südrande gestatten, während am Nordrande der Lahnmulde die Schichten, aus später noch zu berührenden Gründen, meist flach liegen und außerdem im Osten, der hier besonders interessiert, durch transgredierende Auflagerung von Culm (Culmtafel des Lemptales, Bl. Ballersbach) und durch die Überschiebung der Lahnmuldenschichten auf das nördliche Randgebiet der Beobachtung entzogen sind.

---

[1]) Adorfer Kalk und Clymenienkalk am Silberstollen bei Densberg. Vergl. Denckmann, dies. Jahrb. 1896, S. 158.

II. Das Oberdevon in der nördlichen Randzone der Lahnmulde und seine Beziehungen zum »Hörresilur«.

Aus den angedeuteten Verhältnissen ergibt sich folgendes Bild:

Die in den Muldengebieten (Lahn- und Dillmulde) in großer Mächtigkeit entwickelten Schichten des jüngeren Devons (Oberes Mitteldevon und Oberdevon) transgredieren an den Außenrändern gegen das Hörregebiet über vorgefaltete unterdevonische Gesteine und verlieren in gleicher Richtung unter auffälligem Wechsel der Facies rasch an Mächtigkeit. Daraus folgt, daß der Kern des Hörrezuges eine langgestreckte Sattelaxe bildet, die bereits zum Beginne des Oberen Mitteldevons horstartig aus dem benachbarten Muldengebiet aufragte, und über deren stark gefaltete ältere Schichtenglieder hinweg das jüngere Devon transgredierte. Da die ältesten durch Fossilführung bestimmten Schichten (Unterkoblenz) an den beiden Außenrändern des Horstes zutage treten, müßte der Kern des Sattels aus noch älteren Gesteinen bestehen, und damit erfährt die Annahme des silurischen Alters der Hörregesteine eine gewisse Bestätigung.

Indessen treten am Nordwestrande der Lahnmulde einige dieser Hörregesteine in so innige Beziehung zum benachbarten jüngeren Devon der Muldenzone, daß an ihrem jüngeren Alter ein Zweifel nicht bestehen kann.

Die in der Hörre vertretenen und von E. Kayser a. a. O. auf Grund von Vergleichen mit dem Kellerwaldsilur unterschiedenen Gesteine gehören in der Hauptsache zwei Gruppen der von Denckmann[1]) aufgestellten Schichtenfolge an:

1. Dem System des Kellerwaldquarzites, in der Hörre vertreten durch Klippenquarzit und Schiffelborner Schichten;
2. dem System der Urfer Schichten, in der Hörre vertreten durch Plattenschiefer, Hörregrauwacke, Gladenbacher Kalk und Tonschiefer mit Kieselschiefern.

[1]) Vergl. 1901, S. 23.

Die dritte Gruppe des Kellerwaldsilurs, das System der Steinhornschichten mit seinen vorwiegend die reiche obersilurische Fauna des Kellerwaldes bergenden Gesteinshorizonten, ist dagegen bisher weder in der Hörre noch im Hessischen Hinterlande mit Sicherheit nachgewiesen worden.

Von den beiden in der Hörre vertretenen Gesteinsgruppen, die hier kurz als System des Klippenquarzites und System der Hörregrauwacke bezeichnet werden sollen, treten nur die Schichten des Systems der Hörregrauwacke in Beziehung zu den jungdevonischen Muldenschichten; wir haben also beide zunächst scharf von einander zu trennen.

Die Übergangsbildungen zwischen dem System der Hörregrauwacke und dem jüngeren Devon der Lahnmuldenschichten erfordern eine etwas eingehende Besprechung.

Wie bereits erwähnt, werden die Schichten der nördlichen Randzone im östlichen Teile der Lahnmulde (Bl. Rodheim, Ballersbach, Herborn) durch die Culmtafel des Lemptales und die flachen Überschiebungsdecken des jüngeren Devons der Muldenzone[1]) völlig verdeckt. Erst in der Gegend des Ulmtales (Bl. Merenberg) verschwinden die flachen Überschiebungsdecken der Muldenzone und die ihnen nördlich vorgelagerte Culmtafel, so daß der devonische Untergrund der nördlichen Randzone zutage tritt. Hier folgt nun auf den Schalstein des Oberen Mitteldevons, der dem Unterdevon transgredierend aufruht, das in der ganzen Lahnmulde als horizontbeständiges Schichtenglied entwickelte Roteisensteinlager (Grenzlager zwischen Mittel- und Oberdevon) und als wahres Hangendes dieser Schichten die Serie der Hörregrauwacken. Da die durch das Roteisensteinlager gekennzeichnete Grenze zwischen Oberem Mitteldevon und den fraglichen Schichten auf über 1 km Länge durch ausgedehnte Grubenbaue erschlossen ist, kann an der normalen Schich-

[1]) Vergl. E. Kayser, Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Dies. Jahrb. 1900, S. 7 ff. — Joh. Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Mon.-Ber. S. 300 ff.

tenfolge trotz der starken Störungen in diesem Gebiete[1]) kein Zweifel bestehen. Das Oberdevon in der nördlichen Randzone der Lahnmulde wird also durch dieselben Gesteine (dunkle Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen, Plattenschiefer, plattige Grauwacken, dichte, hellgraue Plattenkalke, Kieselschiefer) gebildet, die den Hauptanteil am Aufbau des nördlich anschließenden Zuges der Hörre nehmen und auf den Nachbarblättern der Dillmulde auf Grund von Vergleichen mit Kellerwaldgesteinen dem Silur zugestellt worden sind.

Auffällig blieb freilich, als ich erstmalig über diese Beobachtung berichtete[2]), der völlig fremdartige Charakter dieses Oberdevons der nördlichen Randzone gegenüber dem Oberdevon der Muldenzone. Wie die weitere Verfolgung der einzelnen Gesteinszüge über Blatt Merenberg hinaus nach SW jedoch bald zeigte, tritt der scharfe Gegensatz beider Oberdevongebiete nur dadurch so hervor, daß sie auf Blatt Merenberg heute durch einen nahezu 10 km breiten Sattel von Unterdevon und Mitteldevon von einander getrennt sind. Dort, wo dieser mächtige Sattel am Westrande des Limburger Beckens (Bl. Weilburg, Hadamar und Mengerskirchen) allmählich unter die Oberfläche einsinkt, berühren sich beide in ihren Extremen so völlig verschiedenen Oberdevongebiete und sind durch zahlreiche Übergänge aufs innigste miteinander verschmolzen. Bezüglich der Einzelheiten in dieser Übergangszone sei hier auf die Erläuterungen von Blatt Weilburg verwiesen. Hervorzuheben bleibt noch, daß bei der Begehung der bereits früher von E. Kayser und Angelbis aufgenommenen Blätter Hadamar, Mengerskirchen, Limburg[3]) festgestellt werden konnte, daß das »Silur« der Hörre nicht, wie E. Kayser vermutete, im Westen unter dem Westerwaldplateau ganz verschwindet, sondern am ganzen

---

[1]) Vergl. Erl. Bl. Merenberg, Profil durch die Baue der Gruben Eppstein und Schiefer zwischen Obershausen und Dillhausen.

[2]) Über den geologischen Bau des Blattes Merenberg. Dies. Jahrb 1910, II, S. 473 ff.

[3]) Lieferung 41 der Geologischen Spezialkarte von Preußen.

Südrande des Westerwaldes bis nahezu an den Westrand des Limburger Beckens mit den charakteristischen Gesteinsgliedern (dunkle Tonschiefer, pflanzenführende Plattengrauwacken, Kieselschiefer, quarzitische Grauwacken usw.), aber stets in enger Vergesellschaftung mit den schon durch ihre lebhaft rote Färbung charakterisierten Cypridinenschiefern des Oberdevons der Muldenzone entwickelt ist. Auf den erwähnten Blättern haben diese Schichten verschiedene Deutung erfahren; sie sind teils als Unteres Mitteldevon, teils als Oberes Unterdevon (Chondritenschiefer KAYSER's auf Bl. Limburg) bezeichnet worden. Der größte Teil der auf Blatt Hadamar, Mengerskirchen, Limburg als Unteres Mitteldevon bezeichneten Gesteine (einschl. des Unterdevonzuges Limburg und Flacht) ist demnach zum Oberdevon zu ziehen, was inzwischen auch durch zahlreiche bergbauliche Aufschlüsse einwandfrei nachgewiesen worden ist.

Dieses Oberdevon, das übrigens auch vereinzelt spärliche Fossilreste führt (vergl. Erläuterungen Bl. Weilburg und Merenberg), bezeichne ich kurz als Oberdevon der nördlichen Randfacies der Lahnmulde; es bildet nach dem Gesagten eine Übergangsfacies zwischen dem Oberdevon der Muldenzone und dem System der Hörregrauwacke.

System des Klippenquarzits. Die Gesteine, die hier zum System der Hörregrauwacke zusammengefaßt sind, bilden, wie bereits erwähnt, und wie ein Blick auf die geologische Aufnahme der Blätter Herborn, Ballersbach und Oberscheld lehrt, bei weitem den überwiegenden Anteil des von E. KAYSER zum Silur gezogenen Gesteinszuges. Das System des Klippenquarzites erscheint innerhalb des Hörrezuges nur in einzelnen schmalen Aufragungen und fast ausnahmslos hart am Nordwestrande des Hörrezuges. Die auffällige Gesetzmäßigkeit in der Verbreitung auf dem über 20 km breiten Zuge vom Westerwalde bis zum Salzbödetal läßt vermuten, was durch Einzelbeobachtungen auch vielerorts bestätigt ist, daß der Klippenquarzit die Gesteine des Systems der Hörregrauwacken unterlagert und gewissermaßen den Kern des ganzen Hörrezuges bildet. Be-

sonders augenfällig wird diese Erscheinung freilich erst in der nordöstlichen Verlängerung des Hörrezuges, wo der Klippenquarzit aus der Hülle der Hörregrauwacken mehr und mehr heraustritt (Wollenberg bei Marburg, Kellerwald und Bruchberg-Ackerzug). Auf der etwa 300 km langen Linie zwischen Westerwald und Gommern bei Magdeburg bildet der Klippenquarzit (Wüstegartenquarzit, Bruchbergquarzit, Gommerner Quarzit[1]) ein anscheinend sehr mächtiges Gesteinsglied von durchaus einheitlichem petrographischen Gepräge[2]), das in ähnlicher linearer Erstreckung bei verhältnismäßig geringer oberflächlicher Verbreitung im mitteleuropäischen Palaeozoicum kaum seines gleichen findet.

Daß der Klippenquarzit in der Hörre ein stratigraphisch selbständiges, erheblich älteres Schichtenglied gegenüber dem System der Hörregrauwacken bildet, ist schon daraus zu entnehmen, daß Gerölle des Klippenquarzites in den Transgressionskonglomeraten des Oberen Mitteldevons am Außenrande der Hörre massenhaft erscheinen, während die Gesteine des Grauwackesystems unter dem Geröllmaterial völlig fehlen. Während diese, wie wir sahen, eine besondere Facies des Oberdevons der nördlichen Lahnmulde bilden, muß der Klippenquarzit zum mindesten älter als obermitteldevonisch sein. Da ferner zwischen dem Oberen Mitteldevon und den Unterkoblenzschichten ähnliche Quarzite weder in der Lahn- und Dillmulde noch in dem benachbarten rheinischen Unterdevongebiet irgendwo bekannt sind, so kann man füglich weiter schließen, daß der Klippenquarzit auch älter als die rheinische Unterkoblenzstufe sein

[1]) A. Denckmann u. H. Potonié, Bericht über eine in das Gommerner Quarzitgebiet ausgeführte gemeinsame Exkursion. Dies. Jahrb. 1900, S. XCIV.

[2]) Für eine solche diskordante Anlagerung und für die selbständige stratigraphische Stellung des Quarzitsystems gegenüber dem Grauwackensystem spricht schon äußerlich der Umstand, daß die jetzt allgemein mit den Hörregrauwacken identifizierten Schichten (Urfer Schichten des Kellerwaldes, Tannergrauwacke des Unterharzes) — ihre Altersgleichheit vorausgesetzt — sich je weiter nach NO um so mehr (infolge Einschaltung anderer Schichten) vom Quarzitzuge loslösen, was bei der Einheitlichkeit des tektonischen Baues entschieden gegen eine stratigraphische Zusammengehörigkeit spricht.

muß. Die weiter unten folgenden Beobachtungen in dem nördlich anschließenden Gebiete (Bl. Rodheim) bestätigen diese Auffassung; auch hier steht der Klippenquarzit den übrigen Hörregesteinen völlig selbständig gegenüber und ist nach seiner Lagerung zweifellos älter als die Unterkoblenzstufe.

Die übrigen Hörregesteine (System der Hörregrauwacke) sind demnach trotz ihrer anscheinenden Anlagerung an den Quarzit in der Hörre von ihm durch eine große Schichtenlücke getrennt und müssen das System des Klippenquarzites ungleichförmig überlagern[1]). Ihr fremdartiger Charakter gegenüber dem Devon der Muldenschichten tritt dort besonders hervor, wo sie in unmittelbarer Anlehnung an den Klippenquarzit erscheinen. Südwestlich der Dill, wo der Klippenquarzit allmählich unter der Oberfläche verschwindet, geht auch das selbständige Gepräge des Grauwackesystems nach und nach verloren, und es vollzieht sich der oben geschilderte Übergang in die Oberdevonfacies am Nordrande der Lahnmulde. Man kann dementsprechend das System der Hörregrauwacken im Gegensatz zum Oberdevon der Lahnmulde (Muldenfacies) auch als Horstfacies bezeichnen oder im Gegensatz zu den Kernschichten der Hörre (System des Klippenquarzites) als jungdevonische Deckschichten der Hörre[1]).

III. Die Entwicklung der Horstfacies östlich der Hörre.

In dem bisher betrachteten Gebiete (Nordwestrand der Lahnmulde, Südostrand der Dillmulde) fanden sich die Hörreschichten nur in Verbindung mit oberdevonischen Gesteinen des Muldengebietes. Mit der Annäherung an den Ostrand des Gebirges

[1]) Zu der beigefügten Kartenskizze ist hiernach noch erläuternd zu bemerken, daß als »Muldenschichten« sämtliche Gesteine der oben unterschiedenen Zonen (Muldenzone, Randzone usw.) in der Lahn- und Dillmulde zusammengefaßt sind. Als Scheide steht zwischen den beiden Gebieten der Muldenfacies die Horstfacies oder Hörrefacies, die, wie weiter unten noch gezeigt wird, am Ostrande des Gebirges nicht nur oberdevonische Gesteine, sondern auch Glieder des älteren Devons in einer von der Muldenfacies deutlich abweichenden Ausbildung enthält.

(Bl. Rodheim, Gladenbach usw.) ändert sich das Bild. Die breite Culmtafel des Lemptales verschwindet nach Osten an großen Verwerfungen in der Gegend von Frankenbach. Die Lahnmuldenschichten, zwischen Dilltal und Biebertal entlang großen flachen Überschiebungen weit über die Culmtafel bezw. die unterlagernden Schichten am Nordrande der Lahnmulde überschoben, spitzen sich am Südabhange des Dünsberges zwischen der Horstfacies im Norden und dem Unterdevon am Südostrande der Mulde nahezu ganz aus[1]).

Mit dem Verschwinden der Culmtafel des Lemptales und der Zuspitzung der Lahnmuldenschichten nach Osten gewinnen die nördlich vorgelagerten Schichten der Horstfacies rasch an Breite. Diese Erscheinung würde noch deutlicher hervortreten, wenn man sich die das Oberdevon transgredierend überlagernde obercarbonische Krofdorfer Grauwacke abgedeckt denkt. Die Horstfacies nimmt am Ostrande des Gebirges den ganzen nördlichen Teil von Blatt Rodheim, nahezu das ganze Blatt Gladenbach, den größten Teil von Blatt Buchenau und die Weströnder der Blätter Marburg und Niederwalgern ein[2]).

Es wurde soeben schon bemerkt, daß auf der beifolgenden Kartenskizze in diesem östlichen Gebiete unter den Schichten der Horstfacies mehr enthalten ist, als dem Umfang des »Hörresilurs« im Westen entspricht, und als von E. Kayser bei Fortführung der Aufnahmearbeiten über die Blätter Ballersbach und Oberscheld nach Osten hinaus mit dem Hörresilur vereinigt wurde. So sind von E. Kayser große Gesteinszüge als Unteres Mitteldevon ausgeschieden[3]); daneben erscheinen die be-

[1]) Kleine Schollen von Muldenschichten erscheinen noch in einzelnen Aufbrüchen unter der Grauwacketafel des Krofdorfer Waldes.

[2]) E. Kayser, Bericht über die Aufnahme auf Blatt Gladenbach. Archiv d. Geol. L.-A. Berlin. Lief. 212 der Geol. Spezialkarte von Preußen, Berlin 1915. — H. Lieber, Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Bamberg 1917.

[3]) Auf Bl. Gladenbach zwischen Weidenhausen, Bellnhausen und Gladenbach, ferner zwischen Rodenhausen, Lohra und Mornshausen; auf Bl. Rodheim zwischen Mudersbach und Erda sowie zwischen Hohensolms und dem Biebertal.

reits oben (S. 6) aufgezählten Unterdevonzüge. Das ganze in Rede stehende Gebiet enthält demnach zufolge der KAYSER-schen Auffassung, abgesehen von den paläontologisch und petrographisch sicher gekennzeichneten Schichtengliedern des Oberen Unterdevons, die auch auf der beiliegenden Übersichtskarte besonders hervorgehoben wurden, nur Silur und Unteres Mitteldevon, während Oberes Mitteldevon und Oberdevon bis auf schwache Andeutungen fehlen. Als Kriterium für die Trennung von Silur und Unterem Mitteldevon dienten KAYSER in erster Linie die Faunen der Kalkeinlagerungen in den petrographisch sehr mannigfach entwickelten Gesteinen; wo sich Versteinerungen fanden, zeigten sie untermitteldevonischen Charakter und wurden daher mit den begleitenden Gesteinen, vorwiegend dunklen Tonschiefern, zum Unteren Mitteldevon gezogen. Gewisse plattige dichte Kalke, meist innig mit Grauwacken und helleren Tonschiefern verbunden und stets versteinerungsleer (sog. Gladenbacher Kalk), wurden entsprechend den Verhältnissen in der Hörre mit den begleitenden Gesteinen zum Silur gestellt.

Wie unsicher indessen bereits dieser Trennungsversuch war, stellte sich bald heraus, als sich nachträglich in Kalken, die mit den begleitenden Schiefern und Grauwacken zum Silur gezogen waren, mehrfach die Fauna des Unteren Mitteldevons fand. Als ein weiteres Anzeichen konnte nach den Erfahrungen im eigentlichen Hörrezuge noch das Fehlen (im Silur) oder Vorhandensein (im Unteren Mitteldevon) von Diabasen innerhalb der einzelnen Gesteinszüge gelten; während aber im Westen tatsächlich im Bereiche der Hörregesteine Diabase fehlen, stellen sie sich im Osten an verschiedenen Stellen auch innerhalb typischer Hörregesteine ein. Auch die Benutzung gewisser charakteristischer Gesteine (Kieselschiefer, plattige Quarzite usw.) zur Trennung beider Schichtengruppen versagt im Osten vollkommen, da hier nicht nur das »Silur«, sondern auch das von KAYSER zum Unteren Mitteldevon gezogene Schichtensystem sowohl Kieselschiefer wie Quarzite enthält.

So liefen schließlich im Osten zwei nach Kayser im Alter weit getrennte Schichtenfolgen (Silur und Unteres Mitteldevon) in häufiger Ablösung nebeneinander her, die, abgesehen von dem Überwiegen von Grauwacken im »Silur« und dem Überwiegen von Tonschiefern mit fossilführenden Kalken im Unteren Mitteldevon, keinerlei sichere Trennungsmerkmale aufwiesen. Die Unterdevonzüge erscheinen innerhalb dieser beiden Schichtengruppen ohne jede Gesetzmäßigkeit, bald als Horste im Unteren Mitteldevon, bald als Grabeneinbrüche im Silur.

Gestützt auf die Beobachtungen im westlichen Teile des Hörrezuges (Bl. Merenberg, Weilburg, Herborn usw.) versuchte ich, zunächst unbekümmert um die von Kayser vertretene Altersbestimmung und ausgehend von den großen, durch ihre reiche Fauna deutlich charakterisierten Unterdevonzügen, auf den Blättern Rodheim und Gladenbach zu einer stratigraphischen Gliederung der das Unterdevon begleitenden Schichtenfolge zu gelangen. Hierbei ergaben sich sehr bald folgende Gesetzmäßigkeiten:

1. Die Unterdevonzüge zeigen deutlichen Sattelbau; sie führen im Sattelkern zum Teil Unterkoblenzschichten und auf den beiden Flügeln Oberkoblenzschichten.
2. Innerhalb des Unterdevonzuges Kirchvers—Weipoltshausen tritt als Kern des aus Unterkoblenzschichten bestehenden Sattels Klippenquarzit auf, während er innerhalb der bisher zum Silur gerechneten Schichtenfolge bis auf ein beschränktes Vorkommen fehlt.
3. Fast in allen untersuchten Profilen folgen auf das Obere Unterdevon (Oberkoblenzschichten in rheinischer Facies) zunächst dachschieferartige Tonschiefer mit Kieselgallen (Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon), dann dunkle, rauhe, meist etwas kalkige und dann Styliolinen führende Tonschiefer (Tentaculitenschiefer) mit Einlagerungen dunkler krystalliner bezw. hellgrauer dichter Kalke. Vornehmlich den dunklen, krystallinen Kalken entstammen die an zahlreichen Stellen gefundenen spärlichen Reste einer Fauna des Unteren Mitteldevons.

Die rauhen, zum Teil kalkigen Tonschiefer gehen nach oben in ebenfalls dunkle, mehr kieselige und feste Tonschiefer mit Einlagerungen von buntfarbigen Kieselschiefern und dickbankigen schwarzen Lyditen über. Dann folgen graue, glatte Tonschiefer mit Einlagerungen von dichten, hellgrauen, völlig fossilleeren Plattenkalken (Typus Gladenbacher Kalk) und plattigen quarzitischen Grauwacken, und endlich, die Hauptmasse des oberen Horizontes bildend, plattige, meist feinkörnige Grauwacken, die mit Tonschiefern wechsellagern und wie diese, reichlich Pflanzenreste führen (Typus der Hörregrauwacke). Als eine besondere Ausbildung der grauen, glatten Tonschiefer dieses Horizontes erscheinen an zahlreichen Stellen grüne und rote Tonschiefer, die, abgesehen von ihrem etwas rauheren Habitus den Cypridinenschiefern des Muldengebietes völlig gleichen. In ihrer Nachbarschaft zeigen auch die sonst meist schwarzen, lyditartigen Kieselschiefer bunte (rote, violette und grüne) Färbung. Die buntgefärbten Tonschiefer und Kieselschiefer bilden offenbar, ähnlich wie im Westen bei Obershausen (Bl. Merenberg), ein Übergangsglied zwischen dem Oberdevon der Muldenfacies und der Horstfacies der Hörregesteine. Sie lehnen sich in ihrer petrographischen Beschaffenheit eng an das Oberdevon der östlichen Lahnmulde (zwischen Wetzlar und dem Biebertal) an.

Da die unter 3. aufgeführte Schichtenfolge bei Frankenbach und weiter westlich von Culm (mit Konglomeraten und Culmkalkgeröllen an der Basis) transgredierend überlagert wird, so folgt, daß sie in ihrer Gesamtheit das Mittel- und Oberdevon vertritt.

Für die spezielle stratigraphische Gliederung der soeben beschriebenen Schichten können folgende Gesichtspunkte gelten. Die Schichtenfolge der rauhen Tonschiefer mit den fossilführenden Kalkeinlagerungen vertritt in der Hauptsache das Untere Mitteldevon; sie ist mit dem obersten Unterdevon stratigraphisch

aufs engste verknüpft, da die Oberen Koblenzschichten in diesem Gebiete vorwiegend aus dunklen dachschieferartigen Tonschiefern mit Kieselgallen bestehen, und Kieselgallen auch in dem untersten Teil der Tentaculitenschiefer örtlich recht häufig verbreitet sind.

Die Eruptivbildungen des Oberen Mitteldevons, in der Lahn- und Dillmulde zu gewaltigen Mächtigkeiten angehäuft, fehlen in der oben charakterisierten Schichtenfolge des Horstgebietes bis auf wenige Spuren ganz; immerhin ist zu bemerken, daß an einigen Stellen innerhalb der einförmigen Tonschieferserie tuffreiche Kalkeinlagerungen erscheinen, deren spärliche Faunen auf eine Riffkalkfacies im Gegensatz zu der Cephalopodenfacies und Tentaculitenfacies der untermitteldevonischen Kalke deutet. Ein Kalkvorkommen dieser Art ist bereits auf Blatt Herborn in der Nähe von Greifental von E. Kayser festgestellt worden[1]); gleichaltrig mit ihm ist der bekannte Pentamerusquarzit von Greifenstein, der, bisher nur als Geröll bekannt, einen verkieselten obermitteldevonischen Riffkalk darstellt[2]). Ähnliche Riffkalkvorkommen treten auf Blatt Oberscheld, namentlich nördlich von Offenbach, meist innig verwachsen mit dem unterlagernden Unterdevon und in engster Anlehnung an das Hörresilur, ferner bei Weipoltshausen (Bl. Gladenbach)[3]) auf. An der letztgenannten Stelle ist das Alter dieser Kalke auch durch das Auffinden von *Stringocephalus Burtini* sichergestellt worden. Südlich von Altenvers (Bl. Gladenbach) ruhen tentaculitenreiche kalkige Tonschiefer mit *Stringocephalus Burtini* in geringer Mächtigkeit zwischen Unterem Mitteldevon und Kalken

[1]) Vergl. H. Lotz, *Pentamerus*-Quarzit und Greifensteiner Kalk. Dies. Jahrb. 1900, S. 64 ff. Erl. Bl. Herborn, S. 13. Derartige Einschaltungen von Schichten des Oberen Mitteldevons beweisen übrigens, daß auch im westlichen Teile des Horstgebietes ältere als oberdevonische Schichtenglieder unter dem System der Hörregrauwacke enthalten sind.

[2]) Vergl. auch Beushausen, Zur Frage nach dem Alter des *Pentamerus rhenanus* F. Roem. Dies. Jahrb. 1899, S. 173.

[3]) Vergl. Herrmann, Über das Palaeozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Jahrb. d. Nass. Ver. f. Nat., Wiesbaden 1911, Bd. 64, Sep. ebenda, S. 47.

mit der Fauna des Unteren Oberdevons[1]). In dem ganzen hier zu betrachtenden Gebiete scheint also das Obere Mitteldevon im Gegensatz zum Muldengebiete nur sehr geringe Entwicklung zu besitzen und auf Vorkommen der erwähnten Art beschränkt zu sein. Die Hauptmasse der oben aufgezählten Schichten, die fossilleeren kieseligen Tonschiefer mit Kieselschiefereinlagerungen, ferner der grauen glatten Tonschiefer mit Plattenkalken (Gladenbacher Kalk), die plattigen quarzitischen Grauwacken und pflanzenführenden Grauwacken (Hörregrauwacken), wäre demnach auch im Gebiete östlich der Hörre ins Oberdevon zu versetzen.

Obwohl sich hiernach rein petrographisch wohl eine Grenze zwischen den mitteldevonischen und den oberdevonischen Gesteinen (System der Hörregrauwacke) durchführen ließe[2]), habe ich doch beide auf der Übersichtskarte zusammengezogen, da sie, wie soeben kurz geschildert, in ihrer Gesamtheit als besondere Facies den Schichten des Muldengebietes gegenüberstehen, und bezeichne die ganze Schichtenfolge als Horstfacies.

Wir kommen danach zu folgender Gegenüberstellung des Schichtenbaues in den Muldengebieten und im Horstgebiet:

1. Die Muldenfacies. Sie gliedert sich in der Lahnmulde und ähnlich in der Dillmulde in eine Muldenzone, eine nördliche und südliche Randzone. In der Muldenzone ruht das Obere Mitteldevon normal auf Unterem Mitteldevon und ist in einer Mächtigkeit von zum Teil über 1000 m aus Eruptivbildungen mit mächtigen Riffkalkzügen aufgebaut; darüber folgt Oberdevon, zu unterst vorwiegend kalkig (Adorferkalk), im oberen Teil vorwiegend schiefrig (Cypridinenschiefer) entwickelt. In den Randzonen transgrediert Oberes Mitteldevon über Unterdevon; im Oberdevon macht sich namentlich im Westen

[1]) H. Lieber, a. a. O. S. 19. Vergl. daselbst auch die Entwicklung des Oberen Mitteldevons auf Bl. Buchenau.

[2]) Zu einer sicheren faunistischen Abgrenzung reichen die sporadischen, bisher aufgefundenen Faunen des Oberen Mitteldevons und Oberdevons nicht aus.

eine deutliche Vermischung der Muldenfacies mit der Horstfacies geltend. Die Schichten des Culms folgen in der Muldenzone ohne Diskordanz und Lücke auf das oberste Oberdevon, transgredieren dagegen mit ihren höheren Stufen über die Schichten der Horstfacies (Nordrand des Lemptales).

2. Horstfacies. Auf das in rheinischer Facies entwickelte Unterdevon (Unterkoblenz- und Oberkoblenzschichten) folgt Unteres Mitteldevon in einer der Muldenfacies noch ziemlich nahe verwandten Entwicklung, aber mit erheblich stärkerem Einschlag von böhmischen Faunenelementen. Besonders deutlich tritt dieser Unterschied in gewissen fossilführenden Kalkeinlagerungen des Horstgebietes, namentlich dem sogenannten Greifensteiner Kalk, hervor, dessen sämtliche bisher bekannt gewordenen Fundstellen auf das Horstgebiet bezw. dessen unmittelbare Nachbarschaft beschränkt sind. Auf ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte des Horstgebietes wird unten noch zurückzukommen sein.

Das Obere Mitteldevon, im Muldengebiete durch die gewaltige Aufhäufung von Diabasergüssen und Diabastuffen und durch mächtige Riffkalkzüge vertreten, ist nur äußerst schwach entwickelt und zeigt in seinen Kalken nur einen schwachen Anklang an die mächtigen Riffkalke der Nachbarschaft. Die Fauna des Oberen Mitteldevons im Horstgebiete nimmt, wie weiterhin gezeigt werden soll, gegenüber dem Muldengebiete ebenfalls eine selbständige Stellung ein und ist durch gewisse, dem Muldengebiete fremde Formen charakterisiert (u. a. *Pentamerus rhenanus*.).

Auf die Kalke und Schiefer des Oberen Mitteldevons folgt örtlich unmittelbar ein Kalk mit der Fauna des Oberdevons (Altenvers[1])), sodann die ganze Schichtenfolge der dunklen kieseligen Tonschiefer mit Kieselschie-

[1]) H. Lieber, a. a. O. S. 19.

fereinlagerungen, der bunten Tonschiefer und der glatten Tonschiefer mit Plattenkalken, pflanzenführenden Grauwacken usw. von denen zum mindesten die letztgenannten Gruppen das höhere Oberdevon vertreten müssen. Diese zeigen gegenüber den älteren Schichtengliedern übergreifende Lagerung; denn sie ruhen teils auf fossilführendem älteren Oberdevon, teils auf Mitteldevon oder Oberem Unterdevon, im engeren Hörregebiete sogar, wie wir sahen, unmittelbar auf dem System des Klippenquarzites.

In dieser ganzen jüngeren Schichtenfolge haben sich bisher Versteinerungen, abgesehen von zahlreichen Pflanzenresten, nicht gefunden. Die Pflanzenreste finden sich hauptsächlich, und stellenweise massenhaft, in den Grauwacken und in gewissen, die Grauwacken begleitenden plattigen Tonschiefern, wie sie z. B. früher bei Sinn an der Dill in ausgedehnten Dachschieferbrüchen gewonnen wurden. Sie verdienen noch eine besondere Erwähnung, weil die kleine, aber besonders gut erhaltene Flora aus den Sinner Plattenschiefern in der Palaeobotanik bis heute ein viel umstrittenes Objekt gebildet hat.

Von POTONIÉ wurde die Sinner Flora zusammen mit der völlig gleichartigen Flora, die sich in gewissen zur Tanner Grauwacke gerechneten Grauwacken des Unterharzes fand, auf Grund der von geologischer Seite[1]) vertretenen Altersbestimmung dieser Schichten als silurische Flora aufgeführt[2]). Den Einspruch, der gegen diese Altersbestimmung von anderer Seite erhoben wurde, fühlte POTONIÉ offenbar selbst heraus. Ich führe diese Bedenken hier etwas ausführlicher an, weil sie mir eine Stütze für die hier vertretene Altersbestimmung der Hörredeckschichten zu bieten scheinen und die Umdeutung, die das System der Hörregrauwacken nach den obigen Ausführungen inzwischen auch vom geologischen Gesichtspunkte aus erfahren hat, mit sicherem Blick vorausahnten.

[1]) L. BEUSHAUSEN, E. HOLZAPFEL u. E. KAYSER, Bericht über eine gemeinschaftliche Studienreise. Dies. Jahrb. 1896, S. 278 ff.

[2]) H. POTONIÉ, Die Silur- und die Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 36. Berlin 1901.

Potonié schreibt in der Schlußbetrachtung seiner angeführten Arbeit (S. 169, 170), nachdem er auf die auffällige Übereinstimmung der Bothrodendraceen-Flora der Tanner Grauwacke (und des Sinner Plattenschiefers) mit der oberdevonischen Flora von Kiltorkan in Schottland und der Bäreninsel hingewiesen hat:

»Demnach wäre unsere Bothrodendraceen-Flora älter als Culm, auch als Unterculm, und könnte bis auf Weiteres aus den angegebenen Gründen als oberdevonisch angesehen werden. Dem stehen nun aber — wie schon S. 4 ff. angedeutet — nach den Untersuchungen der Herren Koch und Beushausen im Harz und Denckmann im Kellerwalde wichtige und ausschlaggebende Bedenken entgegen. Die Genannten haben also den Schluß gezogen, daß die ältere Grauwacke des Harzes (Tanner Grauwacke der sog. Sattelaxe) mit dem Plattenschiefer gewissen sicher zum Silur zu stellenden Schichten des Kellerwaldes entspricht und demnach auch zum Silur gehört.

Der Pflanzenpaläontologe befindet sich demnach in einer prekären Lage. Legt er Kiltorkan und die Bäreninsel zugrunde, so würde er geneigt sein, die Harzer Bothrodendraceen-Schichten zum Oberdevon zu stellen; richtet er sich jedoch nach der Folgerung der preußischen Geologen, so muß er sie als silurisch hinnehmen, also vor der Hand zu dem Schluß geführt werden, daß die Bothrodendraceen-Flora vom Silur bis zum Oberdevon gereicht hat.«

Gegen diese von Potonié offenbar auch nur widerstrebend gezogene Folgerung wendet sich Nathorst gelegentlich einer neuen Bearbeitung der Flora der Bäreninsel, indem er, nach einem Vergleich der harzer und rheinischen Flora mit der von Kiltorkan und der Bäreninsel, schreibt[1]):

»Alles spricht also entschieden dafür, daß die pflanzenführende Tanner Grauwacke zum Oberdevon gehört. Potonié hat dies nicht übersehen; er hebt in der Tat selbst die große Ähn-

[1]) A. G. Nathorst, Zur oberdevonischen Flora der Bäreninsel. Kongl. Svenska Vet. Ak. Handl., Bd. 36, Nr. 3. Stockholm 1902, S. 49—50.

lichkeit mit dem Oberdevon hervor, und würde ganz gewiß die Flora für eine oberdevonische erklärt haben, wenn nicht die Geologen anderer Meinung gewesen wären. . . . POTONIÉ schließt sich dieser Auffassung [des silurischen Alters der Schichten] an.«

»Diesem Schluß kann ich nicht beipflichten und mir stellt sich die Sache anders. Es wäre doch, meiner Meinung nach, sonderbar, wenn die Bothrodendraceen mit ihren großen Knorrien, falls die Harzflora silurisch wäre, in keinen anderen Silurschichten der ganzen Welt als in denen des Harzes vorkommen sollten. Warum finden sie sich nicht in den wirklich obersilurischen Schichten von Schweden, England und Böhmen? Solange die betreffenden Arten außerhalb des Harzes nur im Oberdevon gefunden sind, müssen auch die Schichten des Harzes, in denen sie vorkommen, dem Oberdevon zugezählt werden, denn die paläontologischen Charaktere sind es doch, die den Ausschlag in Sachen des geologischen Alters zu geben haben. In solchen Fällen, wo es sich, wie hier, um sehr gestörte Schichtenreihen handelt, ist es ja mehrmals vorgekommen, daß die Geologen ihre Schlußfolgerungen nicht mit den paläontologischen Dokumenten haben in Einklang bringen können. So ist es in Schweden, England, in den Alpen usw. einmal gewesen; mit den Fortschritten der Forschung sind die Erscheinungen aber endlich aufgeklärt worden, und die paläontologischen Entscheidungen haben sich dabei immer richtig erwiesen. So dürfte es auch hier gehen; es ist also nur noch eine »Umdeutung« der geologischen Verhältnisse der Tanner Grauwacke nötig, um ihre Stellung als oberdevonisch erklären zu können. Solange nicht eine ähnliche Bothrodendraceenflora in unbestrittenen Silurablagerungen gefunden ist, und das wird wohl niemals geschehen, betrachte ich dieselbe mithin als einen Beweis für oberdevonisches Alter.«

Hinzuzufügen wäre noch[1]), daß die in ihrer Altersstellung sicher festgelegte mitteldevonische Flora Mittelböhmens gegenüber der Bothrodendraceenflora ein wesentlich älteres Gepräge

[1]) Nach einer mir von Herrn GOTHAN mündlich gemachten Mitteilung.

aufweist. Damit stößt auch die von Potonié erwogene Möglichkeit, daß die Bothrodendraceenflora Mitteleuropas unverändert vom Obersilur bis zum Oberdevon fortbestanden haben könne, auf unüberwindliche paläontologische Schwierigkeiten.

IV. Die Beziehungen des Kellerwaldsilurs zum Schichtensystem des Horstzuges der Hörre.

Ich habe es bisher[1]) nach Möglichkeit vermieden, über den Bereich der eigenen Beobachtungen hinaus Vergleiche zu ziehen und aus der Umdeutung, die nach den mitgeteilten Beobachtungen das System der Hörregrauwacken gegenüber der bisherigen Auffassung erleidet, Schlüsse über die Altersstellung derjenigen Schichten herzuleiten, die nach der Aufstellung der Silurstratigraphie im Kellerwalde mit dem System der Hörregrauwacken als altersgleich betrachtet worden sind.

Nachdem indessen die 1901[2]) von Denckmann aufgestellte Altersfolge der Silurschichten im Kellerwalde, auf die sich die Altersdeutung der zum Silur gezogenen Schichten des benachbarten Rheinischen Gebirges, ähnlich wie im Unterharze, stützte, inzwischen eine nicht unwesentliche Abänderung erfahren hat[3]), erscheint ein kurzes Eingehen auf die dadurch geänderte Sachlage berechtigt.

1901 gab Denckmann folgende Gliederung der von ihm zum Silur gestellten Schichten:

3. System der Steinhorn-Schichten	d) Klüftiger Plattenkalk (mit *Hercynella*, *Patrocardium*, *Monograptus*); c) Obere Steinhornschichten (mit *Phacops*-Arten, *Monograptus* usw.); b) Untere Steinhornschichten (mit *Monograptus* und *Cardiola interrupta* = tieferes E_2 Böhmens); a) Gilsakalk (mit *Phacops*, *Dalmanites* und *Agoniatites*).

[1]) In den früheren Veröffentlichungen und dem eingangs erwähnten Vortrage im Jahre 1913.

[2]) Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 34, S. 23.

[3]) A. Denckmann, Über Lossen's Kalkgrauwackenzone im Selkegebiet des Blattes Harzgerode und einiger Nachbargegenden. Dies. Jahrb. 1915, I, S. 249 ff.

Rücklingschiefer.

2. System des Kellerwald-Quarzites
- c) Grauwackensandstein des Ortberges;
- b) Wüstegartenquarzit;
- a) Schiffelborner Quarzite und Kieselschiefer.

Möscheider Schiefer (mit Tentaculiten, Orthoceren usw.).

1. System der Urfer Schichten
- e) Dünnplattiger Tonschiefer, Grauwackenschiefer und Grauwacken (Reste von Landpflanzen);
- d) Graptolithenschiefer, Kieselschiefer usw.;
- c) Densberger Kalk (in kalkigen Einlagerungen *Monograptus*);
- b) Grauwacken, Kieselgallenschiefer und Kieselschiefer des Königsberges (z. T. mit Landpflanzen);
- a) Plattenschiefer mit Pflanzenresten;

Hundshäuser Grauwacke (dazu fraglich die Schichten des Alten Teiches bei Möscheid) mit *Retiolites*.

Diese Einteilung gründete sich zunächst im wesentlichen auf die Beobachtungen über die Lagerung der einzelnen Schichtenglieder zu einander und auf die petrographischen Merkmale der bezeichnenden Gesteine.

Sieht man von der noch fraglichen Stellung der Hundshäuser Grauwacke und der Möscheider Schiefer ab und vereinigt die das unmittelbare Liegende der Steinhornschichten bildenden Rücklingschiefer mit dem System der Steinhornschichten, so umfaßt das Kellerwaldsilur im wesentlichen drei Gruppen: Eine untere (vorwiegend pflanzenführende Grauwacken, Kieselschiefer und graptolithenführende Tonschiefer), eine mittlere (vorwiegend Quarzite, untergeordnet Grauwackensandsteine und Kieselschiefer) und eine obere (vorwiegend graptolithenführende Tonschiefer, Kieselgallenschiefer, Pelecypoden- und Goniatitenkalke umfassend).

Erst die vor kurzem durch R. WEDEKIND in Angriff genommene Bearbeitung der Fauna des Kellerwaldsilurs[1]) gestattete

[1]) Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Abh. Pr. Geol. L.-A., N. F., Heft 69. Berlin 1914.

eine auf paläontologischer Grundlage beruhende Nachprüfung dieser Altersfolge. Die Bestimmung der von Denckmann in den einzelnen Silurhorizonten gesammelten Graptolithen, die bei ihrem leitenden Charakter besonders zu stratigraphischen Vergleichen geeignet erscheinen, führte (a. a. O. S. 14) zu folgender Gleichstellung der Kellerwaldhorizonte mit den Stufen des englischen Silurs.

Kellerwald	England
Obere Steinhornschichten	Mittlerer Ludlow
Untere Steinhornschichten	Unterer Ludlow
Lücke	Wenlock
Graptolithen-Schichten des alten Teiches	Tarrannon
Lücke	
Graptolithen-Schiefer der Urfer Schichten	Llandovery

Die sich hieraus ergebenden Schwierigkeiten für das 1901 aufgestellte und später bezüglich der Schichten des alten Teiches[1]) geänderte Silurprofil bestehen einmal darin, daß die Schichten des alten Teiches erheblich älter sein müssen als die Unteren Steinhornschichten und von diesen durch das ganze Wenlock getrennt werden. Danach würde also die nur schwach entwickelte Schichtenfolge Teichschichten—Steinhornschichten das ganze Obersilur vom Tarannon bis Mittel-Ludlow umfassen, während andererseits für die mächtige Schichtenfolge unter den Teichschichten (Rücklingschiefer, Ortberggrauwacke, Wüstegartenquarzit, Schiffelborner Schichten) nur ein kleiner Zeitraum zwischen Unter-Tarannon und Ober-Llandovery verbliebe.

Hinzu kam, daß Denckmann im Unterharze neuerdings in Begleitung von Lossen's Kalkgrauwackenzone, und zwar im oberen Horizonte dieser Grauwacken, der gewissen grob-

[1]) Nach der späteren Auffassung Denckmann's sollen die Schichten des Alten Teiches den unteren Steinhornschichten entsprechen (1914, S. 263).

klastischen Grauwacken der Urfer Schichten des Kellerwaldes (Grauwacken des Königsberges und Schloßberges) entsprechen soll, Graptolithen des Unter-Ludlow fand, was auf den Kellerwald übertragen bedeuten würde, daß die Graptolithenfauna der Urfer Schichten das ganze Obersilur vom Llandovery bis Unter-Ludlow umfassen würde[1]). DENCKMANN zieht hieraus unter Aufgabe des 1901 aufgestellten einheitlichen Silurprofils den Schluß, daß im Kellerwalde zwei selbständige, faciell verschiedene und räumlich ursprünglich getrennte Entwicklungen des Obersilurs bestehen:

1. Facies der Urferschichten (vorwiegend Grauwacken) mit Graptolithen vom Llandovery bis[2]) Unter-Ludlow;
2. Facies der Steinhornschichten (vorwiegend Graptolithenschiefer, Kieselgallenschiefer und Knollenkalke) mit Graptolithen vom Tarannon bis[3]) Mittel-Ludlow.

Daraus würde sich aber die Notwendigkeit ergeben, daß das Schichtensystem des Kellerwaldquarzites nicht, wie nach der Auffassung von 1901, jünger, sondern älter als das System der Urferschichten sein muß und wahrscheinlich überhaupt das älteste Silur des Kellerwaldes darstellt, was auch DENCKMANN a. a. O. als Möglichkeit offen läßt. Das System der Urferschichten, das sich im Kellerwalde südlich des Gilsatales als eine geschlossene Masse zwischen das System der Steinhornschichten im Süden und die Rücklingschiefer des Kellerwaldes im Norden einschiebt, würde demnach innerhalb der geschlossenen und bodenständigen Silurfolge ein ortsfremdes Schichtensystem bilden, das möglicherweise als eine große wurzellose Scholle von Süden her über die bodenständige Facies der Steinhornschichten überschoben ist[4]).

Mit diesen wichtigen von DENCKMANN, vorläufig allerdings noch bedingt ausgesprochenen Schlüssen gerät die bisherige

[1]) a. a. O. 1914, S. 262.
[2]) Vorläufig fehlt der Nachweis von Tarannon und Wenlock.
[3]) Vorläufig fehlt der Nachweis von Wenlock.
[4]) a. a. O. S. 267.

Silurstratigraphie des Kellerwaldes erheblich ins Schwanken, und die Rückschlüsse auf die Altersstellung der mit den Kellerwaldhorizonten gleichgestellten Gesteine des benachbarten Rheinischen Gebirges, die sich bisher auf die Silurstratigraphie des Kellerwaldes stützten, erleiden damit eine entsprechende Abänderung. Es ist nun nicht zu verkennen, daß die neue Auffassung Denckmann's eine wesentliche Annäherung an die von mir bereits 1913 vertretene Ansicht zeigt, wonach das System des Klippenquarzites (= Kellerwaldquarzit) unbedingt das älteste Gesteinsglied der Hörreaxe sein muß. Umgekehrt wird man jetzt zu der Schlußfolgerung geführt, daß das im Kellerwalde verbreitete fossilreiche Obersilur der Steinhornschichten, von dem bisher im Hörregebiete bis auf einen Punkt noch keine Andeutungen gefunden sind, nur in unmittelbarer Anlehnung an den Klippenquarzit, nicht aber in Verbindung mit den Hörregrauwacken zu erwarten sein wird.

Das System der Urferschichten, das sich beiderseits des Gilsatales entlang großen Störungen in das System der Steinhornschichten als ein petrographisch fremdes Element einschiebt, soll nach der neuen Auffassung Denckmann's möglicherweise eine wurzellose von Süden auf das System der Steinhornschichten überschobene Scholle einer ortsfremden Obersilurfacies sein, während die bisher mit den Urferschichten verglichenen, petrographisch verwandten Gesteine des benachbarten Rheinischen Gebirges nach den obigen Ausführungen jungdevonische Deckschichten des alten Hörrekernes darstellen, die nach Südwesten mehr und mehr in das normale rheinische Mittel- und Oberdevon übergehen. Es ergeben sich danach meines Erachtens nur zwei Möglichkeiten: Entweder, man findet sich mit dem allerdings schwer vorstellbaren Gedanken ab, daß auf eine einheitliche fossilführende Schichtenfolge von Obersilur eine gleichaltrige, petrographisch gänzlich verschiedene Schichtenfolge weit von Südosten her überschoben ist; dann kann der bisher gezogene Vergleich zwischen den Urferschichten des Kellerwaldes und dem System der Hörregrauwacken nicht richtig sein, und die

Ähnlichkeit zwischen beiden würde nur auf einem Zufall beruhen; oder aber, die Urferschichten des Kellerwaldes entsprechen den jungdevonischen Deckschichten der Hörre, sie bilden keine wurzellose Überschiebungsmasse auf bodenständigem Obersilur, sondern transgredieren über dasselbe, wie in der Hörre und im hessischen Hinterlande; dann müßte man annehmen, daß die innerhalb der Urferschichten gefundenen graptolithenführenden Schiefer Auffaltungen des silurischen Untergrundes darstellen[1]).

In der Hörre erklärt sich nunmehr das Fehlen der fossilführenden Schichtenfolge des Obersilurs (System der Steinhornschichten) mit der übergreifenden Lagerung der devonischen Deckschichten der Hörre, die das unterlagernde Silur des Hörrekernes bis auf einzelne, schmale klippenartige Durchragungen von Klippenquarzit verhüllen.

V. Das Hercyn und ältere Rheinische Devon im Horstgebiete.

Die bisherigen Betrachtungen haben zu der Vorstellung geführt, daß der zwischen Lahn- und Dillmulde gelegene Hörrezug im Kerne aus vordevonischen (silurischen) Schichten besteht und während der jüngeren Devonzeit ein nach Südwesten sich verjüngendes, nach Nordosten dagegen am Rande des Gebirges sich rasch verbreiterndes Horstgebiet zwischen den beiden Muldengebieten gebildet hat, über das die einzelnen Schichten des Oberen Mitteldevons, Oberdevons und Culms mehrfach transgredierend übergreifen.

Da der alte Kern dieses Horstes westlich der Dill unter den jungdevonischen Deckschichten ganz verschwindet, nach Osten und Nordosten bis zum Rande des Gebirges sich jedoch

[1]) Nur nebenbei sei bemerkt, daß durch die neue Auffassung Denckmann's auch die Frage des Alters der Möscheider Schiefer in ein neues Licht gestellt wird. Diese kieselgallenführenden tentaculitenreichen Tonschiefer wurden ursprünglich von Denckmann dem Mitteldevon zugestellt und erst später (dies. Jahrb. 1899, S. 300 ff.) zwischen dem System des Kellerwaldquarzites und die Urferschichten eingereiht, weil sie in der Hauptsache auf der Südseite des Kellerwaldes zwischen dem System des Kellerwaldquarzites und den Urferschichten entwickelt sind.

mehr und mehr aus der jüngeren Umhüllung heraushebt, so ist es verständlich, daß in letzterer Richtung zunehmend ältere Gesteine im Horstgebiete erscheinen. Am vollständigsten ist der Kern des Horstgebietes im Kellerwalde entblößt. Hier gelang es infolgedessen DENCKMANN, nicht nur die reichgegliederte Schichtenfolge der obersilurischen Steinhornschichten über dem System des Kellerwaldquarzites nachzuweisen, sondern auch die unmittelbar über dem Obersilur folgenden Schichten des älteren Devons.

Diese ältesten Devonablagerungen des Kellerwaldes erscheinen in der aus dem Unterharz schon seit langem bekannten Ausbildung, als vorwiegend kalkige Facies mit böhmischer Fauna, für die sich die im Unterharz eingeführte, ursprünglich allerdings in anderem Sinne gebrauchte Bezeichnung »Hercyn« in den neueren Arbeiten mehr und mehr eingebürgert hat.

Auf die Entwicklung des Hercyns im Kellerwalde muß ich hier kurz eingehen. Die dort von DENCKMANN zum Teil in groß angelegten Schurfarbeiten festgelegte Schichtenfolge[1]) bildet noch heute die einzige sichere Unterlage für den Vergleich der im hercynischen Unterdevon an anderen Stellen nachgewiesenen Horizonte, da weder im klassischen Gebiete des Hercyns, in Böhmen, noch auch im Unterharze, wo es ebenfalls in räumlich viel größerer Verbreitung erscheint, bis heute sichere Anhaltspunkte für einen derartigen stratigraphischen Vergleich geschaffen sind.

Die drei wichtigsten von DENCKMANN festgestellten Profile (von O nach W aufeinander folgend: 1. Silberstollen bei Densberg; 2. Bernbachtal; 3. Steinhorn) zeigen unter sich innerhalb der Hercynschichten zwar mannigfache Abweichungen, die offenbar in der geringen Mächtigkeit der einzelnen Schichten und ihrem stark wechselnden faciellen Habitus eine Erklärung finden, stimmen aber darin überein, daß die hercynische Schichtenfolge als Ganzes stets über graptolithenführendem

[1]) Vergl. dies Jahrb. 1895, S. XXXIX ff.; 1896, S. 156 ff.; 1899, S. 320 ff.; Abh. N. F., Heft 34, 1901, S. 23 ff.

Obersilur beginnt, während sie nach oben teils von Michelbacher Schichten (Unterkoblenz in rheinischer Facies), teils unmittelbar von Culm transgredierend überlagert werden. Nachfolgend ist eine Gegenüberstellung der drei Profile versucht[1]):

	Silberstollen	Erbsloch	Steinhorn
		Culm, Kieselschiefer	Culm, Kieselschiefer
IV.		Rauhe Tonschiefer (Michelb. Schichten)	Rauhe Tonschiefer, Grauw., Quarzite der Michelb. Sch., übergreifend auf II
III.		1—10 m kalkige Hercyn-Grauwacke mit Geröllen von Cephalopoden- und körnigem Brachiopoden-Kalk	(Hercyngrauwacke an der Ostseite des Steinhorns)
II.	Körniger Kalk mit *Rhynchonella princeps* und *Rh. bifida*	Grünliche sandige und kalkige Tonschiefer mit Dalmaniten und Beyrichien	c) Dalmanitenschiefer (übergehend in b) b) Schönauer Kalk mit *Ag. fidelis*, 3—4 m (übergehend in a) a) Schiefer mit Linsen von körnigem Kalk, 1—10 m (*Rh. princeps*)
I.	Tentaculiten-Knollenkalk		Tentaculitenknollenkalk, 0,5 m (rötl. Cephalopodenkalk mit Goniatiten(?)-Resten)
Liegendes	Ob. Silur, Graptolithen-Schiefer	Ob. Silur, Rücklingschiefer (?)	Ob. Silur, klüftiger Plattenkalk, z. T. Ob. Steinhornschichten

Von diesen Gruppen bildet II die eigentliche hercynische Schichtenfolge; die Fauna von I läßt vorläufig keine sicheren Schlüsse bezüglich der Zugehörigkeit zum Unterdevon zu, obgleich Graptolithen bereits fehlen. III enthält bereits zahlreiche

[1]) Eine ähnliche Zusammenstellung hat letzthin Fr. Drevermann in seiner Besprechung der Hercynfrage gegeben (Bemerkungen zu den neueren Arbeiten über das Hercyn des Rheinischen Schiefergebirges.' Geol. Rundsch. 1915, Bd. VI, S. 105 ff.).

rheinische Formen und bildet damit ein Übergangsglied vom Hercyn zum rheinischen Unterkoblenz.

Leider ist bis heute die paläontologische Bearbeitung des Fossilmaterials der Hercynschichten, mit Ausnahme der Fauna der Erbslochgrauwacke[1]), noch nicht erfolgt, so daß eine Altersfeststellung auf paläontologischer Grundlage für die einzelnen Schichten, zumal infolge des Fehlens sicher bestimmter Vergleichshorizonte, nicht möglich ist.

Denckmann äußert sich a. a. O. vorerst sehr zurückhaltend über die Altersfrage, weist aber doch darauf hin, daß die Fauna der Schönauer Kalke mit *Ag. fidelis*, *Ag. fecundus* usw., ebenso wie die Dalmaniten der Dalmanitenschiefer des Steinhorns und der liegenden Schichten, soweit ein Vergleich möglich erscheint, nur mit Formen des älteren rheinischen Devons, speziell des Hunsrückschiefers, verglichen werden können[2]).

Zu der gleichen Auffassung führt die Betrachtung über die Stellung der Erbslochgrauwacke. Im oberen Bernbachtale (Erbsloch) überlagert sie Dalmaniten- und Beyrichien-führende Hercynschiefer[3]), in dem Hauptschurfe des westlichen Steinhorns wurde sie zwischen den obersten Hercynschichten (Dalmanitenschiefer) und den jüngeren, transgredierenden Michelbacher Schichten nicht mehr beobachtet; an der Ostseite des Steinhornes, also in der Richtung auf das obere Bernbachtal, ist sie dagegen von Denckmann wieder beobachtet worden. Sie kann sich hier wohl nur zwischen die jüngeren Michelbacher Schichten und die liegenden Hercynschichten einschalten. Besonderes Interesse beansprucht die Fossilführung der kalkigen Grauwacke; sie enthält neben Formen des Unreinen Hercynkalkes (= Konieprus-Kalk), wie *Rhynchonella princeps*, *Spirifer togatus*, *Dalmanites tuberculatus*, als einzige der Hercynhorizonte

---

[1]) P. Assmann, Die Fauna der Erbslochgrauwacke. Dies. Jahrb. 1910, I, S. 130.

[2]) 1899, S. 329.

[3]) 1896, S. 157, 158 Die Zugehörigkeit dieser Schiefer zum Hercyn wird allerdings 1901, S. 24 in Frage gestellt.

eine starke Beimischung von ausgesprochen rheinischen Formen (*Spirifer hystericus, Sp. Hercyniae, Rhynchonella daleidensis* usw.)[1]), die der Erbslochgrauwacke ihre Stellung etwa an der Grenze der Siegener Schichten und der Unterkoblenzstufe zuweisen[2]).

Vorläufig wird man also bis zur endgültigen Bearbeitung des Fossilinhaltes der Hercynschichten den auch von DENCKMANN vertretenen Standpunkt festhalten müssen, daß die hercynischen Schichten im Kellerwalde (1. Tentaculitenknollenkalk bezw. dalmanitenführende Tonschiefer, 2. unreiner Kalk mit *Rh. princeps*, 3. Schönauer Kalk, 4. Dalmanitenschiefer) das gesamte ältere Unterdevon umfassen, da sie wenigstens am Steinhorn scheinbar ohne Unterbrechung das oberste Silur (klüftige Plattenkalke = böhmische Stufe F_1) überlagern, während sie ihrerseits von der Erbslochgrauwacke, d. h. jüngsten Siegener Schichten bezw. ältestem Unterkoblenz, transgredierend und ungleichförmig überdeckt werden.

Die Einwanderung der rheinischen Fauna in den böhmischen Formenkreis des Obersilurs und Hercyns hat also im Kellerwalde mit einer Transgression an der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe begonnen, wobei die kalkige Ausbildung der Grauwacke und der böhmische Einschlag der Fauna noch manche Anklänge an die bisher herrschende böhmische Facies aufweist. Unmittelbar darauf muß eine weitere Bewegung zur erneuten Meerestransgression geführt haben, denn die das Hercyn einschließlich der Erbslochgrauwacke übergreifend bedeckenden Michelbacher Schichten gehören ihrer Fauna nach ebenfalls noch zur Unterkoblenzstufe, zeigen aber im Gegensatz

[1]) P. ASSMANN glaubt (a. a. O., S. 170 ff.) sogar die Fauna der Erbslochgrauwacke als rheinische Fauna ansprechen zu müssen, dem steht aber der deutliche Anklang an die Formen des Unreinen Hercynkalkes gegenüber.

[2]) FR. DREVERMANN betonte (a. a. O. S. 109, 110) im Gegensatz zu ASSMANN u. a. die an die Siegener Stufe erinnernden Formen der Erbslochgrauwacke und ist dabei geneigt, ihr ein etwas höheres Alter zuzuweisen. Da sich aber Siegener und Unterkoblenzformen ungefähr das Gleichgewicht halten, erscheint die obige Deutung als die wahrscheinlichste.

zur Erbslochgrauwacke bereits nahezu unvermischte rheinische Fauna und lehnen sich auch petrographisch an die benachbarte rheinische Facies der Koblenzstufe an.

Dienst, der Bearbeiter der Fauna der Michelbacher Schichten[1]) hat gegen die von Denckmann und später auch von Assmann gemachte Annahme einer zweimaligen Transgression während der Unterkoblenzzeit Bedenken geäußert[2]), von der durch F. Herrmann vertretenen Ansicht ausgehend, daß die Erbslochgrauwacke ein unmittelbares Äquivalent der unreinen Kalke mit *Rh. princeps* darstellt. Nach dieser Auffassung müßte der Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer jünger als die Erbslochgrauwacke sein, und es würde sich danach das allerdings unwahrscheinliche Bild ergeben, daß zwischen zwei Schichtenfolgen mit rheinischer Unterkoblenzfauna zwei hercynische Schichtenglieder mit rein böhmischer Fauna eingeschaltet wären, deren Ablagerung dann ebenfalls in die Unterkoblenzstufe fallen müßte. Für eine solche Auffassung fehlt aber im Kellerwalde jeder Anhalt, und auch die Beobachtungen Herrmann's bei Marburg zwingen keineswegs, wie wir sehen werden, zu der Folgerung, daß die Erbslochgrauwacke (bezw. die Hercyngrauwacke von Hermershausen) älter als Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer sein muß.

Der Umstand allein, daß die Fauna des unreinen körnigen Kalkes mit *Rh. princeps* nach Ablagerung des Schönauer Kalkes und Dalmanitenschiefers nochmals in der jüngeren Erbslochgrauwacke erscheint, kann bei der Konstanz dieser Formen in der unterdevonischen Riffacies (Kalk von Konieprus) nicht wundernehmen und jedenfalls nicht als Beweis dafür gelten, daß die Erbslochgrauwacke älter als die heterop entwickelten Hercynschichten (Schönauer Kalk und Dalmanitenschiefer) sind.

Damit wird aber auch die von Dienst a. a. O. geäußerte Vermutung gegenstandslos, daß die Michelbacher Schichten —

[1]) P. Dienst, Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg im Kellerwalde. D. Jahrb. 1913, I, S. 539 ff.

[2]) a. a. O, S. 611.

als ein den Hercynbildungen gleichaltriges oder sogar älteres Schichtenglied in ortsfremder rheinischer Facies — nur durch tektonische Bewegungen (große Überschiebungen) in ihre heutige Lage, als das unmittelbare Hangende der Hercynstufe, gelangt sein können. DENCKMANN ist dieser Anschauung bereits unter Berufung auf die eindeutigen Lagerungsverhältnisse am Steinhorn entgegengetreten[1]).

Wir kommen danach zu folgendem Ergebnis: Im Bereiche der Horstregion des Kellerwaldes folgen auf das fossilführende Obersilur in böhmischer Facies wahrscheinlich ohne jegliche Lücke in der Ablagerung Schichten von Präkoblenzalter, ebenfalls in böhmischer Facies. Zeitlich ungefähr mit der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe zusammenfallend, erfolgte erstmalig ein Einbruch rheinischer Facies in das bis dahin von der böhmischen Fauna beherrschte Gebiet (Transgression der Erbslochgrauwacke). Diesem ersten Einbruche folgte noch innerhalb der Unterkoblenzstufe ein weiteres Übergreifen der rheinischen Facies (Michelbacher Schichten), wobei die böhmischen Formen bis auf geringe Reste verschwanden. Das Untere Mitteldevon scheint sich im Kellerwalde ähnlich wie im Horstgebiete der Hörre ohne wesentliche Lücke an das Obere Unterdevon anzuschließen.

In dem im vorigen Abschnitt betrachteten Teile des Horstgebietes (Bl. Rodheim und Gladenbach) fanden wir eine lückenlose Schichtenfolge von Unterkoblenz- und Oberkoblenzschichten in rheinischer Facies mit reicher und unvermischter Fauna, die nach oben in die Tentaculitenschiefer des Unteren Mitteldevons übergehen. Der Übergang zwischen beiden Stufen wird dadurch besonders deutlich, daß sowohl die oberen Oberkoblenzschichten (dunkle dachschieferartige Tonschiefer) als auch die darüberfolgenden Tentaculitenschiefer an der Basis durch reichliche Einlagerungen von Kieselgallen ausgezeichnet sind (Um-

[1]) 1914, S. 263, Anmerkung 1. Vergl. auch DREVERMANN, a. a. O., S. 106, der auch besonders betont, daß die wichtige Voraussetzung für eine solche Annahme, die tatsächliche Beobachtung der hypothetischen Störungen, völlig fehlt,

gebung von Weipoltshausen und Altenvers). Die hercynische Schichtenfolge des Kellerwaldes würde man also im Hessischen Hinterlande nur im Liegenden der Unterkoblenzschichten (Weipoltshausen) zu erwarten haben.

Um so mehr muß es überraschen, daß wenige Kilometer nordöstlich von Weipoltshausen hercynische Schichten zwischen Hermershausen und Damm-Mühle (Bl. Niederwalgern) bekannt geworden sind, die nach der neuerdings von F. Herrmann durchgeführten Bearbeitung das Obere Unterdevon vertreten sollen und scheinbar in lückenloser Entwicklung in die untermitteldevonische Facies der Tentaculitenschiefer übergehen[1]).

Das Hercyn zwischen Hermershausen und Damm-Mühle bildet einen nur wenige hundert Meter breiten und etwa 3 km langen Gesteinszug inmitten von Schichten, die in der Hauptsache dem System der Hörregrauwacke zuzurechnen sind und daher von Herrmann in Anlehnung an die Kayser'sche Auffassung als Silur bezeichnet werden. Im einzelnen gibt Herrmann als Begleitgesteine des Hercyns neben Hörregrauwacken Schiffelborner und Steinhorner Schichten an, betont jedoch die ungleichförmige Anlagerung des Hercyns an die einzelnen Schichtenglieder des umgebenden Silurs.

Ausgehend von dem silurischen Alter dieser Schichten sieht Herrmann den Hercynzug als eine in das Silur eingefaltete Mulde an, in der im einzelnen folgende Schichtenglieder (von oben nach unten) unterschieden werden:

1. Knollenschiefer,
2. Schönauer Kalk,
3. unreiner Kalk mit *Rh. princeps*,
4. kalkige Grauwacke.

Die hercynischen Schichten werden im Südwesten bei Hermershausen[2]) ohne erkennbaren Zusammenhang (wahrscheinlich aber übergreifend) von Kalken des Unteren Mitteldevons über-

[1]) Fr. Herrmann, Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. d. Lahn. Dies. Jahrb. 1912, I, S. 305 ff.

[2]) Vergl. a. a. O., Karte, Taf. 18.

lagert, die ebenfalls durch HERRMANN eine Bearbeitung erfahren haben[1]). Da nun das Schichtenglied 4 (kalkige Grauwacke) als ein völliges Äquivalent der Erbslochgrauwacke, mit ähnlicher Mischung von F_2-Fauna und rheinischer Unterkoblenzfauna wie im Kellerwalde, nicht älter als die älteste Unterkoblenzstufe sein kann[2]), andererseits die Knollenschiefer mit ihrer dem böhmischen G_1 entsprechenden Fauna ohne wesentliche Lücke in die das Hercyn überlagernden Kalke von Hermershausen (ebenfalls mit G_1-Fauna) übergehen sollen, so würden, die Richtigkeit des obigen Hercynprofiles vorausgesetzt, die Stufen 1—3 ungefähr die rheinische Koblenzstufe vertreten müssen.

Gegen die Begründung dieser Altersfolge, die sich teils auf stratigraphische, teils auf paläontologische Beweise stützt, läßt sich indessen mancherlei geltend machen. Die stratigraphischen Beobachtungen stützen sich in erster Linie auf die Schichtenfolge im Tale westlich der Damm-Mühle, da in den weiter westlich gelegenen Aufschlüssen (Einhäuser Chaussee, Hermershäuser Friedhof und Beichte) nur die Hercyngrauwacke und an der Beichte allerdings auch eine kleine Partie des Knollenschiefers (ohne erkennbaren Zusammenhang mit der Hercyngrauwacke) angetroffen wurde. Das aus den recht verwickelten und unklaren Aufschlüssen an der Damm-Mühle hergeleitete Profil (a. a. O., Taf. 19, Fig. 2), in dem die Knollenschiefer das Innere einer Mulde bilden, die an den Flügeln von Schönauer Kalk, Princeps-Kalk zum Teil, Kalkgrauwacken und Silur umgeben wird, gründet sich in der Hauptsache auf das silurische Alter der umgebenden Schichten, deren diskordante Anlagerung

[1]) Über das Paläozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges; Jahrb. Nass. Ver. f. Naturk., 1911, Jahrg. 64; Sep. Abdr. S. 25 ff.

[2]) HERRMANN's Vermutung, daß die Hercyngrauwacke wegen gewisser altertümlicher Formen noch einen Teil der Siegener Stufe vertritt, ist inzwischen durch das Auffinden von *Spirifer Decheni* und *Sp. Trigeri* in den Michelbacher Schichten gegenstandslos geworden (vergl. DIENST, a. a. O., S. 610).

Erörtert wurde bereits, daß neuerdings DREVERMANN den Siegener Charakter der Fauna wieder stärker betont hat (a. a. O., S. 109, 110).

ausdrücklich betont wird. Sind indessen diese umhüllenden Schichten (System der Hörregrauwacke) nicht Silur, sondern transgredierendes Oberdevon, so würde sich das Profil an der Damm-Mühle eher als Sattel deuten lassen, und die Altersfolge innerhalb des Hercyns würde dann die umgekehrte sein[1]).

Auf einem Irrtum scheint es zu beruhen, wenn sich Herrmann weiterhin zur Stützung seiner Anschauung auf die Lagerung der Erbslochgrauwacke im Kellerwalde beruft (a. a. O. S. 385); nach Denckmann's Darstellung[2]) des Erbslochprofils ruht die Grauwacke nicht unmittelbar auf Silur, sondern auf Tonschiefern mit Dalmaniten und Beyrichien, in denen Herrmann zum Teil ein Äquivalent seiner Knollenschiefer sucht, nirgends aber unter unzweifelhaften Hercynschichten, und damit erleidet auch der von ihm (a. a. O. S. 386) versuchte Vergleich der Hercynschichten des Kellerwaldes mit denen der Damm-Mühle eine Abänderung.

Die Knollenschiefer, die nach Herrmann in das jüngste Unterdevon hinaufreichen würden, enthalten zwar eine typische G_1-Fauna, was aber nicht viel besagen will, nachdem sich mehr und mehr herausgestellt hat (vergl. unten S. 48), daß

[1]) Im übrigen sei darauf hingewiesen, daß die bisherigen Aufschlüsse westlich der Damm-Mühle, die ich selbst 1913 unter der Führung von Geh.-R. Prof. E. Kayser kennen lernte, keineswegs mit Sicherheit eine Deutung der Schichtenfolge des Hercyns gestatten, was F. Herrmann auch selbst offenbar empfindet, da er sich bei der Beschreibung derselben mehrfach auf die paläontologischen Ergebnisse seiner Arbeit beruft und hervorhebt, daß die Lagerung des unreinen Kalkes auf der Hercyngrauwacke und der Knollenschiefer auf Schönauer Kalk nicht gut zu beobachten ist. Für die Beurteilung der Frage, ob die Hercynschichten als Ganzes einen Sattel oder eine Mulde innerhalb der umgebenden Hörreschichten bilden, scheint mir das eigentümliche Auftreten von Zechstein in der Kulisse nordöstlich von Hermershausen nicht ohne Bedeutung. Die tiefe Lage des Zechsteins in dieser Kulisse, in der der Hercynzug eine kurze Unterbrechung erleidet, setzt einen erheblichen Einbruch gegenüber den Nachbarkulissen voraus. Bei muldenförmiger Lagerung des Hercyns müßte man also in ersterer die hercynische Schichtenfolge in größerer Breite erwarten, während sie gerade hier fehlt, was bei einem sattelförmigen Bau des Hercyns recht verständlich ist.

Im übrigen vergleiche man die ausführlichen Einwendungen, die Fr. Drevermann (a. a. O., S. 108 ff.) gegen die Herrmann'sche Auffassung erhoben hat.

[2]) 1896, S. 158.

das böhmische G_1 nicht, wie HOLZAPFEL und KAYSER seinerzeit annahmen[1]), mitteldevonisches Alter besitzt, sondern zum mindesten in der Hauptsache unterdevonisch ist und wahrscheinlich bereits unmittelbar über dem Obersilur beginnt.

Andererseits enthält der Knollenschiefer der Damm-Mühle viele besonders bezeichnende Formen, die entschieden an ältere Bildungen erinnern, wie *Cardiola* cf. *reliqua* und die Dalmaniten (Hunsrückschiefer), *Herzynella bohemica* (bisher nur aus dem noch zum Silur gehörenden F_1 Böhmens bekannt), *Patrocardium* (nur im Obersilur Böhmens und im Kellerwald); auch der besonders charakteristische *Dalmanites Reussi* tritt in Böhmen nach HERRMANN's Mitteilung (a. a. O., S. 367) in G_1 unmittelbar über F_1, d. h. also über Obersilur, auf[2]).

Es sprechen demnach auch manche paläontologischen Gründe gegen ein jung-unterdevonisches Alter des Knollenschiefers, jedenfalls aber keine entscheidenden Gründe gegen die Annahme, daß sie in Wirklichkeit das älteste Glied der hercynischen Schichtenfolge bei Marburg bilden. Noch mehr gilt dies bezüglich des Schönauer Kalkes; an der Damm-Mühle hat derselbe bisher nur wenige Fossilien geliefert, und das erheblich reichere Material des Kellerwaldes harrt noch immer der Bearbeitung. DENCKMANN hat indessen bereits auf die Beziehungen der Fauna des Schönauer Kalkes (*Ag. fidelis* usw. und der Dalmaniten) mit dem rheinischen Hunsrückschiefer hingewiesen und danach für die hercynische Schichtenfolge ein höheres Alter als das der Koblenzstufe als wahrscheinlich hingestellt. Zu dem gleichen Ergebnis kommt auch neuerdings DREVERMANN in der bereits mehrfach herangezogenen Arbeit.

Es stehen demnach keinerlei Gründe der Annahme entgegen, daß die Knollenschiefer und Schönauer Kalke der Damm-Mühle mit den Princeps-Kalken die älteren Glieder des Mar-

[1]) E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H BARRANDE's zum rheinischen Unterdevon. Dies. Jahrb. 1893, S. 236 ff.

[2]) Vergl. auch die Einwendungen FR. DREVERMANN's a. a. O., S. 111.

burger Hercyns bilden, die Hercyngrauwacke dagegen das jüngere ist. Als einziger Unterschied gegenüber der Entwicklung des Kellerwaldes bliebe, falls die obige Reihenfolge richtig ist, die Beobachtung, daß die unreinen Kalke mit *Rh. princeps* dort den Schönauer Kalk unterlagern, während sie ihn an der Damm-Mühle überlagern würden; doch darf man hierin wohl kaum ein Bedenken sehen, da die Riffauna mit *Rh. princeps* in Böhmen ohne faunistischen Wechsel das ganze Unterdevon vertreten kann (Kalk von Konieprus) und im Kellerwalde die Fauna der Princeps-Schichten unter dem Schönauer Kalk in der darüberfolgenden Erbslochgrauwacke noch einmal wiederkehrt.

Dies führt zu der Frage, ob man in den einzelnen im Kellerwalde und an der Damm-Mühle bisher festgestellten hercynischen Schichtengliedern stratigraphisch festliegende Horizonte erblicken darf, oder ob nicht vielmehr das Fehlen des einen oder anderen Schichtengliedes in den einzelnen Profilen auf facielle Vertretung durch ein anderes Glied der Schichtenfolge zurückzuführen ist.

Das klassische Gebiet für die Entscheidung dieser wichtigen Frage, das mittelböhmische Devon, ist, wie die neueren Autoren stets wieder betonen müssen, in stratigraphischer Hinsicht noch so gut wie ungeklärt[1]): und doch wird eine sichere Klärung der Stellung der einzelnen Hercynschichten und der ihnen verwandten Kalkbildungen im Bereiche des Horstgebietes, die früher ebenfalls als Hercyn-Kalke bezeichnet wurden (Greifensteiner Kalk usw.), bei der eigenartigen Verteilung dieser Bildungen nur dort zu erwarten sein, wo eine lückenlose Entwicklung der hercynischen Facies, wie in Mittelböhmen, erhalten ist. Die Versuche, die einzelnen Hercynhorizonte nach ihren Beziehungen zu den Schichtengliedern der rheinischen Faciesprovinz zu gliedern, werden sich bei der scharfen Trennung beider Faciesprovinzen nur bezüglich der Hauptstufen

[1]) Vergl. Denckmann, 1899, S. 328.

ermöglichen lassen, in denen Meeresbewegungen das Übergreifen der einen Facies über die andere veranlaßt haben.

In der grundlegenden Arbeit über die Beziehungen des böhmischen Devons (Stufen F, G, H Barrandes) zum rheinischen Devon haben E. KAYSER und E. HOLZAPFEL[1]) auf Grund eingehender Untersuchungen an Ort und Stelle die Ansicht vertreten, daß der Riffkalk von Konieprus (F_2 z. T.) das Unterdevon vertritt, der mit dem F_2 von Barrande noch vereinigte rote Crinoidenkalk (Mnenianer Kalk = Greifensteiner Kalk) dagegen dem Unteren Mitteldevon zuzuweisen ist. Ebenso wurde für den Knollenkalk (Stufe G_1) in der Hauptsache ein untermitteldevonisches Alter angenommen. In dem berühmten Profile am Slati Kun ruht der Kalk von Konieprus (mit der bekannten reichen Fauna gerippter Brachiopoden, Capuliden usw.) nach den Beobachtungen der Verfasser teilweise auf den Plattenkalken der Stufe F_1, örtlich aber auch direkt auf E_2. F_1 und F_2 sollten sich nach der Auffassung von NOWAK[2]) gegenseitig vertreten, da sie in den einzelnen Profilen im umgekehrten Mächtigkeitsverhältnis stehen. Diese Auffassung ist indessen später, namentlich durch JAHN entkräftet worden[3]). Danach gehören die F_1-Kalke trotz ihrer an das Unterdevon erinnernden Brachiopoden mit ihrer reichen Graptolithenführung zweifelsohne noch zum Obersilur, und abgesehen von der Altersfrage erscheint nach den gleichen Beobachtungen JAHN's eine Vertretung von F_1 durch F_2 ausgeschlossen.

Somit wäre also die obere Grenze des Silurs über F_1 zu ziehen, das Unterdevon beginnt mit F_2 (Kalk von Konieprus), der teils auf E_2, teils auf F_1 ruht, woraus ein gewisser Hiatus zwischen dem Obersilur und der Ablagerung der Riffkalke des Unterdevons hervorzugehen scheint.

Mit den Riffkalken von Konieprus wurden, wie bereits er-

---

[1]) 1893, S. 236 ff.

[2]) Zur Kenntnis der Fauna der Etage F_1. Sitz.-Ber. Böhm. Ges. d. Wissenschaften, 1886.

[3]) Vergl. DENCKMANN, 1899, S. 320.

wähnt, von Barrande in der Stufe F_2 rötliche Crinoidenkalke vereinigt, die nach dem Profil am Slati Kun dem Riffkalke teils auflagern, teils aber auch nach der von E. Kayser und E. Holzapfel a. a. O. S. 268 gegebenen Skizze unzweifelhaft mit ihm verzahnt sind. Die genannten Autoren schlossen aus dieser Lagerung auf ein jüngeres Alter des von ihnen als Mnenianer Kalk bezeichneten Crinoidenkalkes, der sowohl petrographisch wie faunistisch ein völliges Äquivalent des Greifensteiner Kalkes darstellt. Dieser Auffassung ist bereits Frech, der als erster auf die nahe Verwandtschaft von Greifenstein und Mnenian hingewiesen hat und ursprünglich sogar eine Unterlagerung des Riffkalkes durch Mnenian angenommen hatte[1]), mehrfach entgegengetreten[2]). In der Tat läßt die Lagerung des Mnenianer-Kalkes zum Konieprus-Kalke, was auch neuerdings durch Seemann wieder bestätigt worden ist[3]), nur die Annahme zu, daß der Mnenianer-Kalk wenigstens mit den höheren Teilen des Riffkalkes gleichaltrig ist und, als eine heterope Facies desselben, noch zum Unterdevon zu stellen ist.

Noch mehr gewinnt dies an Wahrscheinlichkeit, wenn man die Beziehungen des Mnenianer Kalkes zu Stufe G_1 ins Auge faßt. Diese aus Knollenkalken bestehende eintönige Schichtenfolge bildet bis heute das größte Fragstück in der ganzen böhmischen Devonstratigraphie und ist recht eigentlich die Veranlassung für das völlige Versagen der zahlreichen Versuche gewesen, die Schichten des mitteldeutschen Devons mit G_1-Fauna den bekannten rheinischen Stufen einzuordnen. Für die Altersstellung des Knollenkalkes G_1 in Böhmen ist von Wichtigkeit, daß er

1. in enge facielle Beziehung zum Mnenianer Kalke tritt; G_1 lagert nie auf Mnenian, sondern umsäumt ihn randlich und führt häufig Linsenlagen von Crinoidenkalken, die einen Übergang der einen Facies in die andere andeuten[4]).

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1886, S. 918.
[2]) Vergl. insbesondere Lethaea geogn. I, Bd. II, S, 184.
[3]) Beitr. z. Pal. Geol. Österr.-Ung. 1907, Bd. 20, S. 69.
[4]) E. Kayser und E. Holzapfel, a. a. O. S. 275.

2. G_1 ruht teils unmittelbar auf den Plattenkalken der obersilurischen Stufe F_1, teils schieben sich zwischen beide körnige Kalke als Übergangsbildung ein, die an den Konieprus-Kalk erinnern.

Da nun F_1 bereits unzweifelhaft Obersilur darstellt, so gewinnt es den Anschein, daß die Stufe G_1 die unmittelbare Fortsetzung der Silurfacies von F_1 im Unterdevon darstellt und demnach zum mindesten das ganze Unterdevon mit vertreten muß. Der Mnenianer Kalk würde demnach lediglich als eine Übergangsfacies zwischen dem Konieprus-Kalk und dem G_1-Kalke anzusehen sein, die beide das ganze Unterdevon umfassen. Dem entspricht auch die Mischung der Fauna. Mit den Knollenkalken ist der Mnenianer Kalk durch einige charakteristische Formen (wie *Ag. fidelis*, *Ag. fecundus* und die Odontochilen) verbunden, die dem Riffkalke fehlen, während andererseits der Knollenkalk zahlreiche Brachiopoden mit dem Konieprus-Kalk gemeinsam hat.

Bei den Schlußfolgerungen, die E. KAYSER und E. HOLZAPFEL aus ihren Beobachtungen zogen[1]), gingen sie, anstatt die verhältnismäßig klaren böhmischen Profile zum Ausgangspunkte zu nehmen, von dem rheinischen Greifensteiner Kalke aus, dessen ungefähre Altersgleichheit mit dem untermitteldevonischen Ballersbacher Kalke als gegeben angenommen wurde, während in Wirklichkeit das Alter von Greifenstein erst zu beweisen war. Sie stellten dementsprechend Mnenian (= Greifenstein) ins Untere Mitteldevon und nahmen eine gleiche Altersstellung auch für die dem Mnenianer Kalk gleichaltrigen Knollenkalke G_1 an. Bedenken muß dieses Resultat schon deswegen erregen, weil die in G_1 und Mnenian massenhaft vertretenen Odontochilen bisher lediglich in dem rheinischen Hunsrückschiefer, also im älteren Unterdevon, festgestellt sind, während sie in den unbestrittenen Mitteldevonablagerungen völlig fehlen[2]).

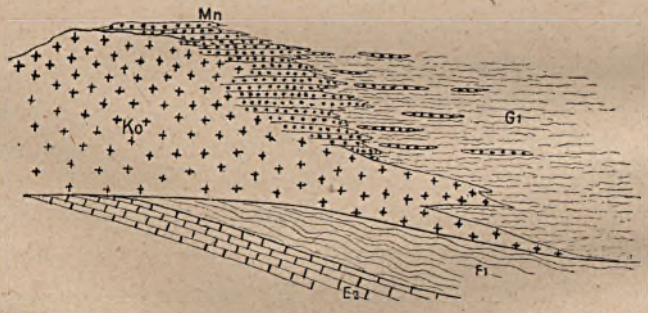
[1]) a. a. O. S. 280 und 283.

[2]) Vergl. DENCKMANN, 1899 S. 327; FRECH, Lethaea, I, Bd. 2, S. 186.

Geht man von den oben angedeuteten Beziehungen der böhmischen Stufen zu einander aus (vergl. die untenstehende schematische Darstellung, Fig. 2), so ergibt sich, wie bereits angedeutet, folgendes: Der Kalk von Konieprus (F_2 z. T.) ruht übergreifend auf den obersilurischen Stufen E_2 und F_1 und vertritt vermutlich das ganze Unterdevon; ebenso beginnt G_1 stellenweise unmittelbar über F_1 ohne Wechsel der Facies, während an anderen Stellen sich zwischen F_2 und G_1 als ein heteropes Zwischenglied körnige Kalke mit der Konieprus-Fauna einschalten. Da die Stufe G_1 von den Äquivalenten des untermitteldevonischen Tentaculitenschiefers (G_2 in Böhmen) überlagert wird, muß sie wenigstens örtlich das ganze Unterdevon vertreten und stellt mithin ein heterop entwickeltes Äquivalent des Konieprus-Kalkes dar. Der Mnenianer Kalk (F_2 z. T.) bildet ein facielles Übergangsglied zwischen dem Konieprus-Kalk und G_1, das nach den bisherigen Beobachtungen allerdings im wesentlichen auf den oberen Teil von G_1 und F_2 beschränkt bleibt. Gleichwohl ist weder für Mnenian noch für G_1 ein untermitteldevonisches Alter erwiesen, zumal der Beweis fehlt, daß der Kalk von Konieprus das ganze Unterdevon (einschl. der Koblenzstufe) umfaßt.

Solange es also nicht gelingt, das böhmische G_1 genau

Figur 2.



Schematische Darstellung der Lagebeziehungen der böhmischen Stufen E_2 bis G_1.

Ko = Kalk von Konieprus, Mn = Mnenianer Kalk.

zu gliedern, wird es nicht möglich sein, die dem böhmischen G_1 verwandten kleinen Faunen des östlichen Rheinischen Gebirges, wie es neuerdings geschehen ist, ohne weiteres dem G_1 gleichzustellen; noch weniger aber ist es angängig, aus dieser Ähnlichkeit mit der G_1-Fauna auf ein untermitteldevonisches Alter der betreffenden Schichten zu schließen. Ebenso wird man sich davor hüten müssen, solange nicht der Nachweis erbracht ist, daß die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon über dem Kalk von Konieprus und unter Mnenian zu ziehen ist, die dem Mnenianer Kalk verwandten Bildungen des Rheinischen Gebirges (und ebenso des Kellerwaldes und Unterharzes) ohne weiteres als Unteres Mitteldevon zu bezeichnen.

Will man daher aus den Verhältnissen in Böhmen Schlüsse über die Altersbeziehungen der einzelnen Hercynstufen im Kellerwalde und bei Marburg herleiten, so wäre in erster Linie (im Sinne DENCKMANN's) zu betonen, daß die Fauna von G_1 keineswegs auf ein jungunterdevonisches oder gar mitteldevonisches Alter deutet, der altertümliche Charakter mancher Formen in den faciell ähnlichen Schichten (Schönauer Kalk, Dalmaniten-Schiefer, Knollenschiefer) vielmehr für älteres Unterdevon spricht, was nicht verwundern kann, wenn man bedenkt, daß sowohl die fraglichen Hercynschichten wie auch das böhmische G_1 unmittelbar und ohne wesentlichen Wechsel der Facies über dem Obersilur (F_1 z. T.) folgen. Des weiteren wäre zu folgern, daß, da auch der Riffkalk von Konieprus zum mindesten das ganze Untere Unterdevon zu vertreten scheint, die entsprechenden Bildungen im Kellerwalde (Schichten mit *Rh. princeps*) und an der Damm-Mühle (unreine Kalke mit *Rh. princeps*) nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden sein brauchen, sondern sowohl über wie unter den Äquivalenten des G_1 erscheinen können. Hiernach dürften der oben vertretenen Anschauung, daß die Hercyngrauwacken, mit ihrem deutlichen Einschlag von Konieprus-Fauna, im Kellerwalde und an der Damm-Mühle die Äquivalente der G_1-Kalke überlagern, keine Bedenken entgegenstehen.

Mit diesen Überlegungen kommen wir zu dem Schluß, daß die hercynischen Schichten bei Marburg, ebenso wie dies für die äquivalenten Schichten im Kellerwalde bereits von Denckmann wahrscheinlich gemacht ist, ohne paläontologische Bedenken dem Unteren Unterdevon zugerechnet werden können[1]). Sie ruhen, wahrscheinlich ohne wesentliche Lücke, dem Obersilur auf[2]) und werden transgredierend überlagert von der konglomeratischen Hercyngrauwacke, die bereits eine Mischung der bisher herrschenden böhmischen mit neu eingewanderten rheinischen Formen enthält.

Entsprechend der regionalen Bedeutung, welche die mit Transgression verbundene Invasion des rheinischen Unterdevonmeeres in das böhmische Faciesgebiet voraussetzt[3]), bildet die Hercyngrauwacke sowohl im Kellerwalde wie auch bei Marburg das am weitesten verbreitete und mächtigste Gesteinsglied der hercynischen Schichtenfolge; die völlige Übereinstimmung in petrographischer und faunistischer Hinsicht über eine räumlich so große Erstreckung läßt an der völligen Altersgleichheit der betreffenden Bildungen keinen Zweifel.

Mit dieser Umdeutung des Marburger Hercyns fallen einerseits die Schwierigkeiten fort, die Herrmann, von der ununterbrochenen Fortentwicklung des Hercyns vom Oberen Unterdevon bis ins Untere Mitteldevon ausgehend, in dem Erscheinen der rheinischen Unterkoblenzstufe (Michelbacher Schichten) über dem Hercyn des Kellerwaldes sah (a. a. O. S. 387), anderer-

[1]) Vergl. F. Drevermann, a. a. O. S. 105 ff., der zu den gleichen Ergebnissen kommt.

[2]) Auch westlich der Damm-Mühle scheint dies der Fall zu sein. Hier wurden bereits vor Jahren von F. Herrmann in unmittelbarer Nähe des Hercyns die ersten Graptolithen des Obersilurs im Rheinischen Gebirge gefunden (vergl. Sitz.-Ber. der Ges. z. Bef. d. ges. Naturw., Marburg, 1908, Nr. 5, S. 122); freilich gelang es bisher nicht, die betr. Schichten im Anstehenden aufzufinden, immerhin darf man aus dem Funde schließen, daß in unmittelbarer Nachbarschaft des Hercyns auch das Obersilur vorhanden sein wird.

[3]) Andeutungen ders. Bewegungen sind auch im Unterharze vorhanden (kalkige Grauw. d. Klosterholzes Ilsenburg; vergl. M. Koch, Z. d. D. Geol. Ges., 1898, S. 21 ff.).

seits löst sich damit der oben hervorgehobene scheinbare Widerspruch, daß nur wenige Kilometer westlich des Hercyns von Hermershausen die rheinische Unterkoblenz- und Oberkoblenzstufe mit unvermischter Fauna und in lückenlosem Übergang in das Untere Mitteldevon in mächtiger Entwicklung vorhanden ist. Die hercynische Schichtenfolge einschließlich der an der Grenze der Siegener und Koblenzstufe stehenden Hercyngrauwacke bildet also das Liegende der Unterkoblenzstufe von Weipoltshausen, und wir dürfen bei der regionalen Verbreitung der Hercyngrauwacke annehmen, daß Reste derselben auch weiter westlich von Hermershausen im Horstgebiete des Hessischen Hinterlandes und der Hörre noch vorhanden sein werden, hier allerdings, ebenso wie das fossilführende Obersilur, überdeckt und damit der Beobachtung entzogen durch die nach Westen ständig an Verbreitung zunehmenden jüngeren Deckschichten der Hörre.

Ich komme hiernach nochmals auf das Auftreten des Klippenquarzites im Kerne des Unterdevonsattels von Weipoltshausen zurück. Nach den weiter oben gemachten Ausführungen ist es ausgeschlossen, daß der Klippenquarzit einem devonischen Schichtengliede von der Unterkoblenzstufe aufwärts entspricht. Das Untere Unterdevon erscheint bei Hermershausen in hercynischer Facies, und in seiner unmittelbaren Begleitung sind obersilurische Graptolithenschiefer wie im Kellerwalde beobachtet, ohne daß der Klippenquarzit daselbst zutage tritt. Der Klippenquarzit wird daher zum mindesten vordevonisches Alter haben müssen, und legt man die neueren im Kellerwalde gewonnenen Gesichtspunkte für die Stellung des Kellerwaldquarzites zugrunde, so wird man das System des Klippenquarzites bezw. des Kellerwaldquarzites, als das älteste Schichtenglied der im Horstgebiete bisher nachgewiesenen Schichtenfolge, füglich noch unter das System des Obersilurs einreihen müssen.

Hier könnte sich die Frage erheben, warum bei Weipoltshausen und an den Klippen der Hörre nicht in Begleitung des Klippenquarzites die obersilurischen Steinhorner Schichten und

TECHNIKA ZAKŁAD GEOLOGII

die alten unterdevonischen Hercynbildungen erscheinen. Die Erklärung ist wohl in der Natur und Verbreitung des Quarzites zu suchen, der seinen Namen Klippenquarzit mit vollem Rechte trägt, da er offenbar nicht nur orographisch in Klippen aus den heute umhüllenden Schichten hervorragt, sondern auch geologisch in Klippen das Horstgebiet zur Wende der Unteren und Oberen Unterdevonzeit durchragte, worauf gewisse auffällige Transgressionserscheinungen an den Aufragungen des Klippenquarzites deuten; nur so ist es auch zu verstehen, daß z. B. der Klippe des Sandberges bei Offenbach konglomeratische Oberkoblenzschichten in schwacher Mächtigkeit und unmittelbar über dem Oberkoblenz kleine obermitteldevonische Riffkalke angelagert sind, daß der Klippe südlich Weipoltshausen, die im unteren Teil von Unterkoblenzschichten umgeben wird, im oberen Teil ein kleines Nest von Greifensteiner Kalk sich anschmiegt, und ähnliche, sonst kaum erklärliche Verhältnisse mehr. Der Klippenquarzit bildet demnach wahrscheinlich das eigentliche Rückgrad des ganzen bisher beschriebenen Horstgebietes vom Dilltale bis an den Ostrand des Gebirges bei Marburg; überall, wo er zutage tritt oder in der Nähe im Untergrunde zu vermuten ist, zeigt das Horstgebiet einen besonders ausgeprägten selbständigen Charakter, wo er verschwindet, wie westlich der Dill, geht die Horstfacies allmählich in die umgebende Muldenfacies über. Die große Lücke aber, die sich nach dieser Beobachtung zwischen dem ältesten Gliede des Horstgebietes und den Koblenzschichten ergibt, wird nur dadurch zu erklären sein, daß vor Beginn der Unterkoblenzstufe eine Aufrichtung der älteren Schichtenglieder im Horstgebiete und unmittelbar darauf folgend eine Transgression der Koblenzstufe über die Ränder der Aufrichtungszone erfolgte, wobei zum Teil das älteste Schichtenglied derselben, der Klippenquarzit, freigelegt wurde. Gleichzeitige Zeugen dieser tektonischen Vorgänge und nachfolgenden Transgression bilden die Transgressionskonglomerate der Hercyngrauwacke sowie der nachfolgenden Michelbacher bezw. Unterkoblenzschichten.

Wir kommen danach zu dem Ergebnis, daß das Horstgebiet, das nach den eingangs mitgeteilten Beobachtungen mit dem Beginn des Oberen Mitteldevons erstmalig als selbständiges Element gegenüber dem Muldengebiete hervortritt, in seiner ersten Anlage bereits viel älteren Ursprungs ist und auf tektonische Bewegungen zurückgeht, die etwa an der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe stattgefunden haben müssen.

Es sind sogar Andeutungen vorhanden, daß das Horstgebiet, dessen Rückgrat das System des Klippenquarzites (Kellerwaldquarzit, Bruchbergquarzit) bildet, vielleicht noch älteren Ursprungs ist. F. Herrmann wies bereits auf die auffällige Erscheinung hin[1]), daß das Unterdevon in böhmischer Facies anscheinend an die Südostseite der durch ganz Mitteldeutschland verfolgbaren Sattelaxe des Klippenquarzites gebunden ist. Diese Auffassung erleidet freilich dadurch eine gewisse Veränderung, daß nach der hier vertretenen Gliederung das hercynische Unterdevon Präkoblenzalter besitzt; da aber Schichten dieses Alters bisher auf der Nordwestseite des Horstzuges weder im Oberharze noch im Kellerwalde, noch auch am Südrande der Dillmulde beobachtet worden sind — im benachbarten rheinischen Gebirge erscheint das ältere Devon erst weit abseits des Horstgebietes sowohl im Nordwesten (Siegerland) wie auch im Süden (Taunus) —, so fehlt zunächst der unmittelbare Beweis für die obige Annahme. Immerhin bleibt die Tatsache als solche bestehen, daß älteres Unterdevon und Obersilur in böhmischer Facies bisher nur auf der Südostseite des Horstgebietes und in seiner unmittelbaren Nachbarschaft festgestellt werden konnte. Die Anklänge an die böhmische Entwicklung, die in manchen Schichtengliedern des Hercyns nicht nur faunistisch, sondern auch petrographisch geradezu verblüffend sind, scheinen auch für die Entwicklung des Obersilurs im Kellerwalde und im Unterharze zu gelten, während mit dem nächstgelegenen Obersilur nordwestlich des Horstgebietes (belgische Entwicklung) kaum mehr als eine äußerliche Ähnlichkeit besteht. Da da-

[1]) a. a. O. S. 390, 391.

fossilführende Obersilur im Kellerwalde und Unterharz, und soweit ersichtlich, auch bei Marburg mit dem hercynischen Unterdevon stets aufs engste verknüpft zu sein scheint, wie dies in Böhmen der Fall ist, so dürfte manches für die Annahme sprechen, daß das Horstgebiet in seiner ersten Anlage bereits vor der Obersilurzeit bestanden und eine faunistische wie facielle Scheide zwischen der böhmischen und der nordwesteuropäischen Entwicklung des Obersilurs und älteren Unterdevons gebildet haben mag.

VI. Die Beziehungen der Greifensteiner Facies und des Pentamerusquarzites zum Horstgebiete.

Die Vorstellung, daß das Horstgebiet vom Obersilur bis in das jüngere Devon hinein dem böhmischen Faciesgebiet angehört hat und nur vorübergehend von der Invasion der rheinischen Facies an den Außenrändern betroffen wurde, scheint mir geeignet, einiges Licht über die noch immer schwebende Frage nach der Stellung der Greifensteiner Kalke und verwandter Bildungen im östlichen Rheinischen Gebirge zu verbreiten.

Bekanntlich haben E. Kayser und E. Holzapfel, die sich um die Kenntnis der in Frage kommenden Faunen besonders verdient gemacht haben, in ihrer grundlegenden Arbeit über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H Barrande's zum rheinischen Devon auf Grund faunistischer Vergleiche die Ansicht entwickelt, daß der Greifensteiner Kalk ein völliges Äquivalent des von Barrande mit dem F_2 vereinigten roten Crinoidenkalkes von Mnenian darstellt und, im Alter etwa den Ballersbacher Kalken des Dillgebietes entsprechend (Zone des *Hercoceras sublubereulatum* und des *Mimoceras gracile*), an die Basis des Unteren Mitteldevons zu setzen sei. Frech hat diese Ansicht, in erster Linie allerdings von den böhmischen Verhältnissen ausgehend, mehrfach und letzthin noch ausführlich im zweiten Bande der Lethaea[1]) bekämpft

[1]) a. a. O. S. 183, 202.

und, unter Hinweis einerseits auf die facielle Vertretung von Mnenian durch Konieprus-Kalk, andererseits auf die altertümlichen Faunen-Elemente des Mnenianer- und Greifensteiner Kalkes (*Dalmanites Reussi* u. a.), beide dem Oberen Unterdevon zugewiesen. Auch DENCKMANN hat, wohl hauptsächlich mit Rücksicht auf das gemeinsame Auftreten von Goniatiten aus dem Formenkreise des *Ag. fidelis* in den Schönauer Kalken und im Greifensteiner Kalk von Greifenstein, Bedenken an der von KAYSER und HOLZAPFEL vertretenen Horizontierung geäußert[1]).

Die a. a. O. von DENCKMANN geforderte genaue stratigraphische Untersuchung des Vorkommens von Greifenstein ist bald darauf erfolgt[2]), hat aber nur zu dem negativen Resultat geführt, daß der von E. KAYSER und E. HOLZAPFEL[3]) gemachte Versuch, das untermitteldevonische Alter des Greifensteiner Kalkes auch stratigraphisch mit der angeblichen Unterlagerung durch Oberkoblenzschichten und Gesteine vom Alter des Pentamerus-Quarzites[4]) zu beweisen, hinfällig ist. Die Schurfarbeiten erbrachten lediglich den Nachweis, daß die rd. 20 m mächtige Kalklinse aus mehreren petrographisch wie faunistisch verschiedenen Schichten besteht (rote Crinoidenkalke mit zahlreichen Trilobiten und Brachiopoden; dichte helle Cephalopodenkalke mit *Ag. fidelis*, *Ag. fecundus*, *Pinac. Jugleri* usw.; Amplexus-Kalke usw.), die beiderseits von Tonschiefern und quarzitischen Grauwacken unsicheren Alters eingeschlossen werden. E. KAYSER bezeichnet die begleitenden Gesteine später als Silur[5]) und vermutet, daß der Kalk eine kleine, grabenartig in das Silur eingebrochene mitteldevonische Scholle darstellt.

Kann diese Anschauung, soweit Greifenstein allein in Betracht kommt, schon recht wenig befriedigen, so tritt ihre Un-

[1]) 1899, S. 327.

[2]) Vergl. H. LOTZ, Pentamerus-Quarzit und Greifensteiner Kalk. Dies. Jahrb. 1900, S. 64 ff.

[3]) 1893, S. 255.

[4]) Dieser galt damals noch als eine Leitform des Oberen Unterdevons.

[5]) Erl. Bl. Herborn, S. 12, 13.

wahrscheinlichkeit noch mehr hervor, nachdem auch weitere Vorkommen von Greifensteiner Kalken in ganz ähnlichem stratigraphischen Verbande teils unmittelbar am Nordrande des »Hörresilurs«[1]) teils in unmittelbarer Anlehnung an den Klippenquarzit, also ebenfalls inmitten von »Hörresilur«, festgestellt sind, wie das letzthin von F. Herrmann faunistisch bearbeitete Vorkommen am Niedernberg bei Weipoltshausen[2]). Diese auffällige Erscheinung läßt sich meines Erachtens nur dadurch erklären, daß der Greifensteiner Crinoidenkalk nicht etwa an Störungen in seine heutige Lage geraten, sondern bodenständig ist, d. h. kleine, der unterlagernden alten Horstregion unmittelbar aufruhende Kalklinsen bildet; seine eigenartige Verbreitung ist offenbar auf die Klippennatur des damaligen Meeresuntergrundes im Horstgebiete zurückzuführen, die für die Greifensteiner Fauna besonders günstige Lebensbedingungen geboten haben muß. Denn in ähnlicher Weise finden wir die Greifensteiner Facies im Mnenianer Kalke Böhmens nur in unmittelbarer Anlehnung an den Riffkalk von Konieprus, der vermutlich ähnliche klippenartige Aufragungen am Grunde des böhmischen Devonmeeres bildete.

Mit dieser Feststellung ist freilich die Altersfrage noch nicht gelöst. Manche Crinoidenkalk-Vorkommen im Dillgebiete liegen in typischen untermitteldevonischen Tentaculitenschiefern. Das Vorkommen am Sonnberge bei Günterod wird unmittelbar von Schalstein (Oberes Mitteldevon) überlagert. Eine ähnliche hohe Lage im Mitteldevon nimmt wahrscheinlich auch der Crinoidenkalk im Ensekalk bei Braunau im Kellerwalde ein[3]). Unleugbar sind ferner die Beziehungen, die die Greifensteiner Fauna, allerdings vorwiegend in den indifferenten Formen, mit dem Ballersbacher und noch mehr mit dem zwar jüngeren, aber faciell näherstehenden Günteröder Kalk, also dem oberen

[1]) Vergl. Erl. Bl. Oberscheld und Ballersbach.

[2]) Über das Paläozoicum am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges usw., S. 10 ff.

[3]) Vergl. Lotz, a. a. O. S. 75; Denckmann 1901, S. 33.

Horizonte des Unteren Mitteldevons, aufweist. Wir finden endlich sogar an der Grenze des Oberen Mitteldevons und Oberdevons Nachklänge der Greifensteiner Facies in manchem Roteisensteinlager wieder[1]), die um so auffälliger sind, als der im Oberen Mitteldevon des Muldengebietes, also unter dem Roteisensteinlager, weit verbreitete Stringocephalenkalk nur wenige Formen des böhmischen Formenkreises enthält, in seiner Fauna sich vielmehr eng an die westrheinische Entwicklung des Oberen Mitteldevons anlehnt.

Andererseits kann es nach den neueren Spezialuntersuchungen in Böhmen[2]) wohl keinem Zweifel mehr unterliegen, daß die von FRECH vertretene Anschauung des unterdevonischen Alters zum mindesten für die Hauptmasse des Mnenianer Kalkes zu Recht besteht. Dafür sprechen, abgesehen vom stratigraphischen Verbande (vergl. oben S. 48) auch die altertümlichen Formen von Mnenian, wie namentlich *Dalmanites Reussi*. Dem Vorkommen von Greifenstein fehlt diese Form freilich, nachdem sich die dahingehende Bestimmung FRECH's als unrichtig erwiesen hat[3]); dagegen bilden die bei Greifenstein häufigen Capuliden und vor allem die Goniatiten aus dem Formenkreise von *Ag. fidelis* entschieden Anzeichen für ein höheres Alter als Unteres Mitteldevon. Daß daneben auch Formen wie *Anarc. lateseptatus, Mim. gracile* und *Pinac. Jugleri* bei Greifenstein vorkommen, die bisher nur im Untermitteldevon bekannt sind, während *Ag. fidelis* an die Schönauer Kalke mit ihren Dalmaniten und an die Hunsrückschiefer erinnert, bleibt vorläufig noch ein ungelöstes Rätsel. Will man nicht annehmen, daß die Goniatiten im älteren Devon weniger horizontbeständig erscheinen als im jüngeren Devon, so bleibt nur zu hoffen, daß die genauere paläontologische Bearbeitung des Goniatiten-Materiales von Greifenstein und aus den Hercynschichten hierüber

[1]) Vergl. E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, 1893, S. 352, Anm. 1; ferner HOLZAPFEL, das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. Pr. Geol. L. A., N. F., Heft 16, S. 6.

[2]) Vergl. SEEMANN, a. a. O.

[3]) Vergl. LOTZ, a. a. O., S. 73.

noch Klarheit schaffen wird. Die tatsächlichen Beobachtungen zwingen aber bereits heute zu der schon von Lotz vermutungsweise geäußerten Annahme[1]), daß der Greifensteiner Kalk nicht als stratigraphischer, sondern nur als facieller Begriff Verwendung finden darf, da er in typischer Entwicklung sowohl Unterdevon (Mnenian mit Odontochilen, *Ag. fidelis*) als auch Unteres Mitteldevon bis an die Grenze des Oberen Mitteldevons herauf umfaßt (Sonnberg und Krummberg bei Günterod, Weltersberg bei Hartenrod, Mühlberg bei Überntal, Braunau bei Wildungen). Den letztgenannten Vorkommen fehlen dementsprechend auch die auf ein höheres Alter deutenden Formen, insbesondere *Ag. fidelis*, während Greifenstein selbst, soweit sich heute übersehen läßt, eine Zwischenstellung zwischen beiden einnimmt.

Wir kommen danach zu der Vorstellung, daß der Greifensteiner Kalk eine an das böhmische (hercynische) Unterdevon sich anschließende Facies darstellt, deren Fauna sich in einzelnen kleinen Kolonieen, und ohne jede unmittelbare Berührung mit der rheinischen Facies, in der Klippenregion des Horstgebietes, wo sie offenbar besonders günstige Lebensbedingungen fand, während der Dauer der Invasion der Koblenzstufe erhalten hat. Ihr ältester Vertreter im Rheinischen Gebirge ist vermutlich Greifenstein.

Mit der Änderung der Lebensbedingungen am Rande des Horstgebietes zu Beginn der Mitteldevonzeit wanderte die Fauna wieder in das benachbarte, von der rheinischen Facies vorübergehend beherrschte Muldengebiet ein und verlieh den verschiedenen Kalkeinlagerungen des Unteren Mitteldevons je nach der Nähe des Horstgebietes (Crinoidenkalke des Dillgebietes und Einlagerungen im Ensekalk bei Braunau) und ihrer faciellen Entwicklung (Günteröder Kalk) ihren auffälligen, an den böhmischen Formenkreis erinnernden Charakter[2]).

[1]) a. a. O. S. 38—39.

[2]) In älteren Arbeiten wurden diese Kalke dabei noch als »Hercynkalke« bezeichnet. Vgl. E. Kayser u. E. Holzapfel, 1893, S. 238; Novak, vgl. Stud. ü. d. Hercyn von Bicken, Pal. Abh., N. F., I, 3, 1890; Fr. Frech, Z. D. Geol. Ges. 1886, 1889.

Im Oberen Mitteldevon (Stringocephalen-Stufe) tritt dieser Einschlag böhmischer Formen im Muldengebiete wieder stark zurück, um sich ein letztes Mal an der Grenze von Mittel- und Oberdevon (Roteisensteinlager des Lahngebietes) zu wiederholen. Den Phasen der Transgression (Beginn der Koblenzstufe, Beginn des Oberen Mitteldevons) entspricht also jedes Mal ein Zurückweichen des böhmischen Formenkreises, den Zeiten der Ruhe (Unteres Mitteldevon und Grenze zwischen Mittel- und Oberdevon) ein erneutes Vordringen der böhmischen Fauna aus dem Horstgebiete in die benachbarten Muldengebiete.

Dieses mehrmalige Vordringen der böhmischen Fauna in das Muldengebiet setzt aber das Fortbestehen des böhmischen Formenkreises im Horstgebiete während der Zwischenstufen (Koblenzstufe und Oberes Mitteldevon) voraus. Für die Zeit des Oberen Unterdevons dürften einzelne Kolonieen vom Typus »Greifensteiner Kalk« die Fortentwicklung des böhmischen Formenkreises darstellen. Das Obere Mitteldevon scheint im Horstgebiete ähnlich wie das Obere Unterdevon, im Gegensatz zu der mächtigen Entwicklung beider Stufen im benachbarten Muldengebiete, nur eine ganz schwache Entwicklung zu besitzen. Hierher gehört der bekannte Pentamerus-Quarzit von Greifenstein und ein ihm gleichaltriges Riffkalkvorkommen in seiner unmittelbaren Nachbarschaft[1]), ferner das neuerdings durch F. Herrmann beschriebene Kalkvorkommen von Weipoltshausen[2]). Der Kalk von Weipoltshausen enthält ebenso wie ein benachbartes Vorkommen bei Altenvers[3]) neben dem seltenen *Stringocephalus Burtini* zahlreiche Trilobiten des böhmischen Formenkreises, die dem Riffkalke im Muldengebiete nahezu ganz fehlen und erst an der Wende des Mittel- und Oberdevons (Roteisensteinlager) noch einmal wiederkehren.

Weit verbreitet dagegen ist *Pentamerus rhenanus*, nicht nur im engeren Hörregebiete bei Greifenstein, sondern, wie sich

[1]) Vergl. Lotz, 1900, S. 6 ff.
[2]) Über das Paläozoicum usw., 1911, S. 46.
[3]) Vergl. Lieber, a. a. O., S. 19—20.

inzwischen herausgestellt hat, auch in den Kalken am Ostrande des Gebirges südlich von Gießen, die, wie wir unten sehen werden, dem südlichen Teile des Horstgebietes angehören.

Der *Pentamerus rhenanus* aus den verkieselten Kalkblöcken von Greifenstein hat lange Zeit eines der vielen Rätsel gebildet, die das Hörregebiet birgt. Ferdinand Roemer, der die Form zuerst beschrieben hat, hielt sie für silurisch[1]); Frech erklärte sie, ebenso wie anfänglich E. Kayser, für unterdevonisch[2]) und gründete auf sie eine Stufenbezeichnung des Oberen Unterdevons, nachdem dieselbe Form angeblich noch an verschiedenen benachbarten Stellen (Wissenbach, Biedenkopf, Ruppachtal) in den Grenzschichten des Unter- und Mitteldevons aufgefunden sein sollte[3]). Diese Legende wurde erst im Jahre 1899 durch L. Beushausen[4]) zerstört. Er wies die falsche Bestimmung der übrigen Funde nach und äußerte bereits die Vermutung, daß der Quarzit von Greifenstein nichts als ein verkieselter Kalk sei. Ein Jahr später fand sich der gleiche *Pentamerus* in Kalken des Oberen Mitteldevons unfern des alten Fundpunktes der Quarzite[5]), und damit war das obermitteldevonische Alter der Form sichergestellt, wenngleich es auffällig blieb, daß die Form bei Greifenstein und inzwischen auch bei Klein-Linden u. a. O. in massenhafter Entwicklung festgestellt werden konnte, während sie in den Massenkalken des benachbarten Lahngebietes völlig fehlte, ein Umstand, der offenbar zu ihrer langen Mißdeutung Veranlassung gewesen war.

Nachdem nunmehr die Form in großer Verbreitung und stellenweise sogar ausschließlich herrschend in den Riffkalken des nördlichen (Hörre bei Greifenstein) und des südlichen

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 26, S. 752 ff.

[2]) Leth. geogn. I, Bd. 2, S. 154, 155.

[3]) F. Maurer, N. J. f. Min., 1876, S. 808 ff; C. Koch, dies. Jahrb. 1880, S. 227; A. v. Koenen, Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1879, Bd. 31, S. 641.

[4]) Zur Frage nach dem geologischen Alter von *Pentamerus rhenanus*. Dies. Jahrb. 1899, S. 173.

[5]) H. Lotz, Pentamerusquarzit und Greifensteiner Kalk. Dies. Jahrb. 1900, S. 64 ff.

Horstgebietes (Klein-Linden, Obercleen, Oberrosbach)[1]) nachgewiesen ist, können wir sie als Leitform des Oberen Mitteldevons im Horstgebiete (als Gegensatz zu *Str. Burtini* im Muldengebiete) bezeichnen und in ihr ein Relikt des böhmischen Formenkreises vermuten, auf den auch die verwandten vielrippigen Pentameren, die an der Grenze des Unter- und Mitteldevons in das Lahngebiet einwanderten, zurückzuführen sind[2]). Einen Hinweis dafür, daß auch anderenorts eine dem *P. rhenanus* nahestehende oder sogar mit ihm artgleiche Form in den obermitteldevonischen Riffkalken unter Ausschluß sonstiger Leitformen, insbesondere *Str. Burtini*, vorkommt, gibt OEHLERT in seiner Beschreibung des Kalkes von Montjean[3]).

VII. Die Beziehungen der stratigraphischen Bauelemente des Gebirges zu den tektonischen Phasen.

Wir hätten demnach im Horstgebiete zwischen Hörre und Kellerwald und in den anliegenden Muldengebieten folgende stratigraphische Einheiten und sie einleitende bezw. abschließende Bewegungsphasen zu unterscheiden:

1. das System des Klippenquarzites (Kellerwaldquarzit) als älteste bisher bekannte Schichtengruppe und gewissermaßen das Rückgrat des Horstgebietes bildend[4]).

1a. Vermutlich erste Aufrichtung des Horstgebietes vor oder zu Beginn des Obersilurs.

2. Fossilführendes Obersilur (System der Steinhornschichten) und älteres Unterdevon in böhmischer Facies; soweit bisher bekannt, auf die Südostseite des Quarzitsattels beschränkt.

[1]) Vergl. unten S. 70.

[2]) FRECH, a. a. O. S. 688 (*P. Heberti* und *P. Oehlerti*).

[3]) Notice sur le calcaire de Montjean, Maine et Loire. Ann. Soc. Géol. III, 1877.

[4]) Dabei bleibt die Frage stets offen, ob das System des Kellerwaldquarzites als Liegendes der obersilurischen Steinhornschichten noch mit zum Obersilur gehört, oder aber, was nicht ausgeschlossen ist, ein noch höheres Alter besitzt.

3. I. Tektonische Hauptphase: Einbruch der rheinischen Facies in die bis dahin rein böhmische Facies des Silurs und älteren Devons zum Beginn der Unterkoblenzstufe in zwei vermutlich einander zeitlich rasch folgenden Abschnitten: a) Hercyngrauwacke (Erbslochgrauwacke); b) Unterkoblenzschichten bezw. Michelbacher Schichten. Diesem Einbruch vermutlich vorausgehend eine Aufrichtung und Zerstückelung des alten Horstes einschließlich des Obersilurs und älteren Devons; erste Anlage der Klippen. Rückzug der böhmischen Fauna auf einzelne kleine Kolonieen (Greifensteiner Kalk) in der Klippenregion, in die die rheinische Koblenzstufe vermutlich nicht übergreift[1]).
4. Ablösung der vorwiegend psammitischen Koblenzfacies durch die pelitische Facies der Tentaculitenschiefer an der Wende von Unter- und Mitteldevon; gleichzeitig stärkeres Einwandern böhmischer Fauna aus den Kolonieen der Horstregion (Greifensteiner Kalk) in das benachbarte rheinische Faciesgebiet, infolge der hier vorübergehend eingetretenen günstigeren Lebensbedingungen.
5. II. Tektonische Hauptphase. Erneute Bewegung an den Rändern des Horstgebietes zu Beginn des Oberen Mitteldevons; Faltung und Aufrichtung des Unterdevons einschließlich des Unteren Mitteldevons im Muldengebiet und an dessen Rändern; tektonische Anlage der Lahn- und Dillmulde und erstmalige deutliche Herausbildung des Horstgebietes gegenüber dem umgebenden Muldengebiet. Im Muldengebiet Aufhäufung von Eruptivdecken, Tuffen und mächtigen, die Muldenränder begleitenden Riffkalkablagerungen; im Horstgebiet dagegen Fortbestehen der Tentaculitenschieferfacies mit geringer Entwicklung von

[1]) Möglich wäre allerdings auch, daß die böhmische Fauna die Transgression der rheinischen Koblenzstufe im Horstgebiete nicht überdauert hat, sondern erst später (zur Wende des Unteren Mitteldevons) erneut von O. her in das Horstgebiet und von da in das benachbarte Muldengebiet eingewandert ist.

Riffkalken und einer von der Riffkalkfauna des Muldengebietes abweichenden Tierwelt (*Pentamerus rhenanus*).

6. Letztes Vordringen der böhmischen Fauna des Horstgebietes in der Ruheperiode an der Wende von Mittel- und Oberdevon.
7. Im Oberen Oberdevon erneute Bewegungen (zweite Hauptergußperiode im Muldengebiete) und Transgression der oberdevonischen Hörredeckschichten über das ganze Horstgebiet; innige Vermischung der Horstfacies mit der Muldenfacies dort, wo das Horstgebiet allmählich im Muldengebiet verschwindet (südwestlich der Dill); reichliche Pflanzenführung in den Grauwacken und Schiefern der Hörredeckschichten, deren Erhaltung auf Ablagerungsverhältnisse in der Nähe eines Festlandes deutet.
8. Zur Culmzeit lückenlose Schichtenfolge in den Muldengebieten, erneute Transgression des oberen Culms (Culmgrauwacke z. T. mit Culmkalkgeröllen an der Basis) über die Muldenränder und das Horstgebiet.
9. III. tektonische Hauptphase. Postculmische Hauptfaltung des Gebirges, die sich namentlich in den zu großer Mächtigkeit aufgehäuften Muldensedimenten auswirkte und deren Überschiebung auf das Horstgebiet am Nordrande der Lahnmulde veranlaßte. Abrasion des neugebildeten Faltengebirges.
10. Transgression des Oberen Carbons[1]) (Gießener Grauwacke), das, transgredierend über alle Glieder des Palaeozoicums einschließlich des Culms, als eine mächtige Tafel am Ostrande des Gebirges zwischen Wetter und Butzbach zur Ablagerung gelangt ist und noch heute auf

[1]) Das obercarbonische Alter der Gießener Grauwacke, die übrigens auch petrographisch ein völliges Äquivalent des unteren Flözleeren Sandsteins in Westfalen ist, wurde von mir bereits 1913 (im eingangs erwähnten Vortrage) aus stratigraphischen Gründen vertreten. E. Kayser äußerte zunächst Bedenken dagegen, ist dieser Auffassung später aber aus paläontologischen Gründen (Vorkommen der Fauna der Viséstufe im Culmschiefer von Königsberg, Bl. Rodheim) beigetreten (vergl. Erl. Bl. Marburg, S. 23; Lehrb. d. Geol., II, 4. Aufl., S. 217).

große Erstreckung nördlich und südlich der Lahn wenig gestörte Lagerung aufweist.

11. Nachträgliche schwache Faltung des Gebirges einschließlich des Obercarbons[1]).

Einiges Interesse beansprucht das Verhalten der hier unterschiedenen geologischen Einheiten gegenüber der postculmischen Hauptfaltung des Gebirges. Das Horstgebiet, das bereits zu Beginn des Unterkoblenz und des Oberen Mitteldevons mehrfach gestört und horstartig aufgerichtet war, wurde von der postculmischen Faltung nur in einzelnen Teilen stärker betroffen; vielerorts beobachtet man noch heute in diesem Gebiete flache Lagerung und relativ geringe Störung in den jungdevonischen und culmischen Ablagerungen. Besonders auffällig tritt dies bei der flachen Culmtafel des Lemptales hervor, die auf dem Südrande des Horstgebietes bezw. dem Nordrande des Lahnmuldengebietes in nahezu ungestörter Lagerung aufruht, obwohl über sie hinweg die großen Überschiebungsdecken der Lahnmuldensedimente nach Norden gebrandet sind[2]).

Im Lahnmuldengebiete dagegen wurden die im jüngeren Devon (bei zunehmender Vertiefung des Muldengebietes seit Beginn des Oberen Mitteldevons) zu gewaltiger Mächtigkeit aufgehäuften Sedimente durch den von Südost her wirkenden Faltungsdruck stark gefaltet und aufgepreßt; sie brandeten, in dem nördlich vorgelagerten Horstgebiete starren Widerstand findend, an zahlreichen flachen Überschiebungen von zum Teil vielen Kilometern Länge über den Südrand des Horstgebietes und die ihn überlagernde flache Culmtafel des Lemptales hin-

[1]) Hierauf sind die Bewegungserscheinungen zurückzuführen, die die Grauwacketafel südwestlich von Wetzlar gegen die unterlagernden, steil aufgerichteten Oberdevonschiefer zeigt. Vergl. Joh. Ahlburg, Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Mon.-Ber. S. 300 ff., insbesondere S. 306—309.

[2]) Vergl. Joh. Ahlburg, Die Grube Schöner Anfang bei Breitenbach; ein Beitrag zur Tektonik der Lahnmulde. Dies. Jahrb. 1909, II, S. 345 ff. und Taf. 16.

über. Als ich vor etwa 10 Jahren[1]) über diese von E. KAYSER[2]) zum Teil bereits früher beschriebenen flachen Überschiebungen am Nordrande der östlichen Lahnmulde berichtete, fehlte mir für die Entstehung der ungewöhnlich großen Störungen noch eine genügende Erklärung, vor allem für die Beobachtung, daß die großen Überschiebungsdecken am Nordrande der Lahnmulde nur im Osten erscheinen, während sie weiter westlich so gut wie ganz fehlen. Ich mußte mich vielmehr mit der einwandfrei beobachteten Tatsache abfinden, selbst mit dem scheinbar großen Widerspruch, der darin lag, daß die Culmschichten an der Basis jener großen Überschiebungsdecken von der gewaltigen Gebirgsbewegung fast unberührt geblieben sind, während die gleichaltrigen Culmschichten innerhalb der Überschiebungsdecken aufs stärkste mitgefaltet waren.

Mit der Erkenntnis der Natur des nördlichen Vorlandes löst sich nunmehr jenes Rätsel auf; die Überschiebung der Lahnmuldenschichten über das nördliche Vorland erfolgte nur dort, wo die von Süden brandenden Falten an dem starren Kern des Horstgebietes Widerstand fanden, sie fehlt dagegen weiter westlich, wo der Kern des Horstgebietes allmählich unter das Muldengebiet untertaucht. Die Eigenart der Tektonik am Ostrande der Lahnmulde kann umgekehrt nunmehr sogar als Beweis für das Vorhandensein altdevonischer bezw. vordevonischer starrer Massen im Innern des Horstgebietes angesehen werden.

Auch der scharfe Gegensatz, der zwischen dem Aufbau der östlichen Lahnmulde und dem Südrande der Dillmulde besteht, findet hiermit seine Erklärung. In der Dillmulde waren die Muldensedimente vor dem aus SO wirkenden Faltungsdruck durch das vorlagernde Horstgebiet geschützt; die Faltung ging infolgedessen gleichmäßig mit dem allmählichen Nachgeben des Horstkernes vor sich und führte zur Ausbildung jener schmalen

[1]) Die Tektonik der östlichen Lahnmulde. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Mon.-Ber. S. 300 ff. u. Taf. 16.

[2]) E. KAYSER, Über flache Überschiebungen im Dillgebiete. Dies. Jahrb. 1900, S. 7 ff.

isoklinalen Faltenzüge, die das geologische Bild der Dillmulde in einer Weise beherrschen, wie sie wohl einzig im Rheinischen Gebirge dasteht[1]).

VIII. Das Horstgebiet am Südostrande der Lahnmulde.

Die bisherigen Darlegungen umfassen etwa den Gedankengang des eingangs erwähnten Vortrags, dem im wesentlichen nur die Beobachtungen und Aufnahmeergebnisse am Nordrande der Lahnmulde zugrunde gelegt werden konnten. Inzwischen gelang es, am Südostrande der Lahnmulde, bei der Aufnahme der Blätter Weilmünster, Wetzlar und Cleeberg, neue Beobachtungen zu sammeln, die das Gesagte in mancher Beziehung ergänzen und vor allem geeignet erscheinen, eine Erklärung für das Erscheinen des Silurs südlich von Gießen zu bieten.

Der Südrand der Lahnmulde zwischen dem Emsbachtal im Westen und dem Solmsbachtal im Osten wird gebildet von unterdevonischen Schichten (Ober- und Unterkoblenz) in rheinischer Facies, die im Osten[2]) in ununterbrochener Folge bis zu dem aus älterem Unterdevon (Gedinnien und Taunusquarzit) bestehenden Taunuskamm fortsetzen.

Oben wurde schon erwähnt, daß sich innerhalb der Lahnmulde ähnlich wie nach Norden (nördliche Randzone) auch nach Süden eine Änderung des Schichtenbaues im jüngeren Devon gegenüber der Muldenzone vollzieht. Das Obere Mittel-

[1]) Es sei auf die auffällige Analogie dieser Erscheinungen mit der Tektonik im Harze hingewiesen. Auf der Nordwestseite des Horstzuges (Bruchberg-Acker) zeigt sich eine völlige Wiederholung des Faltenbaues der Dillmulde im Oberharzer Grünsteinzuge (vergl. das von M. Koch entworfene Profil; dies. Jahrb. 1894, S. 197). Im Südosten der Horstmasse zeigt die Elbingeröder Mulde, die auch stratigraphisch der Lahnmulde aufs engste verwandt ist, den Verhältnissen am Nordrande der Lahnmulde entsprechende flache Überschiebungen (M. Koch, dies. Jahrb. 1895, S. 155 ff.), deren Verkennung lange Zeit mit die Ursache für die falsche Deutung der Unterharzstratigraphie bildete.

[2]) Etwa auf der Linie Brandoberndorf, Wernborn, Pfaffenwiesbach; der Hunsrückschiefer schiebt sich erst westlich dieser Linie, etwa bei Idstein, als ein nach Westen rasch zunehmender Keil zwischen die Unterkoblenzschichten ein (vergl. auch A. Fuchs, Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 1916, Mon.-Ber. S. 57 ff.).

devon schrumpft von über 1000 m Mächtigkeit allmählich auf wenige Meter zusammen und greift, diskordant dem älteren Devon auflagernd, zum Teil unmittelbar auf Unterdevon über; das Oberdevon der Muldenzone geht südlich des großen zwischen Muldenzone und Randzone gelegenen Massenkalkzuges Villmar, Aumenau, Grävenеck, Philippstein, Braunfels, Burgsolms, Hermannstein in eine Facies versteinerungsarmer, dachschieferartiger dunkler Tonschiefer über, die, nach Süden noch über das Obere Mitteldevon hinausgreifend, zum Teil ebenfalls unmittelbar dem Unterdevon am Muldenrande auflagern[1]).

Östlich des Weiltales, in der Nähe von Weilmünster, schaltet sich zwischen die jungdevonischen Gesteine des südlichen Muldenrandes und das Obere Unterdevon des Taunusvorlandes eine Schichtenfolge von meist stark gestörten milden Tonschiefern mit plattigen Grauwacken, festen, zähen Glimmerquarziten und Kieselschiefern ein, die von eigenartigen, stark veränderten, meist olivinreichen Diabasen — namentlich östlich des Solmsbachtales — begleitet wird. Hierin, wie in dem eigenartigen, polygenen Charakter ihrer Gesteine steht diese Schichtengruppe den Sedimenten der Muldenzone wie auch dem Unterdevon am Südrande der Mulde als fremdes Element gegenüber. Da Versteinerungen in der Schichtenfolge völlig zu fehlen scheinen, da sie andererseits, namentlich im Westen zwischen Weil- und Solmsbachtal, stets in engster Verbindung mit den Koblenzschichten und zum Teil eingefaltet in diese beobachtet wird, hielt Holzapfel sie bei seiner ersten Aufnahme im Lahngebiete für Oberes Unterdevon; auch ich neigte ursprünglich zu dieser Auffassung, obwohl es unmöglich schien, sie in der Schichtenfolge des sonst im ganzen Gebiete völlig normal entwickelten Oberen Unterdevons mit seiner reichen Fossilführung unterzubringen.

Erst bei der weiteren Verfolgung der fraglichen Gesteine,

[1]) Vergl. Joh. Ahlburg, Über die geologischen Verhältnisse des Blattes Weilmünster. Dies. Jahrb. 1914, II, S. 556 ff. Erl. zu Bl. Weilmünster, Lief. 208 der Geol. Spezialkarte von Preußen.

die ich an anderer Stelle kurz als Solmstaler Schichten zusammengefaßt habe[1]), nach Osten über das Solmsbachtal hinaus stellte sich heraus, daß sie in näherer Beziehung zu den, namentlich auf Blatt Cleeberg (bei Niedercleen, Obercleen, Pohlgöns u. a. O.) und weiterhin am ganzen Ostrande des Gebirges zwischen Gießen und Nauheim entwickelten Massenkalken stehen.

Diese inselartig erscheinenden Massenkalkvorkommen bildeten freilich an sich noch ein Rätsel, dessen Lösung schon des öfteren versucht war. In einer die Tektonik des Taunus behandelnden Arbeit hat Gerth[2]), anknüpfend an Gedanken, die R. Lepsius über die Verbreitung von mitteldevonischen Massenkalken im Untergrunde des rheinischen Gebirges ausgesprochen hatte[3]), gewaltige, an alpine Deckfalten erinnernde Überschiebungen angenommen, um nachzuweisen, daß die weit in die Wetterau bei Nauheim, Friedberg und Oberrosbach hineinragenden Taunusquarzitzüge auf jüngerem Devon (Massenkalk) schwimmende Decken sind.

Geht man jedoch nicht von den unzulänglichen Aufschlüssen der Nauheimer Tiefbohrungen aus, um die Lagerung des Taunusquarzites zum Oberen Mitteldevon am Ostrande des Gebirges zu deuten, sondern untersucht die Aufschlüsse an den Kalkinseln in der Umgebung von Cleeberg, so zeigt sich, daß der Massenkalk über die einzelnen Glieder des älteren Devons am Ostrande des Gebirges transgrediert, und man gewinnt die Überzeugung, daß die bekannten Kalkvorkommen am Ostrande des Gebirges die Reste eines alten, den Gebirgsrand von Gießen bis Oberrosbach und vermutlich noch darüber hinaus über Wiesbaden bis Bingen und Stromberg begleitenden großen Küstenriffes der Oberen Mitteldevonzeit darstellen, das auf den verschiedensten, damals bereits gefalteten, älteren devonischen Gesteinen (einschl. des Unteren Mitteldevons) zum Absatz kam.

[1]) Vergl. Erl. zu Bl. Weilmünster.

[2]) H. Gerth, Gebirgsbau und Facies im südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges. Geol. Rundsch. I, 1910, S. 82 ff.

[3]) R. Lepsius, Notizen zur Geologie von Deutschland. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh.-Hess. Geol. L.-A., IV. Folge, Heft 29, 1908.

Wie weit sich dieses Küstenriff ursprünglich in das Innere des heutigen Gebirges fortgesetzt haben mag, zeigt eine kleine von der Erosion verschont gebliebene Kalkscholle mit Solmstaler Schichten im Hangenden und aufgerichteten Unterkoblenzschichten im Liegenden zwischen Usingen und Wernborn. Dieses interessante Kalkvorkommen inmitten des Taunusunterdevons wird von STIFFT schon in seiner sorgfältigen Monographie des Herzogtums Nassau erwähnt[1]), während es auf der jüngeren v. DECHEN'schen Karte fehlt. Neuerdings hat FRANK[2]) eine Beschreibung dieser Kalkinsel und einiger anderer in der Nachbarschaft gegeben, ohne freilich auf die große Bedeutung, die diesem Funde zukommt, hinzuweisen.

Die heutige Form und Verbreitung dieser Kalkinseln ist offenbar eine Folge der postculmischen Hauptfaltung des Gebirges. Die bereits vorgefalteten älteren devonischen Gesteine des Taunus und Taunusvorlandes wurden mit den sie diskordant überdeckenden Riffkalken und oberdevonischen Schichten (Solmstaler Schichten) zu flachen Sätteln und Mulden zusammengeschoben; die sich nach dem Innern des Gebirges mehr oder weniger rasch aushebenden Mulden werden an ihren Rändern von den Resten des ursprünglich offenbar zusammenhängenden Kalkriffes begleitet, dessen Fortsetzung unter den jungdevonischen Deckschichten und den tertiären Bildungen am Rande der Wetterau zu suchen ist.

Hiernach tritt also der Massenkalk am Ostrande des Gebirges in engste Verbindung mit den Massenkalkzügen der Lahnmulde, die ebenfalls zum Teil dem Unterdevon an den Muldenrändern transgredierend aufruhen, und es erscheint nicht ausgeschlossen, daß unter der obercarbonischen Grauwacketafel zwischen Gießen und Wetzlar noch eine direkte Verbindung zwischen den Riffkalken des Muldengebietes und denen am Ostrande des Gebirges besteht.

[1]) C. E. STIFFT, Geognostische Beschreibung des Herzogtums Nassau. Wiesbaden, 1831, S. 267.

[2]) W. FRANK, Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. Inaug.-Diss. Marburg 1898.

Während aber erstere sich aufs engste in ihrer Fauna an die Stringocephalenstufe der Eifel und des nördlichen Rheinischen Gebirges anlehnen[1]) und nur in einzelnen Formen die Nachbarschaft der im Unteren Mitteldevon noch überwiegenden böhmischen Facies verraten, scheint in den Kalken am Ostrande des Gebirges, soweit die bisherige paläontologische Bearbeitung derselben ein Urteil zuläßt, ein anderer Formenkreis zu herrschen. Lotz[2]) weist zwar in seiner Bearbeitung der Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark auf die nahe Verwandtschaft einzelner Formen mit Paffrath hin, betont aber doch die verschiedenartige Entwicklung der gemeinsamen Gattungen, namentlich von *Megalodus* und *Mecynodus*. Wichtig ist indessen vor allem das Fehlen von *Stringocephalus Burtini*, der in manchen Kalken des benachbarten Lahnmuldengebietes geradezu ausschließlich herrscht, ferner das Fehlen von *Uncites gryphus*. Demgegenüber steht das häufige Vorkommen von *Pentamerus rhenanus* (= *Conchidium hassiacum* Frank) bei Kleinlinden westlich von Gießen[3]), am Schalsberg bei Obercleen[4]), bei Oberrosbach[5]) und vermutlich auch auf der Lindener Mark, einer Form, die dem Stringocephalenkalk des benachbarten Muldengebietes völlig fremd ist, uns dagegen bereits an anderer Stelle, auf dem Hörrezuge westlich von Greifenstein, auch dort in massenhafter Anhäufung begegnet ist (vergl. oben S. 60). Daß *Pentamerus rhenanus* eine dem rheinischen Formenkreise völlig fremde Form ist, wurde bereits früher, als er noch als unterdevonisch galt, von F. Frech erkannt. Seine ausschließliche Verbreitung in den Massenkalken des Horstgebietes, das völlige Fehlen in den Stringocephalenkalken des Mulden-

[1]) Vergl. E. Holzapfel, Das Obere Mitteldevon usw. Abh. Preuß. Geol. L.-A., N. F., Heft 16.

[2]) H. Lotz, Die Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark bei Gießen. Schr. d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturwiss., Marburg 1900, Bd. 13, S. 197 ff.

[3]) Lotz, a. a. O. S. 231.

[4]) Frank, a. a. O. S. 32.

[5]) H. Lotz, Ein neuer Fundpunkt von *Pentamerus rhenanus* F. Roem. Dies. Jahrb. 1901, S. 101 ff.

gebietes, macht ihn gewissermaßen zur Leitform des Oberen Mitteldevons im Horstgebiete und legt die oben angedeutete Vermutung nahe, in ihm ein Relikt des böhmischen Formenkreises zu sehen, das die rheinische Invasion während des Oberen Mitteldevons überdauert hat.

Rückt hiermit der Massenkalk am Südrande des Gebirges dem Oberen Mitteldevon im Horstgebiete nördlich der Lahnmulde nahe, so gilt dies noch mehr bezüglich der ihn begleitenden Solmstaler Schichten. Sieht man ab von der petrographischen Ähnlichkeit der Solmstaler Schichten mit der Gruppe der jungdevonischen Hörregesteine, auf die bei der großen Mannigfaltigkeit der fraglichen Sedimente kein zu großes Gewicht gelegt werden soll, so treten sie doch nach ihrem Alter und in der faciellen Entwicklung mit den Hörredeckschichten in unmittelbare Parallele. Ähnlich wie bei Altenvers (Bl. Gladenbach) im nördlichen Horstgebiete unmittelbar über den schwach entwickelten Schichten des Oberen Mitteldevons Kalke mit der Fauna des Unteren Oberdevons folgen, sind auch im Kalkgebiete am Ostrande des Gebirges Übergänge in das Untere Oberdevon vorhanden. Zweifelhaft bleibt zunächst ein Vorkommen bei Kleinlinden, westlich von Gießen. Von hier beschrieb SANDBERGER die Fauna der Bickener Oberdevonkalke (dunkle Tonschiefer und schwarze Kalkknollen mit *Bactrites*, *Buchiola angulifera*, *B. retrostriata* und anderen Formen)[1]. Später nennt E. KAYSER[2] nach Aufsammlungen von Herrn ROLLE das Vorkommen von *Cardiola interrupta* in bituminösen Kalken »des älteren Oberdevons« bei Kleinlinden, während LOTZ ein ebenfalls von Dr. ROLLE gesammeltes Stück schwarzen Kalkes der Marburger Sammlung erwähnt, in dem deutliche Abdrücke von *Buchiola angulifera* und *B.* cf. *retrostriata* erkennbar sind[3]. Da

[1] Die Versteinerungen des Rheinischen Schichtensystems in Nassau. Wiesbaden 1856. Vergl. auch DIEFFENBACH, Erl. d. Sekt. Gießen d. Geol. Karte des Mittelrhein. Geol. Ver., 1856, S. 26.

[2] Fauna der älteren Devonablagerungen des Harzes. Abh. Preuß. Geol. L.-A. II, 4, 1878, S. 121.

[3] Fauna des Massenkalkes der Lindener Mark, S. 202.

es sich hier offenbar um dasselbe Sammlungsstück handelt, ist eine nochmalige Nachprüfung erforderlich, zumal neuerdings Steuer[1]) ohne weiteres anzunehmen scheint, daß die von Dieffenbach und Sandberger namhaft gemachten Klein-Lindener Funde mit den neuentdeckten Obersilurkalken an der Grenze der Gemarkung Lützellinden ident sind.

An anderen Stellen, am Schalsberge und in der Umgebung von Obercleen, gehen die Massenkalke in graue und rote Flaserkalke der Intumescensstufe über. Über diesen noch zum Unteren Oberdevon zu stellenden Kalken folgt zunächst dunkler Tonschiefer mit Kieselschiefereinlagerungen und dann die Hauptmasse der plattigen Grauwacken mit helleren milden Tonschiefern, plattigen Kalken und glimmerreichen Quarziten, eine Reihenfolge, wie sie dem Oberdevon im Horstgebiete nördlich der Lahn völlig entspricht. Daß die am Ostrande des Gebirges als Solmstaler Schichten zusammengefaßten Gesteine insgesamt ungefähr dem höheren Oberdevon entsprechen müssen, folgt auch daraus, daß sie nie zwischen dem Kalk und dem älteren devonischen Untergrund, sondern stets über dem Massenkalk bezw. dem Unteren Oberdevon erscheinen, andererseits von der Gießener Grauwacke zusammen mit dem älteren Palaeozoicum diskordant überlagert werden.

Wir haben also anscheinend am Ostrande des Gebirges, entsprechend der Faciesentwicklung des Devons daselbst, ein neues Horstgebiet zu unterscheiden, das in seinen ersten Andeutungen im Westen am Weiltale beginnt und von hier aus, nach Ost sich rasch verbreiternd, den ganzen Südrand der Lahnmulde bis an das Biebertal begleitet; der größte Teil dieses Gebietes, zwischen Solmstal und dem östlichen Gebirgsrande, ist allerdings fast ganz von der Grauwacketafel des Obercarbons verhüllt und damit einer genaueren Beobachtung entzogen. Immerhin ist zu vermuten, daß dort, wo die Lahnmulde nach Osten sich völlig ausspitzt (östlich Fellinghausen), unter der Grauwacketafel des

[1]) Obersilur in der Lindener Mark bei Gießen. Notizbl. d. Ver. f. Erdkde. usw., V. Folge, Heft 2, 1916, S. 196, 197.

Krofdorfer Waldes eine direkte Berührung des südlichen, Gießener Horstgebietes mit dem nördlichen Horstgebiete eintritt.

Das südliche Horstgebiet steht, wie wir sahen, in ähnlich scharfem Gegensatz zur Muldenfacies der Lahnmulde wie das nördliche; es fehlt vor allem auch hier die mächtige Entwicklung der Eruptivfacies des Oberen Mitteldevons, und das jüngere Oberdevon wird hier wie dort von polygenen, vorwiegend grobklastischen Sedimenten eingenommen. Oberes Mitteldevon und Oberdevon ruhen transgredierend dem älteren Untergrunde auf, der im Süden aus verschiedenen Stufen des Unterdevons mit Resten des Unteren Mitteldevons besteht.

Der Untergrund des südlichen Horstgebietes verdient wegen der deutlichen Anklänge, die sich an das nördliche Horstgebiet geltend machen, ein besonderes Interesse. Leider liegen die Beobachtungsverhältnisse in dieser Hinsicht infolge der nahezu geschlossenen Überdeckung mit Gießener Grauwacke besonders ungünstig; nur an wenigen Stellen tritt der ältere Teil des Horstgebietes aus der Grauwackehülle hervor. Als ältestes Schichtenglied des rheinischen Unterdevons erscheinen bei Cleeberg Unterkoblenzschichten als Liegendes des Massenkalkes. Weiter nördlich treten unter der Grauwackehülle des Obercarbons nur noch Oberkoblenzschichten an einzelnen Stellen zutage (Garbenheim[1]) bei Wetzlar, Waldgirmes, Himberg, Fellinghausen, Gambach[2]) und Gießen am Ostrande des Gebirges[3])).

In unmittelbarer Nachbarschaft dieser Vorkommen der rheinischen Oberkoblenzstufe entdeckte Anfangs der 90er Jahre E. KAYSER südlich von Gießen (nördlich und südwestlich von Kleinlinden) einen dalmanitenführenden Sandstein[4]), dem er auf

[1]) Vergl. W. RIEMANN, Über das Alter der Schiefer des Kreises Wetzlar. Verh. Nat. Ver. Rheinl. Westf., 1884, Bd. 40, Corr. Bl. S. 91 ff.

[2]) Grube Adler nordwestl. Gambach; hier wurden beim Abbau von Eisenmanganerzen Oberkoblenzschichten unmittelbar unter Massenkalk angetroffen.

[3]) F. MAURER, N. Jahrb. f. Min., 1874, S. 459. Durch spätere Unterrichtungen E. KAYSER's ist das letztgenannte Vorkommen allerdings wieder in Frage gestellt.

[4]) Die Fauna des Dalmanitensandsteins von Kleinlinden bei Gießen. Schr. d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturw., Marburg, 1896, Bd. 13, S. 1.

Grund der aufgefundenen Fauna (neben massenhaft vorkommenden Dalmaniten (*Odontochile*) und anderen böhmischen Trilobiten namentlich Brachiopoden, Korallen und Bryozoen) untermitteldevonisches Alter gab und dem Greifensteiner bezw. Ballersbacher Kalk gleichstellte. Gegen diese Altersstellung haben sich inzwischen mehrfach Zweifel erhoben, nachdem sowohl im Kellerwalde wie bei Marburg[1]) Dalmaniten sich in größerer Zahl in den oben erwähnten Hercynschichten wiedergefunden haben[2]). Sind diese aber dem älteren Unterdevon zuzuweisen, so wird dies um so mehr für den Dalmanitensandstein zu gelten haben, solange die bezeichnenden Odontochilen nur aus dem benachbarten rheinischen Hunsrückschiefer, nicht aber aus den in unmittelbarer Nähe von Kleinlinden entwickelten Stufen des Oberen Unterdevons und aus den untermitteldevonischen Tentaculitenschiefern bekannt geworden sind, deren Facies den Trilobiten wohl fraglos günstigere Lebensbedingungen geboten hätten. Demgegenüber verlieren die Brachiopoden, die der Dalmanitensandstein beispielsweise mit den Leuner Schiefern gemeinsam hat, schon wegen ihrer großen vertikalen Verbreitung an Bedeutung.

Es sprechen also verschiedene Gründe dafür, daß der Kleinlindener Dalmanitensandstein ein heterop entwickeltes Äquivalent der hercynischen Schichtenfolge des nördlichen Horstgebietes ist[3]).

Nachdem wir damit alle jüngeren Bauelemente des nörd-

---

[1]) F. Herrmann, a. a. O., S. 384; F. Drevermann, a. a. O., S. 110.

[2]) Denckmann spricht die gleichen Zweifel in einem kurzen Bericht über das Obersilur von Kleinlinden (Archiv d. Geol. L.-A. Nr. 5938/17) aus und macht insbesondere darauf aufmerksam, daß das von E. Kayser beschriebene *Mimoceras*, auf das sich die mitteldevonische Altersbestimmung stützt, kein Goniatit, sondern nach den Anwachsstreifen zu urteilen ein Gastropod ist (vergl. auch Steuer, a. a. O. S. 195, der diese Angabe offenbar A. Denckmann entnommen hat).

[3]) Vielleicht erweist sich der Dalmanitensandstein bei näherer Untersuchung als ein Äquivalent der Erbslochgrauwacke, da er trotz starker Auslaugung deutlich ein ursprünglich kalkiges Bindemittel verrät und in einzelnen Lagen Konglomeratbänke führt; jedenfalls steht er faciell der konglomeratischen Erbslochgrauwacke näher als den kalkigen und schiefrigen Hercynschichten.

lichen Horstgebietes im Süden wiedergefunden haben, kann es nicht überraschen, daß nunmehr auch das unmittelbare Liegende des Hercyns, das System der obersilurischen Steinhornschichten, durch einen glücklichen Zufall in unmittelbarer Nachbarschaft des Dalmanitensandsteins aufgedeckt worden ist[1]).

Geben auch die bisherigen Aufschlüsse, die sich im wesentlichen auf den Nordabhang des Lückenbachtales nordöstlich von Lützellinden beschränken, kein genaues Bild von der Lagerung der einzelnen obersilurischen Schichtenglieder zueinander, so läßt sich doch der Schluß ziehen, daß sie das unmittelbare Liegende der im Norden (preußisch-hessische Grenze an der Straße Lützellinden—Kleinlinden) und vielleicht auch im Süden[2]) anstehenden Dalmanitensandsteine bilden müssen, und daß beide Schichtengruppen, die zum Teil stark aufgerichtet und gefaltet sind, unmittelbar von flach übergreifendem Stringocephalenkalk überlagert werden.

Betrachten wir zunächst das Verhalten des Gießener Silurs und des Hercyns zum rheinischen Oberen Unterdevon. Im nördlichen Horstgebiete erscheint als ältestes Schichtenglied die Unterkoblenzstufe; sie begleitet das Horstgebiet der Hörre in der südlichen Randzone der Dillmulde und in der nördlichen Randzone der Lahnmulde, erscheint ferner in größerer Verbreitung innerhalb des Horstgebietes bei Weipoltshausen und tritt hier nahe bis an das Hercyn von Hermershausen heran, während im Kellerwalde die Hercyngrauwacke (Erbslochgrauwacke) sogar unmittelbar von den Michelbacher Schichten der Unterkoblenzstufe überlagert wird. Im Süden bei Gießen liegen die Verhältnisse infolge der ungünstigen Aufschlüsse nicht so klar, da es bisher noch nicht gelang, Hercyn und rheinisches Unterdevon in unmittelbarem Zusammenhang zu beobachten. Wahrscheinlich greift bei Gießen nur die Oberkoblenzstufe bis auf den hercynischen bezw. silurischen Kern des Horstgebietes über;

[1]) Vergl. Steuer, a. a. O. S. 191 ff., und A. Denckmann, Bericht über Obersilur bei Kleinlinden.

[2]) Schacht Eichelstück; vergl. Steuer, a. a. O. S. 192, 195.

die Unterkoblenzstufe setzt vermutlich erst weiter südlich ein, Hunsrückschiefer und Taunusquarzit mit dem Gedinnien treten in ihrer heutigen Verbreitung noch weiter nach Süden und Südwesten zurück. Sind somit noch keinerlei sichere Anhaltspunkte über die Beziehungen bezw. die Grenze zwischen der rheinischen Entwicklung des älteren Unterdevons und dem Hercyn des Horstgebietes vorhanden, so kann doch das eine bereits als sicher gelten, daß das rheinische ältere Unterdevon (Gedinnien, Taunusquarzit und Hunsrückschiefer) nicht bis in den Bereich des südlichen Horstgebietes bei Gießen zur Entwicklung gelangt sein kann.

Zusammenfassung.

Nach den obigen Ausführungen lassen sich die einzelnen Elemente, die am Aufbau des östlichen Gebirgsrandes zwischen Kellerwald und Taunuskamm beteiligt sind, in ihren Wechselbeziehungen zueinander und zu den Gebirgsbewegungen folgendermaßen gliedern:

Das älteste Bauelement bildet das sogenannte Horstgebiet, dessen Spuren, ungefähr dem heutigen Ostrande folgend, vom Nordrande der Wetterau über Gießen bis in die Gegend nördlich von Marburg zu verfolgen sind; Teile desselben tauchen weiter nördlich im Kellerwalde, im Harz und vermutlich auch in der Gegend von Magdeburg wieder auf. In zwei schmalen Keilen springt das Horstgebiet vom Gebirgsrande weit nach W bezw. SW in das Gebirge vor. Der nördliche Vorsprung (die Hörre) bildet bis über das Dilltal hinaus die Scheide zwischen zwei Muldengebieten (Lahn- und Dillmulde), der südliche Sporn umrahmt den Südostrand der Lahnmulde und schiebt sich zwischen diese und das Unterdevon des Taunusvorlandes ein. Beide Horstgebiete sind in der Hauptsache durch jungdevonische Schichten (Solmstaler Schichten, System der Hörregrauwacken) charakterisiert, die nach Westen, mit dem Verschwinden des Horstkernes, allmählich in das Oberdevon der Muldenzone übergehen.

Der Untergrund des Horstgebietes wird, zum mindesten im Osten, von Silur in böhmischer Entwicklung gebildet, über dem — wahrscheinlich in lückenloser Schichtenfolge — älteres Unterdevon in ebenfalls noch rein böhmischer Facies (Hercyn) folgt.

Auf der Grenze der Siegener und Unterkoblenzstufe bricht, vermutlich nach voraufgegangenen Faltungen und tektonischen Bewegungen (I. Hauptphase), das rheinische Unterdevonmeer, dessen älteste Ablagerungen (Gedinnien, Siegener Stufe) das Horstgebiet nicht berühren, in zwei einander folgenden Phasen in die böhmische Meeresprovinz des Horstgebietes ein. (1. Hercyngrauwacke, 2. rheinische Unterkoblenzschichten.)

Dieser Einbruch rheinischer Facies erstreckt sich nahezu über das ganze Horstgebiet, soweit es heute im rheinischen Gebirge und im Kellerwalde bekannt ist; im Harz scheint die gleiche Bewegung etwas später erfolgt zu sein, da hier das rheinische Unterdevon (Hauptquarzit des Unterharzes) auf die Oberkoblenzstufe beschränkt zu sein scheint.

Gleichwohl müssen Relikte der böhmischen Fauna diesen Einbruch der Rheinischen Facies während des Oberen Unterdevons überdauert haben, will man nicht annehmen, daß das erneute Erscheinen des böhmischen Formenkreises im jüngeren Devon auf weite ost-westliche Wanderungen zurückzuführen ist. Die Zufluchtsstätte der böhmischen Relikte bildeten vermutlich jene Stellen des Horstgebietes, die bereits im Oberen Unterdevon klippenartig aufragten und so der Reliktenfauna Schutz vor der rheinischen Invasion gewährten. So ist es vielleicht zu erklären, daß sich im Horstgebiete, und zwar nur in diesem, meist in unmittelbarer Nähe der alten Klippen, jene eigenartige, noch rein böhmische Fauna der Greifensteiner Kalke erhalten hat.

Diese, das Obere Unterdevon überdauernden Tierkolonieen bildeten die Herde, von denen aus während des Unteren Mitteldevons und an der Wende des Mittel- und Oberdevons, unter veränderten Meeresverhältnissen, die eine günstigere Entwick-

lung für die böhmische Fauna boten, eine erneute starke Einwanderung böhmischer Formen in das benachbarte rheinische Faciesgebiet (Muldengebiet) erfolgte.

Während der zweiten tektonischen Hauptphase, zu Beginn des Oberen Mitteldevons, zeigt sich das gleiche Bild wie an der Wende des Unteren zum Oberen Unterdevon. Am West- und Nordrande des Horstgebietes entstehen scharfumrissene Einbruchszonen, die zur Bildung der grabenartigen Muldengebiete (Lahn- und Dillmulde) führten. Jedoch steht jetzt das alte Horstgebiet nicht mehr allein. Dem hercynischen Horst, der der Transgression der rheinischen Unterkoblenzstufe anheim fiel, hat sich inzwischen ein neues Element angegliedert; dem Einbruche der Muldengebiete ging eine Faltung des älteren Devons (bis zum Unteren Mitteldevon) voraus, die das ganze Taunusgebiet mit dem hercynischen Horstgebiete zu einer einheitlichen Hauptmasse zusammenschweißte, in die der Einbruch der Lahnmulde erfolgte[1]).

Während das Muldengebiet der Lahnmulde kurz vor dem heutigen Ostrande des Gebirges zu enden scheint, reicht das Muldengebiet der Dillmulde offenbar noch weit über den heutigen Ostrand des Gebirges hinaus; es durchzieht den Kellerwald am Nordwestrande des Silurzuges und bildet im Oberharz den tektonisch wie stratigraphisch nahverwandten Osterode-Clausthaler Schalstein- und Grünsteinzug[2]).

Was ich für die Lahnmulde im einzelnen nachzuweisen suchte, daß nämlich der Beginn der mächtigen Eruptivphase der Lahnmulde mit dem Einsetzen der tektonischen Bewegungen zu Beginn des Oberen Mitteldevons in ursächlichem Zusammenhange steht, gewinnt hier über den engen Rahmen der Lahn-

[1]) Ähnlich liegen die Verhältnisse bezüglich der Dillmulde, deren Anlage ebenfalls während des Oberen Mitteldevons als Einbruch zwischen dem alten Horstgebiete der Hörre und dem jüngeren Horstgebiete des Siegerlandes erfolgte. Die devonische Faltung des Siegerländer Unterdevons (präsideritische Faltung) wurde von A. Denckmann schon vor längerer Zeit nachgewiesen.

[2]) Mit der Lahnmulde läßt sich aus den gleichen Gründen die Elbingeröder Mulde in Parallele stellen.

mulde hinaus eine erweiterte Bedeutung. Die obermitteldevonische »Diabas- und Schalsteinfacies« sowohl im Rheinischen Gebirge wie im Harz, vielleicht auch noch darüber hinaus am Außenrande der Böhmischen Masse, ist auf die Nachbarschaft des Horstgebietes beschränkt und steht in zeitlichem wie ursächlichem Zusammenhange mit den Einbrüchen, die sich in der Mitteldevonzeit am Rande jenes großen Horstgebietes vollzogen.

Der scharfe Gegensatz, der sich damit an den Außenrändern des Horstgebietes zwischen ihm und dem umrahmenden Muldengebiet vollzieht, bleibt aber nicht auf stratigraphische und petrographische Unterschiede beschränkt, sondern äußert sich auch, wie früher, im Charakter der Fauna. Wie mit dem Einbruch des rheinischen Unterdevonmeeres der Unterkoblenzstufe die rheinische Fauna ihren Einzug in das Horstgebiet hielt, so folgt der Transgression des Oberen Mitteldevons über die Außenränder des Horstgebietes ein neuer Zustrom rheinischer Formen. Sie herrschen neben einigen Relikten der böhmischen Fauna in der Hauptsache in den Riffkalken des Oberen Mitteldevons der Lahnmulde. Ihre wichtigsten Vertreter fehlen dagegen dem Riffkalke des eigentlichen Horstgebietes, in dem eine andere, dem rheinischen Devon fremde Form, der *Pentamerus rhenanus*, wahrscheinlich ein direkter Nachkomme des böhmischen Formenkreises aus dem Unteren Mitteldevon, anstelle von *Stringocephalus Burtini* die Rolle eines Leitfossils übernimmt.

Mit der tektonischen Ruhepause an der Grenze der Mittel- und Oberdevonzeit tritt eine letzte Zuwanderung böhmischer Formen in das Muldengebiet und damit ein größerer Ausgleich in der Fauna beider Faciesgebiete ein; neue Bewegungen im jüngeren Oberdevon führen im Horstgebiete zur Bildung mächtiger klastischer Sedimente (System der Hörregrauwacken); nur die Grauwacken und gewisse plattige Schiefer enthalten organische Reste und zwar Pflanzen, die auf die Nähe des Festlandes deuten. Da sich eine deutliche Abnahme der grob-

klastischen Bildungen von NO nach SW feststellen läßt (im Hörrezuge westlich der Dill, im Weiltalerzuge östlich des Solmstales) wird man das vermutliche Festland im Norden suchen müssen. In westlicher Richtung macht sich eine zunehmende Vermischung der Horstfacies im Oberen Oberdevon mit den gleichaltrigen Schichten des Muldengebietes bemerkbar; gleichzeitig treten die ersten marinen Fossilien auf (Crinoidenbänke in den Plattenschiefern von Dillhausen) und weiter westlich, am Rande des Limburger Beckens, findet sich die Fauna der Muldenfacies auch in den Schichten der Horstfacies wieder.

Noch einmal tritt die Selbständigkeit des Horstgebietes gegenüber dem Muldengebiete hervor; die Schichten des Culms, im Innern der Lahn- und Dillmulde das jüngste Devon normal überlagernd, transgredieren mit den höheren Horizonten (Culmgrauwacke) über das Horstgebiet, das damals vermutlich schon teilweise als Landrücken bestand.

Während der folgenden postculmischen Hauptfaltung (III. Hauptphase) macht sich der Einfluß des Horstgebietes gegenüber dem Muldengebiete nur noch passiv bemerkbar (Überschiebung der Lahnmuldensedimente über das Horstgebiet am Nordrande der Lahnmulde). Von nun an ist das bereits zu Beginn des Oberen Mitteldevons erweiterte Horstgebiet mit dem Muldengebiet zu einer einheitlichen Masse, der »Rheinischen Masse« verschmolzen. Mit dem Beginn des Obercarbons vollzieht sich der große Umschwung in der Gestaltung der Verhältnisse am Ostrande des Gebirges, der bis in die jüngste Vergangenheit anhält. Waren bisher die Meeresinvasionen (zur Unterkoblenzzeit, Obermitteldevonzeit, Oberen Oberdevonzeit, Culmzeit) stets von Westen über das Horstgebiet hereingebrochen, so erfolgen die späteren Invasionen stets von Osten bezw. Nordost und Südost über die rheinische Masse hinweg. Bereits die Transgression des Obercarbons (Gießener Grauwacke) muß aus nordöstlicher Richtung in das Randgebiet der Rheinischen Masse eingedrungen sein; darauf deutet die Schritt für Schritt verfolgbare Abnahme grobklastischen Materials und grober Gerölle von nord-

östlicher (Umgebung von Marburg) in südwestlicher Richtung (zwischen Solms- und Weiltal). Das häufige Vorkommen von Granitgeröllen in der Marburger Gegend läßt auf einen, im alten Horstgebiete nordöstlich von Marburg unter dem Mesozoicum verborgenen Granitstock schließen; denn in dem westlich anschließenden Gebiete der Rheinischen Masse ist Granit nirgends bekannt.

Ist danach aller Wahrscheinlichkeit nach die Transgression des Obercarbons über den Ostrand des Gebirges von NO her erfolgt, so drängt sich weiter die Vermutung auf, daß bereits zur Obercarbonzeit die erste Anlage jener tiefen, ganz Mitteldeutschland von Norden nach Süden durchziehenden Senke erfolgte (Hessische Senke), der entlang weiterhin während des Mesozoicums und zur Tertiärzeit noch mehrfach die Meeresinvasionen stattfanden. Damals muß also bereits eine Trennung zwischen der Rheinischen Masse und einem neuen, östlichen Einbruchsgebiet erfolgt sein.

Zusammengeschweißt im Laufe des Palaeozoicums aus Resten des alten Horstgebietes, den Unterdevonhorsten des Taunus und Siegerlandes und dem umrahmenden Muldengebiet, tritt die Rheinische Masse als neues Bauelement in die weitere Entwicklung ein. Der Invasion des Obercarbons entlang der neugebildeten Senke folgt bald darauf eine weitere Transgression in der Permzeit[1]), später die Transgression der Trias[2]), endlich der Einbruch des Tertiärs[3]). Spuren der kontinuierlich am Rande der Rheinischen Masse sich fortsetzenden Bewegungen sind sogar noch bis in die jüngste Vergangenheit vorhanden[4]). Alle Invasionen haben jedoch die Rheinische Masse seit der Obercarbonzeit nur noch an ihren Außenrändern berührt.

[1]) H. L. F. Meyer, Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias. Dies. Jahrb. 1910, I, S. 383 ff. Das. die ältere Literatur.

[2]) Dienemann, Das Oberhessische Buntsandsteingebiet. Dies. Jahrb. 1913, II, S. 317.

[3]) Joh. Ahlburg, Über das Tertiär und Diluvium im Flußgebiete der Lahn. Dies. Jahrb. 1915, I, S. 269—373.

[4]) Vergl. Ahlburg, a. a. O. S. 269 ff.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung: Überblick über die bisherigen Arbeitsergebnisse	1
I. Das Lahnmuldengebiet	5
a) Die Muldenzone	6
b) Die nördliche Randzone	7
II. Das Oberdevon in der nördlichen Randzone der Lahnmulde und seine Beziehungen zum »Hörresilur«	12
III. Die Entwicklung der Horstfacies östlich der Hörre	17
IV. Die Beziehungen des Kellerwaldsilurs zum Schichtensystem des Horstzuges der Hörre	28
V. Das Hercyn und ältere Rheinische Devon im Horstgebiete	33
VI. Die Beziehungen der Greifensteiner Facies und des Pentamerusquarzites zum Horstgebiete	54
VII. Die Beziehungen der stratigraphischen Bauelemente des Gebirges zu den tektonischen Phasen	61
VIII. Das Horstgebiet am Südostrand der Lahnmulde	66
Zusammenfassung	76

Druck verfügt am 29. Dezember 1919.

Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland.

Von Herren **E. Naumann** und **A. Mestwerdt** in Berlin.

Hierzu Tafel 2 und 2 Textfiguren.

Inhalt. Seite

Geographische Lage, Begriff des Lippischen Berglandes, die geologische Aufnahme des Gebietes 83
Allgemeine Übersicht über die Großformen der Lagerungsverhältnisse 84
Die verschiedenen Sättel- und Muldenbezirke:
E. Naumann: Das Gebiet nordöstlich von der Pyrmonter Achse 86
A. Mestwerdt: Südhälfte des Hebungsgebietes an der Pyrmonter Achse 87
E. Naumann: Nordhälfte des Hebungsgebietes an der Pyrmonter Achse 93
A. Mestwerdt: Das Gebiet südwestlich von der Pyrmonter Achse (Lemgoer Mulde) 96
Sonderbeschreibung der kleinen Aufpressungshorste.
A. Mestwerdt: im Gebiet von Blatt Lemgo 97
E. Naumann: im Gebiet von Blatt Vlotho 98
Versuch einer Erklärung der Aufpressungshorste (E. Naumann) . . 104
Zusammenfassung 109

Im Laufe der letzten Jahre hat sich die geologische Landesaufnahme dem nördlichen Teil des Lippischen Weserberglandes zugewandt. Wir verstehen unter dieser Bezeichnung jenes in der geologischen Literatur noch recht unbekannte Bergland, das im N von der Weser in ihrem Lauf von Rinteln bis Vlotho begrenzt wird, im W und S zu den breiten Niederungen der Werre und Bega abfällt und nach O in das Bergland der Gegend von Hameln übergeht. Unsere geologische Karte (Tafel 2) veranschaulicht jenes Gebiet im Maßstab 1 : 100000, soweit es auf den

Meßtischblättern Vlotho, Rinteln, Lemgo und Bösingfeld zur Darstellung kommt. Von diesen Blättern wurden die ersten beiden[1]) durch E. Naumann, Lemgo[2]) durch A. Mestwerdt und Bösingfeld[2]) durch A. Kraiss und O. Rennner geologisch bearbeitet. War auch der verkleinerte Maßstab zur Gewinnung einer besseren Übersicht geboten, so müssen wir doch in unseren weiteren Ausführungen wiederholt auf die Spezialkarten selbst verweisen.

Unsere Karte zeigt zugleich einen Ausschnitt aus dem nördlichen Verbreitungsgebiet des lippischen Keupers, dessen sämtliche Schichtenstufen hier vertreten sind. Man bemerkt, daß der Kohlenkeuper mit den festen Bänken seiner unteren Abteilung, Dolomiten und Sandsteinen, recht beträchtliche Flächenräume einnimmt, denen gegenüber der bedeutend mächtigere Gipskeuper benachteiligt zu sein scheint. Wiederum ansehnliche Räume erfüllt das Rät. Neben der jüngeren Trias treten einerseits Muschelkalk und Buntsandstein, andererseits Lias und Tertiär auf. Das Muschelkalkgebiet besteht vorwiegend aus Ceratitenschichten, unter denen mehrfach Trochitenkalk und Schichten der Anhydritgruppe hervortreten, während der Wellenkalk nur an einigen wenigen Punkten zutage tritt. Das Vorkommen von Buntsandstein in unserem Gebiete war bislang unbekannt und ist an eigenartige Lagerungsverhältnisse geknüpft. Vom Lias sind nur Schichten seiner Unterstufe bekannt und vom Tertiär Oligocän und Miocän.

Was nun die Verteilung dieser verschiedenen Formationen anbetrifft, so erscheinen sie zu Sättel- und Muldenbezirken oder zu Hebungs- und Senkungsfeldern angeordnet. Wir bezeichnen mit diesen Namen zunächst nur, in welchem Lagerungsverhältnis die verschiedenen Bezirke zueinander erscheinen, ohne damit auch genetische Vorgänge kennzeichnen zu wollen. Gehen wir vom Unteren Gipskeuper aus, so haben wir das Gebiet des Kohlenkeupers, Muschelkalks und Buntsandsteins als Hebungsraum, das

[1]) Lieferung 233 der geologischen Spezialkarte von Preußen usw.
[2]) Lieferung 197 der geologischen Spezialkarte von Preußen usw.

des jüngeren Gipskeupers, des Räts und des Lias als Senkungsfeld anzusehen. Das Tertiär mit seiner übergreifenden Lagerung nimmt demgegenüber eine Sonderstellung ein. Ein großes Senkungsfeld ist die Gegend südlich von Rinteln; es dehnt sich in der Richtung der Exter bis in die Gegend von Bösingfeld und weserabwärts bis zum Buhn aus.

Ihr entspricht im SW unseres Kartengebiets die Lemgoer Mulde. Zwischen beiden liegt eine Hebungszone, die der SO-NW-Diagonale der Karte folgt. Ein wesentlicher Unterschied besteht, wie man sofort bemerkt, zwischen Hebungs- und Senkungsräumen: in den letzteren herrscht ein wenig gestörter Schichtenaufbau vor, nur ausnahmsweise zeigen sich Verwerfungen. Im Hebungsbezirk dagegen treffen wir nur selten auf eine größere Reihe ungestört aufeinander folgender Schichten, vielmehr durchschwärmen Verwerfungen in großer Zahl das Gebirge. Hierbei kommt es mehrfach sogar zur Einschaltung von Muldenbezirken, von denen der südöstlich von Valdorf größere Ausdehnung erlangt.

Die Hebungszone, welche das nördliche Lippische Bergland durchzieht, hat von Stille den Namen »Pyrmonter Achse« erhalten[1]). Südöstlich unseres Kartengebietes liegt Pyrmont selbst, während sich nach NW der Herforder Keupervorsprung anschließt, als dessen weitere Fortsetzung die Pießberg-Achse gilt. Über den inneren Bau der Pyrmonter Achse wußte man bislang so gut wie gar nichts und hatte an der Hand älterer Übersichtskarten die Vorstellung gewonnen, daß es sich dabei um eine flache, SO-NW gerichtete Aufwölbung von Triasschichten handle. In diesem Sinne sind auch noch die Profile Stille's gehalten, und wenn sie auch für gewisse, nicht unbeträchtliche Abschnitte der Pyrmonter Achse zutreffen, so ist damit doch keine erschöpfende Darstellung aller längs ihres Verlaufes auftretenden tektonischen Verhältnisse gegeben, am wenigsten für den in unserer Karte dargestellten Teil der Hebungszone. Die zahlreichen Störungen haben vielfach recht seltsame Erscheinungs-

[1]) H. Stille, Der geologische Bau der Ravensbergischen Lande. 3. Jahresbericht des Niedersächs. geol. Vereins, Hannover 1910, S. 226 ff., Fig. 1, 3 u. 4.

formen hervorgerufen, auf die wir hinweisen und deren Entstehung zu erklären wir versuchen möchten.

Hierzu erscheint es wünschenswert, zunächst einen Überblick über die einzelnen natürlichen Teilbezirke unserer Hebungszone und der ihr benachbarten Muldenbezirke zu gewinnen.

Nordöstlich von der Pyrmonter Achse — wir rechnen den großen Muschelkalksattel von Kalldorf-Asendorf noch mit dazu — fallen die Rätschichten vom Buhnberg bei Vlotho bis Silixen in nordöstlicher Richtung nach dem Wesergebirge hin ein, in der Gegend von Rohbraken und Bremke dreht sich jedoch ihr Streichen herum, so daß sie bei Uchtdorf nach NW einfallen, um dann zwischen Strücken und Hemeringen (Bl. Hess.-Oldendorf) wieder das alte nordöstliche Fallen anzunehmen. In der so geschaffenen breiten Muldenbiegung liegt der Extener Lias, der sich unter dem Diluvium noch weiter nach Westen ausdehnen mag. Bei Wennenkamp wölbt sich aus dem jüngeren Keuper ein kleiner Sockel von Schilfsandstein und Unterem Gipskeuper heraus, der an seiner Südflanke von nordöstlich streichenden Verwerfungen zerschnitten wird. Diese gehören zu einem eigenartigen System von wenig ausgedehnten Verwerfungen, die von Almena nach Bremke streichen und ihrer Richtung nach derjenigen der Lias- und Keupersenken von Dörentrup, Göttentrup und Bösingfeld, also der sogenannten Falkenhagener Richtung nahekommen, wenn sie auch allgemein mehr rein SW-NO gerichtet sind. Diesen Schichtenverschiebungen verdanken wir die Erhaltung einiger Liasschollen bei Almena, Rohbraken, Bremke und Friedrichswald. Das Bezeichnende an diesen Verwerfungen ist, daß sie nur von kurzer Erstreckung sind, also stets sehr bald wieder ausklingen. Die Liasschollen sind meist nur einseitig versenkt, nur bei Rohbraken wird der Lias beiderseits von Verwerfungen begrenzt.

Im Wesertale sind die Liasschichten bei Veltheim, an der Fähre in Eisbergen und in der Kiesbaggerei »Weser«, westlich von Rinteln, nachgewiesen. Es scheint also, daß der Lias dem Keuper normal auflagert, und es sind bisher keine Anzeichen für Verwer-

fungen im Wesertale beobachtet worden; der Zusammenhang mit dem Braunen Jura des Wesergebirges dürfte also nicht unterbrochen sein.

Der Wellenkalk in der Südostecke unserer Karte bezeichnet den Eintritt der Pyrmonter Achse in unser Gebiet. Sie hat bis hierhin von Pyrmont her erst eine Erstreckung von wenigen Kilometern erlangt. Der Pyrmonter Talkessel besteht in seinem Kern aus Mittlerem Buntsandstein, der rings von Röt und Muschelkalk überlagert wird, und läßt bereits eine südost-nordwestlich eingestellte Längsachse erkennen. Der nächste Punkt, an dem die Hebungslinie bestimmt war eine praktische Rolle zu spielen, ist Sonneborn. In der hier im Jahre 1912 niedergebrachten Tiefbohrung war der Obere Zechstein anstatt durch die ursprüngliche Salzfolge durch ein Trümmergebirge vertreten[1]). Es zeigten sich hier aber Ausbrüche von Sole und Kohlensäure, zwei Begleiterscheinungen, die der Pyrmonter Achse auf ihrer gesamten Erstreckung bis zum Piesberg bei Osnabrück treu bleiben.

Die flache Sattelstellung der Schichten und die nahezu ungestörte Lagerung auf beiden Flügeln erreicht bei Alverdissen, wohin die Achse ein wenig nördlich ausweicht, ihr Ende. An ihre Stelle tritt in der Richtung auf Schwelentrup zu eine erhebliche Verschmälerung der Hebungszone selbst und ein Abschneiden der Flügel an streichenden Störungen, von denen die am Nordflügel zumal in der Gegend von Hohensonne ein ganz schwaches nördliches Einfallen hat. Die Aufsattelung der Schichten ist in diesem Abschnitt nur geringfügig. Oberer Muschelkalk und Kohlenkeuper liegen in der Hebungszone, während die weit sich ausbreitenden Flügel aus Unterem Gipskeuper bestehen, auf den in nördlicher Richtung nach Bösingfeld zu und ebenso im S bei Wendlinghausen ganz regelmäßig höherer Gipskeuper und Rät folgen.

Weiterhin in der Gegend zwischen Schloß Sternberg und Domäne Göttentrup zeigt uns die Spezialkarte durchaus verän-

[1]) Vergl. O. Rennen, Der Obere Zechstein an der Pyrmonter Achse usw. Zeitschrift der Deutschen Geol. Ges., Bd. 66, Mon.-Ber. S. 1—7, 1914.

derte Verhältnisse. Die von Pyrmont bis hier innegehaltene SO-NW-Richtung wird plötzlich durch ein westsüdwest-ostnordöstliches Streichen der Schichten und Störungen abgelöst. Diese neue Richtung ist dieselbe, die wir wiederholt im Lippischen Berglande zwischen Teutoburger Wald und Weser, ja auch noch östlich über diese hinaus auftreten sehen, nämlich die sogenannte Falkenhagener Richtung[1]). Die in diesem Sinne streichenden Störungen kann man als Querbrüche zu den vorherrschenden SO-NW-Brüchen auffassen. Sehr beachtenswert ist nun zumal auch bei der Frage nach der Entstehung dieser Falkenhagener Störungen der Umstand, daß an ihnen fast ausschließlich Schichtenversenkungen stattgefunden haben. Bei Schloß Sternberg und Göttentrup haben wir nun eine Stelle, wo sich Falkenhagener Grabenbrüche und die Pyrmonter Hebungszone schneiden. An dem Schnittpunkt finden wir zunächst Unteren Gipskeuper, also eine Schichtenstufe, die sich gegenüber der Sättel- und Muldenbildung in unserem Kartengebiet unentschieden verhält. Daraus folgt, daß sich Hebung und Senkung gegenseitig aufgehoben haben und mit größter Wahrscheinlichkeit auch, daß beide Bewegungen im wesentlichen zu gleicher Zeit erfolgten.

Der Gipskeuper schneidet gegen den Kohlenkeuper mit Verwerfungen von Falkenhagener Richtung ab. In seiner Mitte liegen oberster Gipskeuper und Rät eingebrochen, und zwar an WSW-ONO-Störungen. Im Fortstreichen dieser Versenkungen liegt einerseits die Liasmulde von Bösingfeld und andrerseits der Dörentruper Tertiäreinbruch, auf den hier nur kurz eingegangen werden soll[2]).

Das Tertiär besteht aus marinen Ablagerungen des Mittel- und Oberoligocäns sowie aus braunkohleführenden Sanden und Tonen des Miocäns. An der randlichen Umgrenzung des Tertiär-

---

[1]) Vergl. A. Mestwerdt, Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. v. Koenen-Festschrift. Stuttgart 1917, S. 221—230.

[2]) Vergl. A. Mestwerdt, Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. 3. Jahresbericht des Niedersächs. geol. Vereins, Hannover 1910, S. 179 ff.

gebiets fehlt vielfach ein Teil der Oligocänschichten, so daß diese mit einer Verwerfung gegen die mesozoische Umgebung abschneiden. Zu beiden Seiten des Abbruches erscheinen die Schichten manchmal geschleppt. Aus dem Umstande nun, daß das Tertiär längs seines am besten bekannten Nordrandes erst gegen Lias, dann gegen Rät und endlich gegen Steinmergelkeuper abschneidet, kann man nun nicht etwa folgern, daß der Randbruch in der gleichen Richtung an Sprunghöhe zunimmt, sondern es ist bei der gleichbleibenden Mächtigkeit beispielsweise der oberoligocänen Sandmergel ganz augenscheinlich, daß das Tertiär bei seiner übergreifenden Ablagerung hier bereits muldenförmig gelagertes Mesozoicum vorfand. Von dieser vortertiären Mulde, deren Mitte aus Lias besteht — ihr Gegenstück bildet die Liasmulde von Bösingfeld —, wurde der innere Teil nach Ablagerung der miocänen Bildungen in gewissem Ausmaße versenkt. Dadurch kamen die Tertiärschichten in eine Tiefenlage, in der sie vor späterer Abtragung bewahrt blieben, während sie ihr in der Nachbarschaft zum Opfer fielen. Die Mittellinie der Dörentruper Tertiärversenkung streicht im Falkenhagener Sinne, der sich hier wie auch sonst gelegentlich einer reinen SW-NO-Richtung genähert hat.

Jenseits der etwa 800 m breiten Unterbrechung, welche die Pyrmonter Hebungszone zwischen Göttentrup und Schloß Sternberg durch Falkenhagener Brüche erlitten hat, tauchen bei Schwelentrup wieder Oberer Muschelkalk und Kohlenkeuper empor, und zwar geschieht dies in einem deutlich sechseckig umgrenzten Raume. Je zwei gegenüber liegende Seiten des Sechsecks verlaufen einander parallel, dabei liegt ein Seitenpaar südost-nordwestlich, das zweite im Falkenhagener Sinne, während das dritte einer Resultanten der beiden anderen Richtungen folgt. Auf der Nordseite des Sechsecks findet sich wiederum Unterer Gipskeuper, mithin noch einmal eine Unterbrechung der Pyrmonter Hebung, und wenn sich auch weiterhin auf Lüdenhausen zu noch mehrfach Falkenhagener Einflüsse geltend machen, so kommt doch die SO-NW-Richtung mehr und mehr zur Vorherrschaft.

Indessen haben sich doch von Schwelentrup ab die Verhält-

nisse an der Pyrmonter Achse vollkommen verändert. Die Hebungszone verbreitert sich in außerordentlichem Maße, aber diese Erweiterung auf mehr als 10 km Breite erfolgt doch nicht in der Weise, wie dies bei Pyrmont der Fall ist, nämlich durch eine schwache Aufsattelung des Kernes und durch weit ausladende Flügel. Vielmehr ragen innerhalb der Verbreiterungszone mehrere nicht ineinander übergehende, sondern voneinander getrennte Sattelkerne oft unter steilem, ja überkipptem Einfallen der Schichten empor, so daß man von einer Gabelung oder Verzweigung der Pyrmonter Achse, besser aber vielleicht noch von einem gedrängten Nebeneinanderauftreten einzelner Hebungsbezirke von räumlich sehr verschiedenem Ausmaße reden könnte. Denn wenn man bei Verfolgung der Achse von Schwelentrup aus einerseits wohl nach Lüdenhausen geführt wird, so kann man andererseits doch ebenso gut eine Verbindung über Hillentrup zu dem Muschelkalk des Kleebergs finden. Von hier aber dürfte es doch schwierig sein, eine Brücke nach dem Buntsandstein von Lüerdissen oder dem Wellenkalk von Bavenhausen zu finden und weiterhin nach der Hebungszone bei Huxol oder der des Rafelder Berges, von kleineren Bezirken wie unterhalb der Saalegge und bei Vlotho zu schweigen.

Bei diesem ersten Überblick über die verschiedenen Hebungsbezirke bemerkt man, daß die zwischen ihnen liegenden Räume großenteils von Kohlenkeuper eingenommen werden. Außerdem legen sich aber vielfach auch jüngere Schichten dazwischen, nämlich Gipskeuper, Rät und Lias, so daß die Verbreiterungszone der Pyrmonter Achse als ein Faltungsgebiet mit dicht aneinander gedrängten, zerrissenen Sätteln und Mulden erscheint. In dem südlichen Teile der Verbreiterung sind hauptsächlich folgende Aufsattelungen zu erkennen:

1. Das Muschelkalkgebiet des Kleeberges und seiner Umgebung.
2. Das Muschelkalkgebiet bei Lüdenhausen.
3. Die Wellenkalkhebung von Brosen.
4. Die Buntsandsteinaufpressung bei Lüerdissen.
5. Die Muschelkalkhebung von Huxol und Niederntalle.

Neben diesen Hebungsräumen treten hauptsächlich folgende Senkungsfelder auf:

1. Die Bavenhauser Keuperversenkung.
2. Der Keupergraben von Lüerdissen, Rentorf, Waterloo und Elend.
3. Der Keupereinbruch von Talle.

Was zunächst die Hebungsbezirke anbetrifft, so bieten die Muschelkalkgebiete des Kleeberges und bei Lüdenhausen nichts sonderlich Bemerkenswertes. Die Hebung steht mit Störungen in Verbindung, durch die vielfach Mittlerer Muschelkalk neben Ceratitenschichten verworfen ist. Der Trochitenkalk tritt dabei gern in Form kleiner Erosionsreste längs der Verwerfung auf, und zwar mit einer von den Ceratitenschichten abgewandten Neigung, eine Erscheinung, die in unserem Berglande mehrfach wiederkehrt und durch Fortführung leicht löslicher Gesteine des Mittleren Muschelkalks bedingt sein könnte.

Von keinem der beiden Muschelkalkgebiete führt eine deutliche Verbindung nach der Wellenkalkhebung von Brosen. Südlich des Ortes taucht Unterer Muschelkalk, nach allen Seiten von Verwerfungen abgeschnitten, horstartig empor. Er ist schwach sattelförmig gebogen, und die Sattellinie streicht SSO-WNW. Diesen Kern umgibt ein Mantel von Mittlerem Muschelkalk mit auflagernden Erosionsresten von Trochitenkalk, die längs der den Mantel begrenzenden Verwerfungen liegen. Der Mantel endigt nach S in zwei Zipfeln, von denen aus Fortsetzungen der Störung in das vorlagernde Gebirge nicht zu erkennen sind. Die äußere Hülle besteht aus Ceratitenschichten, auf die sich Kohlenkeuper und im O auch noch Gipskeuper legen, und auch diese Hülle wird allseitig von Verwerfungen abgeschnitten. Kern, Mantel und Hülle sind also staffelförmig gegen einander bewegt oder teleskopartig auseinander herausgeschoben. In der äußeren Hülle lassen sich im NW Störungen beobachten, an denen in geringer Entfernung noch einmal Wellenkalk sich heraushebt.

Wie die Wellenkalkhebung von Brosen, so erscheint auch die Buntsandsteinaufpressung bei Lüerdissen ganz unvermittelt,

Auffällig ist hier die sonst an der Pyrmonter Achse unseres Gebietes nirgends beobachtete SN-Richtung. Sie erinnert an das Vorland des südlichen Teutoburger Waldes, wo SN- und SO-NW-Richtungen einander ablösen oder in einander überzugehen scheinen. Hier bei Lüerdissen könnte man sie als eine der beiden Komponenten zur allgemeinen SO-NW-Richtung auffassen, während die andere Komponente in den von Hillentrup her ostwestlich streichenden, freilich unbedeutenderen Störungen zu erkennen wäre. Den Kern der Lüerdisser Aufpressung bildet ein schmaler über 1 km langer Streifen von Unterem und Mittlerem Buntsandstein. Ein kleiner aus den gleichen Schichten bestehender Gebirgskeil wird von dem Hauptstück durch zwischengefaltete und eingeklemmte Massen von Mittlerem Muschelkalk und Gipskeuper abgetrennt. Das Hauptstück trägt an seinem Südende einen kurzen Sporn, der aus Mittlerem Muschelkalk und Trochitenkalkresten besteht und durch Verwerfungen gegen den umgebenden Kohlenkeuper abgeschnitten wird. An das Nebenstück schließen sich noch Schollen von Wellenkalk, und die Aufpressung endigt im Trochitenkalk, der wiederum gegen Kohlenkeuper durch Störungen begrenzt wird. Auf den Buntsandstein des Hauptstückes, von dem allein weiterhin die Rede sein wird, folgen nach O größtenteils in regelmäßiger Auflagerung Röt und Wellenkalk, und zwar beobachtet man in letzterem steilere Einfallswinkel (bis zu 90°) als an dem Kern selbst.

Auf der Westseite erfolgt nahe dem Südende auf engstem Raume ein schroffer Übergang vom aufgepreßten Buntsandstein zum flach lagernden Kohlenkeuper, worüber ein Hohlweg bei Lüerdissen den wünschenswertesten Aufschluß gibt. Hakenförmig sind die roten Sandsteinbänke umgebogen, daneben liegen wenige Meter Röttone, in die schon gelbe Mergel des Mittleren Muschelkalks eingequetscht sind, während der Wellenkalk ganz fehlt. Vom Trochitenkalk ist nur ein Block aus einer Bank übrig geblieben, es folgen sofort die obersten Ceratitenschichten, die bei schon flacherer Lagerung von Kohlenkeuper bedeckt werden. Die Heraushebung des Buntsandsteins erfolgte hier also unter Ausfall

und Verquetschung größerer Schichtenfolgen. Bei dieser Sachlage ist es recht wohl denkbar, daß im Innern der Aufpressung etwa vorhandene Zechsteinsalzmassen infolge ihrer Plastizität mehr als andere Gebirgsmassen hochgetrieben sind, so daß sie in geringere Tiefen kamen, als man bei der Mächtigkeit des Buntsandsteins erwarten konnte. Es liegt auf der Hand, daß über solche Salzlager, falls sie einer nachträglichen Auslaugung entgangen sein sollten, kaum Näheres gesagt werden kann.

Der Verwurf, der den Buntsandstein auf seiner Westseite begrenzt, verliert in nördlicher Richtung an Sprunghöhe und gabelt sich bei Bavenhausen. Der Ostzweig wird zu einer steilen Überschiebung, an welcher Kohlenkeuper Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalks unterteuft und weiterhin eine kleine, auf drei Seiten von Keuper umschlossene Wellenkalkscholle emporragt. An dem Westzweig liegt das Nordende der Lüerdisser Hebung, und die Natur dieser Störung verrät sich östlich von Elend in einer winzigen Kohlenkeuperscholle von dreieckiger Gestalt, die aus Gipskeuper hervorbricht.

Die Muschelkalkhebung von Huxol und Niederntalle bildet den Westrand der verbreiterten Pyrmonter Achse und zeigt im übrigen keine von den gewohnten Bildern wesentlich abweichenden Lagerungsformen.

Was nun die Senkungsbezirke des Südteils anbetrifft, von denen wir oben hauptsächlich drei namhaft gemacht haben, so folgt die Bavenhauser Keuperversenkung im Streichen den Hebungen von Brosen und Lüerdissen, zwischen denen sie eingezwängt liegt. Auf engem Raume drängen sich die Schichten des Gipskeupers um zwei aus Rät bestehende Mittelpunkte zusammen, nach denen sie trichterförmig einfallen. Der Keupergraben von Lüerdissen, Rentorf, Waterloo und Elend streicht gleichfalls südnördlich und wird seiner ganzen Länge nach von einer Grabenspalte durchzogen, nach der die Schichten von beiden Seiten, also von O und von W, einfallen. Der Keupereinbruch von Talle hat kreisförmige Gestalt, wobei Rät die Mitte einnimmt.

In dem nordwestlichen Teil der Pyrmonter Achse, also im

Bereich des Meßtischblattes Vlotho, ist die auffälligste Erscheinung der bei Tevenhausen über 3 km breite, flache Sattel von Oberem Muschelkalk, in dessen Bereich der Wellenkalk und Mittlere Muschelkalk in verschiedenen Erosionsfenstern sichtbar werden, während Reste der Kohlenkeuperdecke besonders den Rafelder Berg (332 m) umgeben. Dieser Asendorf-Kalldorfer Sattel ist eine etwa 9 km lange, flache Aufsattelung, die nur von wenigen Schichtenverschiebungen begleitet ist. Die am Nordostrande dieses Sattels von Mestwerdt[1]) angegebene Verwerfung, seine Quellspalte für die Kalldorfer Heilquellen, ist zu streichen, wie überhaupt Mestwerdts Übersichtskarte durch unsere Karte (Taf. 2) manche Berichtigung erfährt. Die Kalldorfer Quellen scheinen vielmehr aus einer Reihe kleiner unbedeutender Verwerfungen aufzusteigen, die nur z. T. im Kartenbilde zum Ausdruck kommen, trotzdem aber sehr tief in das Felsgerüst der Erde hinabreichen können. Auch der von Mestwerdt vermutete Zusammenhang der Kalldorfer Quellen mit der Oeynhauser Quellspalte bei Vlotho ist als wenig wahrscheinlich zu bezeichnen, denn es läßt sich keine Verbindung zwischen der westlich von Kalldorf im Kohlenkeuper verlaufenden Verwerfung und der Quellspalte am Kleinbahnhof Vlotho durch Spalten nachweisen. Vielmehr handelt es sich nur um ein räumliches Nebeneinanderauftreten von zwei verschiedenen Aufsattelungen ohne direkte Verbindung durch Spalten.

An den Asendorf-Kalldorfer Sattel reiht sich eine bedeutend schmälere, hauptsächlich aus Kohlenkeuper bestehende Mulde, die von Herbrechtsdorf-Rafeld. Sie setzt unter dem Diluvium nach NW fort und tritt nordwestlich von Bentorf bei Hankenegge in der Lagerung des Schilfsandsteins wieder sehr deutlich hervor. Bei Hohenhausen birgt diese Mulde das marine Oberoligocän, das als kleiner Erosionsrest der Trias auflagert, also nicht an Spalten im Keuper eingesunken ist. Die tiefe Lage des Oligocäns zwischen hohen Triassätteln spricht dafür, daß es durch Einfaltung in diese Lage geraten und so erhalten geblieben ist. Für die miocänen

[1]) A. Mestwerdt, Die Quellen von Germete bei Warburg und von Kalldorf in Lippe. Dieses Jahrb. 1911, Bd. 32, I, S. 156, Taf. 6.

Ablagerungen bei Herbrechtsdorf, Rafeld und Hohenhausen ist es ebenfalls sicher, daß sie nicht an Spalten in die Tiefe gesunken sind, dagegen möglicherweise flach eingefaltet wurden.

An die beschriebene Mulde reiht sich im SW wieder eine Anzahl von Aufsattelungen zunächst von Muschelkalk und Kohlenkeuper bei Hohenhausen und Eichholz. Daran schließt sich die kleine Aufsattelung von Kohlenkeuper zwischen Hankenegge und Plögerhof. Schließlich macht sich dieser Sattel im Gipskeuper nordwestlich vom Hof Kölling und bei Tobsundern noch einmal bemerkbar. Südwestlich von diesen Aufsattelungen folgt wieder eine im SO sehr schmale, im NW bedeutend weitere Mulde, die Hohenhausen-Valdorfer Mulde, deren nordwestliches Ende mit der Oeynhauser Quellspalte zusammenhängt. In dieser Mulde liegt bei Bad Senkelteich eine Liasscholle, die im N von einer Verwerfung begrenzt wird. Vielleicht hängt diese mit der Verwerfung von Tobsundern zusammen, die ihrerseits wieder die südöstliche Fortsetzung der Oeynhauser Quellspalte am Kleinbahnhof Vlotho bildet.

Diese wichtige Verwerfung ist durch Brandt und von Dechen bereits erwähnt worden, auch Stille und Mestwerdt haben auf die Bedeutung dieser Störung mehrfach hingewiesen, ihr genauer Verlauf ist jetzt erst durch die Aufnahme des Blattes Vlotho festgestellt worden. Vom Bahneinschnitte Babbenhausen, wo sie den Lias neben Steinmergel bringt, verläuft sie südsüdöstlich über den Rehagen, hier Rät gegen Gipskeuper verwerfend, gelangt dann nach SO in immer ältere Schichten und verwirft schließlich in Vlotho den Schilfsandstein und Unteren Gipskeuper gegen Oberen Muschelkalk. Am Kleinbahnhof Vlotho tritt eine schwache Solquelle auf dieser Spalte zutage, im Pfarrgarten auf einer Nebenspalte im Muschelkalk eine Stahlquelle. Ob die Muschelkalkaufpressung von Vlotho sich unter dem Diluvium nach SO noch fortsetzt, ist nicht zu ermitteln, wahrscheinlich endet sie sehr bald im Keuper. Die westliche Randspalte des Horstes setzt dagegen in südlicher Richtung wohl fort und hat Verbindung mit der Verwerfung bei Tobsundern und der Randspalte des

Liasgrabens von Senkelteich. Mestwerdt[1]) zeichnet eine Verwerfung, die Vlotho mit Exter und Salzuflen verbinden soll. Auf Blatt Vlotho ist eine solche Verwerfung nicht nachzuweisen, ihr Vorhandensein nach den Lagerungsverhältnissen des Gipskeupers auch wenig wahrscheinlich, so daß Mestwerdt's Quellenverbindung nicht zwanglos erscheint.

Im SW schließt sich an die Hohenhausen-Valdorfer Mulde ein wenig gestörtes Keupergebiet mit einer Anzahl unten näher zu beschreibender, besonders eigenartiger Aufpressungshorste von Muschelkalk und Buntsandstein. Dann folgt wieder ein Hebungsgebiet, das zwischen Niedern-Talle und Wehrendorf mehrfach den Oberen Muschelkalk zu Tage bringt, nach NW sich aber nicht weiter erstreckt.

Wir haben also ein System nordwest-südöstlich streichender, verschieden breiter und langer Sättel und Mulden, die ganz unregelmäßig ineinander greifen.

Kurz seien hier noch die Verhältnisse in der Lemgoer Mulde dargelegt, deren östlicher Abschnitt, die Dörentruper Tertiärversenkung, oben bereits erläutert wurde. Der Nordflügel hat in der Gegend der Amelungsburg und der Lemgoer Mark im ganzen ein ostwestliches Streichen und besteht hier im wesentlichen aus Rätschichten, unter denen in Erosionsfenstern mehrfach Steinmergelkeuper zutage tritt, während sie nach dem Muldeninneren zu von Schichten des Unteren Lias überlagert werden. Lias dürfte westwärts auch den Untergrund des weiten von diluvialen Ablagerungen erfüllten Talraumes bilden, den die Bega durchfließt, und über Leese hinaus den Anschluß an die ausgedehnten Liasgebiete des Blattes Salzuflen gewinnen, die den südlichen Teil der sogenannten Liasmulde von Herford darstellen. Bei Entrup springt Kohlenkeuper als ein Teil der Verbreiterungszone der Pyrmonter Achse bemerkenswert weit nach S vor, und westlich dieses Vorsprunges nimmt der Nordrand der Lemgoer Mulde ein südost-nordwestliches Streichen an. Der Südrand der

[1]) A. Mestwerdt, Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen. Dieses Jahrb. 1916, Bd. 27, II, S. 129 u. Taf. 7.

Mulde tritt in unserer Übersichtskarte nicht mehr recht in Erscheinung. Auch er besteht hauptsächlich aus Rätschichten, jedoch mit nördlichem Einfallen. Auf seiner Südseite liegt, schon im Bereich von Blatt Detmold, die kurze Aufsattelung der Muschelkalkschichten des Gretberges.

In der vorstehenden allgemeinen Übersicht über die kleineren und größeren Einzelbezirke, aus denen sich das Hebungsgebiet der Pyrmonter Achse zusammensetzt, haben wir wiederholt darauf hingewiesen, wie unvermittelt oft Hebungen und Senkungen sich aneinander reihen. Dies ist in gleichem Maße auch bei einer Reihe von Erscheinungen der Fall, die wegen ihrer Eigenart besondere Beachtung verdienen. Es sind das auffallend kleine Keile älterer Gebirgsschichten inmitten jüngerer Formationen. Sie erinnern an E. ZIMMERMANN's »eruptiven Röt« und fordern bei ihrer spieß- und gangförmigen Gestalt in Verbindung mit ihrer Kleinheit noch mehr als jene thüringischen Vorkommnisse einen Vergleich mit erüptiven Erscheinungen heraus. Sie treten hauptsächlich in dem Abschnitt zwischen Lüerdissen und Wentorf, vereinzelt auch abseits hiervon auf, und zwar der Mehrzahl nach zunächst im Kohlenkeuper, weiterhin auch im Unteren Gipskeuper. Im Bereich von Blatt Lemgo haben diese Durchragungen ein geringes Ausmaß. Westlich von Rentorf taucht im Kohlenkeuper ein kleiner Fetzen Trochitenkalk, der von Ceratitenschichten überlagert wird, im ganzen eine etwa 125 m lange und 60 m breite Scholle empor. Diese streicht mit ihrer Längsrichtung südostnordwestlich. Der Kohlenkeuper auf ihrer Nordseite fällt mit 40° gegen den Muschelkalk ein. In geringer südöstlicher Entfernung liegt eine kaum halb so große Scholle von Ceratitenschichten. Nordwestlich steigt dann zwischen Osterhagen und Talle Mittlerer Muschelkalk, der etwas Trochitenkalk trägt, aus Kohlenkeuper und Ceratitenschichten hervor, und ein ähnliches Vorkommen kann man bei dem Kalkofen bei Niedern-talle beobachten. Weil die genannten und einige weniger erwähnenswerte Erscheinungen zwischen Rentorf und Talle in nordwestlicher Richtung einander folgen, könnte man zwischen ihnen

Störungen von gleichem Streichen vermuten, ohne hierfür jedoch einen sicheren Beweis zu haben.

Von zwei anderen Durchragungen im Gebiet von Blatt Lemgo ist weiter oben schon kurz die Rede gewesen. In dem einen Falle handelt es sich um eine kaum 100 qm große Scholle von Wellenkalk nördlich von Bavenhausen. Diese wird auf drei Seiten von Kohlenkeuper umgeben und schneidet auf der vierten gegen Mittleren Muschelkalk ab, und zwar mit einer Störung, die sich am Herberg als steil einfallende Überschiebung erweist. Danach könnte man sich jenen Wellenkalk als eine aus der übrigen Wellenkalkmasse losgerissene Scholle vorstellen, die auf Keuper ruht. Der andere Fall zeigt uns östlich von Elend eine dreieckig begrenzte Scholle von Unterem Kohlenkeuper, die mit 30° nordwestlicher Neigung aus Schichten des Unteren Gipskeupers aufragt. Ob auch hier eine wurzellose Scholle vorliegt, dafür fehlen nähere Anhaltspunkte. Will man an den genannten Beispielen das Ausmaß der Verschiebung nach der Mächtigkeit der ausgefallenen Schichtenglieder ermessen, so ergeben sich hierfür Werte von 50—150 m.

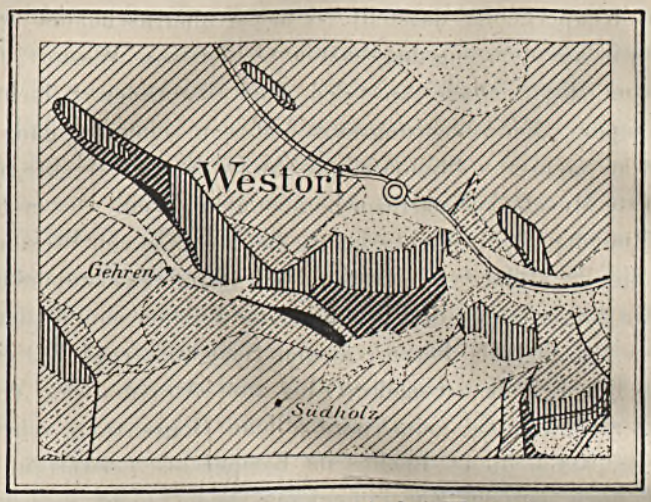
Besonders eigenartige tektonische Verhältnisse bietet die Umgebung von Westorf und die Gegend östlich vom Hof Niehage. Wir hatten oben gesehen, daß die vom Westausgang von Hohenhausen nach NW streichende Keupermulde, deren Kern bald Rät, und später bei Bad Senkelteich etwas eingebrochener Lias bildet, sich nach NW immer mehr verbreitert. Zwischen dem südöstlichen Teil dieser Valdorf-Hohenhausener Mulde und dem südwestlich daran grenzenden Hebungsgebiet, das in dem Auftreten des Muschelkalkes zwischen Niederntalle und Steinbründorf seinen Ausdruck findet, liegt ein breiter, nach SO sich verjüngender Streifen von Unterem Gipskeuper und Schilfsandstein, der in sich wieder etwas verworfen ist — entlang dem Schilfsandstein durchsetzen diesen Gipskeuperstreifen sehr unregelmäßig, im ganzen aber hercynisch verlaufend, einige Verwerfungen, zu denen auch die durch eine schöne Quelle gekennzeichnete Bonstapelverwerfung am Nordfuß des Berges gehört —, sonst

aber ein flach gelagertes, von nur geringfügigen Störungen durchsetztes Keupergebiet darstellt. Um so überraschender wirkt es, wenn wir auf dem eng begrenzten Gebiet von Westorf und östlich vom Hof Niehage aus den flach lagernden Schichten des Gipskeupers, die völlig ungestört zu sein scheinen, ganz unvermittelt an mehreren Stellen elliptische bis lang gestreckte, rundlich begrenzte Muschelkalkpartieen herausragen sehen. Der erste dieser eigentümlichen Aufpressungshorste liegt östlich von Westorf[1]) und bildet hier die Höhe 221; inmitten des Unteren Gipskeupers tritt hier ein etwa 250 m langer und 100 m breiter Rücken von Mittlerem und Oberem Muschelkalk hervor, dessen Schichten nach NO einfallen. Dieser Muschelkalk ist nach SO bis zum Alluvium des Westorfer Baches zu erkennen; seine nordöstliche Begrenzung scheint sich auch südöstlich dieses Baches im Keuper als Verwerfung fortzusetzen, doch ist der Zusammenhang leider nicht nachzuweisen. Nach NW hin ist dagegen keine Fortsetzung der den Muschelkalk begrenzenden Verwerfungen vorhanden; denn zwischen Höhe 221 und dem Muschelkalk bei Wentorf steht nur Gipskeuper an, der mit Ausnahme einer kleinen Schichtenverschiebung am Ostausgang von Westorf völlig ungestört lagert. Erst kurz vor Wentorf bei Kilometer 36 der Straße Westorf—Wentorf tritt aus dem Unteren Gipskeuper wiederum ein schmaler Rücken von Mittlerem und Oberem Muschelkalk hervor, der nur wenige Schritte breit und etwa 200 m lang ist und in einem Steinbruch ausgebeutet wird. Die Ceratitenschichten fallen wie der Trochitenkalk hier flach nach NO ein, der Mittlere Muschelkalk am SOrande der Scholle zeigt jedoch flach südöstliches Fallen. Diese längliche Scholle ist rings von bunten Mergeln der Stufe km1 umgeben, die Grenzen zwischen beiden sind jedoch nicht deutlich aufgeschlossen.

Ein weiteres Vorkommen von älteren Schichten von Muschelkalk und Kohlenkeuper inmitten von solchen des Gipskeupers findet sich zwischen Wentorf und dem Hofe Niehage, ebenfalls ein

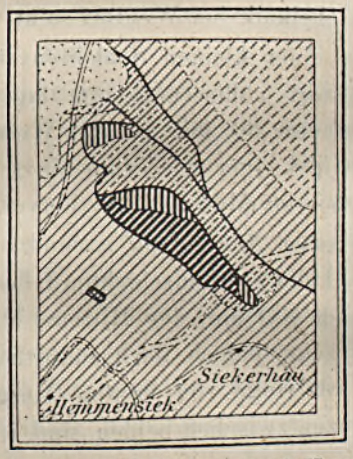
[1]) Vergl. zum folgenden Text Fig. 1.

Figur 1.

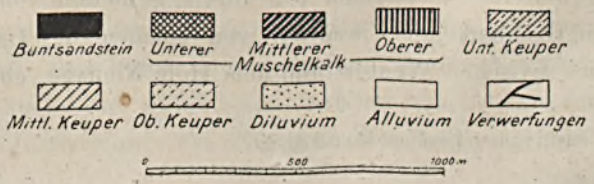


Die Aufpressungshorste bei Westorf.

Figur 2.



Die Horste bei Hof Niehage und Hemmensiek.



Horst älterer Schichten zwischen jüngeren, der in sich wieder arg verworfen ist (Fig. 2). Den eigentlichen Kern dieses Horstes bilden zwei Muschelkalkpartieen, die nördliche aus Ceratitenschichten, die südliche aus denselben, aus Trochitenkalk und Mittlerem Muschelkalk bestehend. Als Decke des Muschelkalkes ist auch der Kohlenkeuper mit emporgepreßt, ohne freilich jenem regelmäßig aufzulagern, sondern vielfach zerstückelt und gegen jenen und unter sich wieder verworfen. Im NO begrenzen den Horst nach NO fallende Schichten der Berggipsstufe, der Roten Wand (km3) und des Schilfsandsteins (km2), im SO, SW und NW die bunten Mergel des Unteren Gipskeupers, soweit die Mergelgruben sie aufgeschlossen zeigen in sehr flacher Lagerung. Innerhalb des Horstes findet man im Unteren Kohlenkeuper und in den Ceratitenschichten je einen Erdfall, deren größter an seiner Westwand den Hauptlettenkohlendolomit aufgeschlossen zeigt und zwar in söhliger Lagerung. Dieser große Erdfall, auf dessen Boden hohe Bäume wurzeln, ist wohl ebenso wie der kleinere auf Auslaugung vom Salz des Mitleren Muschelkalkes zurückzuführen.

Bei der Höhe 271 sind im Walde die Schichten des Trochitenkalkes und die untersten Ceratitenschichten in Steinbrüchen aufgeschlossen, ebenso in einem Steinbruch nördlich von Siekerhau am Südostrande des Horstes. Bei Höhe 271 sind der Trochitenkalk und Ceratitenschichten durch den gewaltigen Gebirgsdruck stark verändert, besonders die Ceratitenschichten haben ein ganz fremdartiges Aussehen, ihre Schichtung ist in den Schiefertonlagen gänzlich geschwunden, die Kalkplatten sind wellig deformiert, und das ganze Gestein ist von zahllosen Klüften und Sprüngen durchsetzt, so daß es schließlich mehr einem metamorphen Schiefer gleicht als einem Muschelkalkgestein. Ein kleiner Aufschluß an einem Waldwege etwas östlich von dem kleineren der beiden Erdfälle zeigt diese stark veränderten Ceratitenschichten besonders schön. Die Gesteinsschichten sind arg gedrückt und oft windschief verbogen, dabei gibt ihnen die starke Zerspaltung und Schieferung ein gespaltenem Holz ähnliches Aussehen, und zahlreiche feine Gänge von Kalkspat durchsetzen das Gestein kreuz

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

und quer. Der Steinbruch bei 271 zeigt eine symmetrische Auffaltung des Trochitenkalks, dessen feste Bänke von zahlreichen Spalten durchsetzt werden, außerdem sehr eisenschüssig und wohl auf wässerigem Wege verändert und dolomitisiert sind.

Aus der ganzen Lagerung — die Gipskeuperschichten zu beiden Seiten dieses Horstes sind anscheinend sehr flach geneigt, im Süden sogar fast söhlig gelagert — geht hervor, daß die älteren Schichten, besonders der Muschelkalk, mit großer Gewalt emporgepreßt sind. Und zwar durchbrachen die älteren Schichten in Form eines annähernd elliptischen, hercynisch gerichteten Horstes das Keupergebirge.

Etwas südwestlich von diesem Horst stößt man wenig nördlich von Hemmensiek in den Feldern, die aus unterem, flachlagerndem Gipskeuper bestehen, auf eine in Länge und Breite etwa einem kleinem Hause gleickkommende, von Buschwald bedeckte Scholle von Unterem Wellenkalk, die nur an ihren Rändern durch die Versuche, den Felsen zu beseitigen aufgeschlossen ist (Fig. 2). Am Nordrande der Scholle — sie gehört vermutlich der Region der Oolithzone an — sind die Schichten flach nach NO geneigt. Dieser Muschelkalk hat seitlich nirgends eine Fortsetzung und zeigt auch keine Faltung. Der umgebende Keuper zeigt ebenfalls nirgends Faltungen oder Verwerfungen, die zu der Annahme berechtigten, die Muschelkalkscholle von Hemmensiek sei ein Überrest einer ganz flach überschobenen Decke von Muschelkalk. Eine solche Annahme ist im Hinblick auf die Lagerung der übrigen Triasschichten unmöglich. Es bleibt also nur die eine Möglichkeit, daß dieser Muschelkalk aus der Tiefe herausgepreßt worden ist und die Keuperschichten nun durchragt. Bei dieser Annahme erhebt sich aber die Schwierigkeit sich vorzustellen, wie diese kleine Scholle von Wellenkalk emporgepreßt sein soll, ohne daß zugleich die umgebenden Schichten des Unteren Gipskeupers in ganz außerordentlichem Grade verworfen, und gefaltet wurden. Man sieht aber an dem Gipskeuper bei Hemmensiek nirgends Spuren einer Faltung oder von Verwerfungen, sondern nur flach lagernde, kaum etwas geneigte Schichten.



Fast möchte man daher annehmen, dieser Wellenkalk, der anscheinend wie ein Pfropfen in der Keuperdecke steckt, sei in vertikaler Richtung durch einen vulkanischen Vorgang in die Höhe befördert, wofür jedoch keinerlei Beweis beizubringen ist. Höchstens könnte man eine solche Hypothese darauf stützen, daß der Wellenkalk dieser Scholle vereinzelt eine sehr geringfügige Rotfleckung zeigt, die vielleicht als Frittung gedeutet werden kann, und daß an dem unten zu besprechenden Höhenzuge des Dirkshagens sich ebenfalls Anzeichen vulkanischer Vorgänge in der Tiefe finden.

Die allergrößte Intensität der Emporpressung finden wir jedoch am Rande des Dirkshagenhorstes, eines langen Muschelkalkrückens, der sich von der Höhe südwestlich von Westorf als zum Teil bewaldeter Höhenrücken nach NW erstreckt und wenig nordwestlich von Gehren mit der über dem Tal von Siekerhau und Hemmensiek thronenden Höhe abschließt, indem hier am Dirkshagen auch Schichten des Buntsandsteins emporgepreßt sind. Wegen ihrer Ähnlichkeit mit gewissen Schichten der Tiefbohrung Sonneborn sind diese Buntsandsteinschichten zum Unteren Buntsandstein gestellt worden. Die eine Scholle befindet sich bei Gehren auf unserer Übersichtskarte am östlichsten Punkte des W im Worte Westorf; sie hat eine Länge von 100 m bei nur etwa 10 m größter Breite. Der Buntsandstein ist hier am Südrande des Muschelkalks zwischen Mittlerem Muschelkalk und Unterem Gipskeuper emporgepreßt, die Buntsandsteinschichten fallen ähnlich wie der nördlich daran stoßende Mittlere Muschelkalk sehr flach nach NO, Faltungen oder Veränderungen durch Druck sind im großen daran nicht bemerkbar, doch ist der Schieferton klüftig, und die feinen Klüfte und kleinen Höhlungen des Gesteins sind mit Kalkspat oder auch mit Eisenglanz gefüllt. Der Muschelkalk an der südwestlichen Randspalte des Dirkshagenhorstes zeigt dagegen dieselben auffälligen Erscheinungen wie auf dem Horst am Hofe Niehage, also eine Art Druckschieferung und völlige Deformation besonders der Ceratitenschichten, die diese Gesteine einem metamorphen Schiefer ähnlich machen. Auch die Trochitenkalke sind zerklüftet, dolomitisiert und mit Eisen angereichert, wie ein

kleiner Steinbruch am Nordwestrande des Bergrückens zeigt, wo das ganze Gestein eine gelbbraune bis tiefrostbraune Farbe hat und oft ganz mit Eisenspat durchsetzt ist, der auch vielfach in Drusen auskrystallisiert ist. Diese Anreicherung mit Eisen in der Nähe unserer tiefgehenden Aufpressungsklüfte ist deshalb bemerkenswert, weil sie auch an anderen Stellen der Pyrmonter Achse beobachtet worden ist[1]).

Das andere Vorkommen von Buntsandstein liegt auf unserer Übersichtskarte am Fußpunkte des s im Worte Westorf auf der diesem Orte südlich vorgelagerten Höhe, etwa in der Mitte des von Westorf nach Südholz führenden Weges. (Vergl. das Meßtischblatt Vlotho.) Der Buntsandstein, im wesentlichen aus roten Schiefertonen und bräunlichgrauen Sandsteinen bestehend, ist mitten im Kohlenkeuper auf Spalten emporgepreßt. Besonders die Schiefertone zeigen starke Druckwirkungen, und auch der Eisenglanz ist hier häufig auf Klüften und Drusen zu finden.

Südlich von Westorf wird der Muschelkalk und Buntsandstein vermutlich durch eine Querverwerfung abgeschnitten, der Muschelkalk tritt aber dann südöstlich von Westorf und südlich von Hohenhausen wieder mehr hervor, wo er an die von Mestwerdt beschriebenen Horste sich anschließt. Soviel über die eigenartigen tektonischen Erscheinungen, eine Deutung derselben soll im folgenden versucht werden.

Wenn wir nach einer Erklärung für die soeben geschilderten merkwürdigen Lagerungsverhältnisse fragen, so ist zu entscheiden, welche allgemeine Ursache die eigentümlichen Aufpressungshorste des Dirkshagens, bei Westorf, Wentorf und am Hofe Niehage haben, ob es rein tektonische Kräfte waren, die den Vortrieb dieser älteren Schichten in jüngere bewirkten, oder ob, wie manche in ähnlichen Fällen annehmen, der Salzauftrieb eine Rolle gespielt hat, ob schließlich und in welchem Maße auch vulkanische Kräfte im Spiel gewesen sind.

Eine Erklärung unserer Horste aus rein tektonischen Ur-

[1]) O. Renner, Über den Zechstein an der Pyrmonter Achse. Zeitschrift der Deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 66, 1914, Mon.-Ber. S. 1—7.

sachen durch tangentiale Druckwirkung, wie sie z. B. H. Stille für das Gebiet von Nordhannover annimmt, stößt hier deshalb auf Schwierigkeiten, weil die unmittelbare Umgebung unserer Aufpressungshorste so ganz und gar jegliche stärkere Faltung oder Fältelung vermissen läßt, vielmehr die umgebenden Gipskeuperschichten meist sehr flach liegen und keine nennenswerten Faltungserscheinungen zeigen. Die flache Neigung der Gipskeuperschichten entspricht zwar jener bereits beschriebenen sehr flachen Faltung der Triasschichten der weiteren Umgebung, wie sie im Kalldorfer Sattel, in der Valdorf-Hohenhausener Mulde u. a. zum Ausdruck kommt, doch erscheint es bei Auswägung der dem tektonischen Kartenbilde zu Grunde liegenden Kraftwirkungen nicht recht möglich, aus dieser flachen Faltung heraus die Aufpressung von Horsten des Buntsandsteins und Muschelkalkes im Gipskeuper zu erklären. Stille[1]), der in letzter Zeit sich viel mit derartigen tektonischen Fragen beschäftigt hat, hat für Niederhessen, Süd- und Nordhannover drei verschiedene Typen seiner saxonischen Faltung aufgestellt. Unsere Aufpressungshorste und ihre Umgebung würden ein Mittelding zwischen Stille's nordhannoverschem Faltungstypus, seiner ejektiven Faltung, der sie am nächsten stehen, und dem südhannoverschen Typus, seiner kongruenten Faltung bilden. Eine ähnlich mächtige Sedimentdecke, wie sie in der Umgebung der nordhannoverschen »Salzhorste« vorhanden ist, fehlt hier. Ein Vergleich unserer Gegend mit der der nordhannoverschen Salzhorste führt zu folgendem Schema:

Gegend von Vlotho	Nordhannover
Verhältnismäßig geringmächtige Decke von schwach gefalteten, flach lagernden Keuperschichten.	Bis zu 1000 m mächtige Decke jüngerer Sedimente der Kreide bezw. des Tertiärs, nahezu söhlig lagernd.
Darin Aufpressungshorste von Buntsandstein und Muschelkalk.	Darin Aufpressungshorste von Zechsteinsalz bezw. Salzhorste mit randlichen Aufpressungen von älteren (Trias- etc.) Schichten.
Hoher Grad der Aufpressung.	Sehr hoher Grad der Aufpressung.

[1]) H. Stille, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau, Bd. VIII, 1917, S. 162.

Die permischen Schichten, geschweige denn das Salz, sind im Vlothoer Gebiet nicht bis zur Oberfläche emporgepreßt worden, sondern als älteste Schichten nur die des Unteren Buntsandsteins. Wenn man nun eine rein tektonische Erklärung für diese Aufpressungshorste geben wollte, so müßte man tangentialen, orogenetischen Druck annehmen. Da erscheint es uns nicht recht möglich den verhältnismäßig hohen Grad der Aufpressung mit der ruhigen Lagerung der umgebenden Keuperschichten zu vereinigen. Auch die Beobachtung der außerordentlich intensiven Zerquetschung und Metamorphosierung des Muschelkalkes und z. T. auch des Buntsandsteins bei dem Dirkshagenhorste bleibt schwer verständlich, da das Gebirge der anstoßenden Keuperschichten solche nicht zeigt. Das aufgepreßte Gebirge hat also einen arg gequälten Zustand, wovon die benachbarten Keuperschichten nichts zeigen. Dieses Nachbargebirge, d. h. die Keuperdecke, hat also gar nicht die schweren Pressungen mit durchgemacht, sondern liegt nahezu ungefaltet und kaum gestört, verhältnismäßig ruhig, daneben. Wir müssen also wohl annehmen, daß der Inhalt der Horste noch durch andere Kräfte bewegt worden ist als durch diejenigen, welche das benachbarte Keuper-Gebirge flach gefaltet haben. Eine Erklärungsmöglichkeit hierfür bietet sich in Abscherungsvorgängen, die ja in der Trias wegen der Einschaltung von Salz- und Tonschichten zwischen den starreren Sand- und Kalkschichten möglich sind. So sind z. B. gewisse Gräben in der thüringer Trias, bei denen Keuper im Mittleren Muschelkalk eingesunken ist, durch Abscherung auf der starren Decke des Unteren Muschelkalkes zu erklären, wobei das Salz des Mittleren eine Rolle gespielt haben muß. Dieses Salz wurde nach erfolgter Abscherung von dem unterlagernden Unteren Muschelkalk nebst seinem Hangenden, dem Oberen Muschelkalk und Keuper stark zusammengepreßt, wobei es zu Faltungen und Überschiebungen kam. Bei der späteren Auslaugung des Salzes des Mittleren Muschelkalkes sanken wohl streifenförmige Partieen des Keupers und Oberen Muschelkalkes dort bis auf den Unteren Muschelkalk ein, wo das Salz besonders weit emporgepreßt gewesen war.

Ein großer Teil besonders der kleineren thüringer Keupergräben im Bereich des Mittleren Muschelkalkes reicht also nicht tiefer als bis auf den Unteren Muschelkalk, was durch Abscherung auf dem Salz des Mittleren Muschelkalkes zu erklären ist. Solche Gräben sind z. B. im Bereich der Blätter Kreuzburg und Sontra weit verbeitet, und bei Ebenau ist ein solches Profil durch das Werratal unmittelbar aufgeschlossen[1]). In ähnlicher Weise wie bei Kreuzburg könnten nun auch hier bei Westorf-Wentorf infolge von Abscherung und ungleicher Faltung ältere Schichten in jüngere vorgetrieben sein, denn die Salze des Mittleren Muschelkalkes, des Röts und Zechsteins trennen die übrigen Sedimente. Da an unseren Aufpressungshorsten außer dem Oberen Muschelkalk und Wellenkalk auch Buntsandstein teilnimmt, so müssen wir die treibenden Kräfte wohl besonders im Zechsteinsalz suchen, und da fragt es sich, ob der orogenetische Druck und die Mobilität der Salzmassen genügt, um unser Vorkommen zu erklären. In mancher Hinsicht sind nun unsere Aufpressungshorste bei Vlotho den Salzhorsten im hannoverschen Flachlande ähnliche Erscheinungen, sie sind Anfänge von Salzhorstbildungen oder unfertige Salzhorste. Wir können sie ohne Annahme eines Salzauftriebes nicht erklären. Ihre elliptische, runde oder schmalkeilförmige Form spricht gegen ihren gegenseitigen Zusammenhang auf Spalten. Erklären wir sie durch Salzauftrieb, so ergibt sich die neue Frage, ob wir hier wie bei den Salzhorsten die Aufwärtsbewegung des Salzes und seines Deckgebirges durch tangentialen Druck oder durch vertikalen Druck der überlagernden Sedimente erklären wollen[2]). Für die besonders von STILLE vertretene erste Auffassung der Salzhorste als Folge rein tektonischer Kraftwirkungen spricht hier nur die flache Faltung der umgebenden Triasschichten, wie sie in dem Kalldorfer Sattel, in der Valdorf-Hohenhausener Mulde u. a. zum Ausdruck kommt, wobei jedoch

[1]) Vergl. Blatt Kreuzburg der geol. Spez.-Karte von Preußen nebst Erläuterung.

[2]) Von der besonders von LACHMANN vertretenen »Ekzemtheorie« sehen wir hier ab.

zu bedenken ist, daß wir nicht wissen, in wieweit die Faltung in manchen tiefen Schichten etwa eine stärkere ist, da die Möglichkeit von Abscherungsvorgängen besteht. Gegen die Erklärung durch unmittelbaren tangentialen Druck sprechen die merkwürdigen elliptischen Kleinformen dieser Horste bei Wentorf-Westorf, die abnormen Pressungserscheinungen an den Horsten bei dem Fehlen jeglicher starken Faltung in den angrenzenden Schichten und besonders auch im Wellenkalk des Kalldorfer Sattels, das ganz isolierte Auftreten einer kleinen pfropfenartigen Scholle des Wellenkalkes bei Hemmensiek.

Für die u. a. von Harbort[1]) betonte Wirksamkeit eines vertikal von unten nach oben wirkenden Druckes ist in unserem Falle die ganze Form der Horste anzuführen, die wie von unten heraufgetriebene Pfropfen in der Keuperdecke sitzen. Allerdings müssen wir die Frage offen lassen, ob in unserem Fall der den Auftrieb des Salzes und seines Deckgebirges verursachende Vertikaldruck eine Folge der Belastung des spezifisch leichteren Zechsteinsalzes mit den hangenden Sedimenten war, oder ob er sich als Folge des tangentialen, orogenetischen Druckes auf die Zechsteinsalze besonders unter Annahme einer Abscherung in der Salzregion darstellt.

Für die Hemmensieker Scholle kommt noch ein anderer Gedanke in Frage. Das Auftreten dieses Wellenkalkes im Gipskeuper ist so gänzlich unvermittelt, daß man sich tatsächlich die Frage vorlegen möchte, ob diese Scholle vulkanisch gehoben ist, um so mehr, als einige Wellenkalkproben eine schwache Rotfleckung zeigen, die man ja auch bei kontaktmetamorphem Wellenkalk in Basaltgebieten beobachtet. Ein anderer Umstand, der noch auf ehemalige vulkanische Vorgänge hindeutet, ist das Auftreten von Kohlensäure in verschiedenen Quellen der Gegend der Pyrmonter Achse, wie man sie besonders in den Quellen bei Vlotho und Kalldorf und in der Umgegend des Kalldorfer Sattels

[1]) E. Harbort, Zur Frage der Aufpressungsvorgänge und des Alters der nordwestdeutschen Salzvorkommen. »Kali«, 7. Jahrg. 1913, S. 112—121.

beobachtet, z. B. an der Luhquelle und an der Quelle im Osterkallental oberhalb Langenholzhausen. Auch die Quellen von Bad Oeynhausen und Pyrmont[1]) sind ja zum Teil reich an Kohlensäure, und das Auftreten des Eisens auf den Verwerfungsspalten in Form von Eisenglanz und Eisenspat sowie das Vorhandensein der Stahlquelle in Vlotho ist wohl als Nachwirkung vulkanischer Eruptionen in der Tiefe zu denken.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die Aufpressungshorste unserer Gegend, d. h. keilförmige oder elliptische Partieen älterer Schichten zwischen jüngeren, wohl weniger durch allgemeinen tangentialen Druck aufgewölbt, als durch vertikalen Druck des Salzauftriebs in die jüngeren Schichtensysteme vorgetrieben sind. Es ist dabei nicht zu entscheiden, ob dieser vertikal von unten wirkende Druck des Salzauftriebs eine Folge der Belastung des spezifisch leichteren Zechsteinsalzes durch schwerere Sedimente gewesen ist oder, ob dieser Druck die Folge eines Tangentialdruckes war, der infolge Abscherung in der Salzregion nur in der Tiefe starke Wirkungen ausüben konnte.

Außerdem finden sich Spuren ehemaliger vulkanischer, vermutlich basaltischer Eruptionen in der Tiefe in Gestalt von Eisenerzen auf den Spalten und Ausströmungen von Kohlensäure in den Quellen. Für die Mitwirkung vulkanischer Kräfte bei dem Aufbau unserer Tektonik geben die vorhandenen Anzeichen jedoch keine genügenden Beweise.

---

[1]) Vergl. A. Mestwerdt, Die Bäder Oeynhausen und Salzuflen. Dieses Jahrbuch 1916, Bd. XXXVII, Teil II, S. 64—131.

Druckfertig abgeschlossen den 29. September 1919.
Druck verfügt am 12. Januar 1920.

Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen.

Von Herrn **F. Bernauer** in Berlin.

Hierzu Tafel 3 und 5 Textfiguren.

Vorbemerkung.

Die Veranlassung zu der vorliegenden Arbeit waren Untersuchungen, die ich im Jahre 1917 über die Verbreitung und technische Verwendbarkeit der Phosphoritvorkommen im südlichen Lothringen auszuführen hatte. Die zahlreichen durch den Krieg geschaffenen neuen Aufschlüsse erlaubten manche neuen Beobachtungen, so daß ich mich zu einer Bearbeitung der stratigraphischen und genetischen Verhältnisse dieser Bildungen entschloß und im April 1918 damit beginnen konnte.

Die Literatur über Phosphorite erwies sich bald als so umfangreich, daß ein Durcharbeiten aller mir bekannt gewordenen Arbeiten auf diesem Gebiet sich als unmöglich herausstellte, namentlich da unter den Kriegsverhältnissen und außerhalb einer Universitätsstadt ihre Beschaffung häufig nicht möglich war. So mußte manche Arbeit unberücksichtigt bleiben. Aus demselben Grunde unterblieb auch vorläufig die paläontologische Beschreibung des reichlich gesammelten Materials.

Daß die Arbeit überhaupt zustande kam, verdanke ich dem Entgegenkommen meiner Heidelberger Lehrer. Herr Geheimrat Prof. Dr. Salomon gestattete mir die Benutzung nicht nur der dortigen Institutsbibliothek, sondern auch seiner eigenen nach auswärts. Außerdem besprachen wir den Plan und die Ausführung

der Arbeit während meiner Urlaubsbesuche im Heidelberger geologischen Institut und korrespondierten oft über die Einzelheiten. Da ein petrographisches Mikroskop nicht zu beschaffen war, stellte mir Hr. Geheimrat Prof. Dr. V. Goldschmidt ein solches in entgegenkommendster Weise zur Verfügung. Hr. Geheimrat van Werveke in Straßburg gestattete mir die Benutzung der Sammlung und der Bücherei der dortigen Geologischen Landesanstalt. Hr. Prof. Dr. Freiherr Stromer von Reichenbach überließ mir ein umfangreiches Literaturverzeichnis über französischen Jura und Kreide. — In Metz unterstützte mich Hr. Dr. Klüpfel vielfach durch Überlassung von Literatur und Mitteilung seiner eigenen Beobachtungen, Hr. cand. geol. Gisser überließ mir zahlreiche Fundstücke aus der Delmer Gegend. Ihnen allen danke ich auch an dieser Stelle herzlich.

Eine wichtige Ergänzung dieser Arbeit lieferten 2 Vollanalysen und mehrere Phosphorsäurebestimmungen, welche im März d. Js. im chemischen Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt ausgeführt wurden. Der Direktion der Anstalt spreche ich für dieses Entgegenkommen meinen aufrichtigen und geziemenden Dank aus.

Die Originale befinden sich im Museum der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

Literatur wurde nur soweit zitiert, als sie wirklich benutzt werden konnte. Die in Klammern eingeschlossenen, fetten Zahlen des Textes beziehen sich auf die laufenden Nummern des am Schlusse angefügten Literaturverzeichnisses.

Einleitung.

Die wirtschaftliche Bedeutung des als Mineral vorkommenden phosphorsauren Kalkes ist in den letzten Jahren in dauerndem Wachsen begriffen. Seit J. v. Liebig seine künstliche Aufschließung in die Wege leitete, ist er als wertvoller Pflanzennährstoff von solcher Bedeutung geworden, daß das Fehlen der Zufuhr aus Algier und der Südsee während des Krieges unsere Landwirtschaft schwer geschädigt hat. Die Weltvorräte dieses Minerals

sind verhältnismäßig gering, der Bedarf noch im Steigen. Auch die Menge der Minette, die in Form von Thomasmehl den zweiten Hauptteil unseres Phosphorsäurebedarfs liefert, ist nicht unbegrenzt, bisher rechnete man mit ihrer Erschöpfung in 50 Jahren. So werden in Zukunft auch unbedeutendere Phosphatlager an Bedeutung gewinnen, solange es nicht gelingt, Phosphorsäure aus weniger reichen Rohmaterialien (etwa gewissen Massengesteinen) zu gewinnen. Daher hat die Frage nach der Beschaffenheit und Ausdehnung selbst kleinerer Lagerstätten, auch abgesehen von den durch den Krieg geschaffenen Verhältnissen, ihre Bedeutung. In der folgenden Arbeit ist beabsichtigt, die Phosphoritvorkommen im Lothringer Lias in bezug auf Mächtigkeit, Ausbildung und Verbreitung zu untersuchen, sowie namentlich ihrer Bildungsweise nachzuforschen. Die Angabe von Einzelheiten über Menge und Abbaumöglichkeiten des Phosphorits mußten aus begreiflichen Gründen unterbleiben.

Das bearbeitete Gebiet reicht im Norden bis zur Bahnlinie Metz-Bensdorf, im Westen liegen nur wenige Punkte links der Mosel, im Süden bildet die Linie vom Priesterwalde zur Selle (Seille), dann diese selbst bis südlich Château-Salins (die ehemalige Front) die Grenze. Im Osten wurde die Bahnlinie Bensdorf-Château-Salins nur gelegentlich überschritten. Den zahlreichen Aufschlüssen an der Kampffront entsprechend liegen die meisten Beobachtungspunkte am Südrande des Gebiets.

A. Vorkommen des Phosphorits.

Phosphorsaurer Kalk, von kohlensaurem Kalk, Ton und Eisenverbindungen verunreinigt, kommt im Lothringer Jura in vielen Horizonten vor. Die betreffenden Stücke sind namentlich an der kreidigen Verwitterungsfarbe unschwer zur erkennen, wurden aber oft mit unreinem gewöhnlichem Kalk verwechselt; und dies dürfte der Grund sein, weshalb aus den angrenzenden Juragebieten nur selten Phosphorit erwähnt wird. Er wurde eben nicht als solcher erkannt.

In dem untersuchten Gebiet tritt er bereits im Lias α, dem

»Gryphitenkalk« oder »Diesdorfer Kalk« auf. Dieser ist in der Metzer Gegend als eine wechselnde Schichtfolge von dezimeterstarken Kalkbänken mit etwas stärkeren Mergelzwischenlagen entwickelt. Schon in seinen tiefsten Schichten (Psilonoten- und Angulatenkalk) sind zähe, grauweiße, walzenförmige phosphoritische Knollen nachzuweisen, welche senkrecht in den Kalkbänken stecken und wohl den später zu besprechenden Schwämmen angehören (z. B. Bahneinschnitt nördlich von Wulberg (Vulmont)). *Psiloceras Johnstoni* wird häufig als kalkigphosphoritischer Steinkern gefunden. Im oberen Teil des Gryphitenkalks (Zone des *Belemnites acutus* und des *Pentacrinus tuberculatus*) treten die erwähnten Knollen wiederum auf und leiten zu dem Phosphorithorizont an der Grenze des Lias α und β über, der später eingehender beschrieben werden soll. Im β-Ton findet sich mit Ausnahme der Untergrenze kein Phosphorit. Der Untere Lias schließt mit den eisenoolithischen Bänken des »Ockerkalks« ab. Diese führen bei Buchingen (Buchy) nuß- bis faustgroße Phosphoritknollen[1]). Lias γ ist gering entwickelt (Numismalismergel und Davoeikalkbank). Dicht darüber finden sich bei Luppingen (Luppy) und am Schönwegerhof (Haute-Bevoye) phosphoritische Mergel[2]) mit angebohrten Phosphoritknöllchen und Phosphoritsteinkernen von *Lytoceras fimbriatum* Sow. und *Amaltheus margaritatus* Monf. Nun folgen die mächtigen Tonmergel des Lias δ, Blättermergel, Fimbriatenschichten und Ovoidenmergel. An der Grenze der beiden erstgenannten ziehen sich Schnüre kleiner, weißlicher, mergelig-phosphoritischer Knöllchen entlang von ähnlicher Beschaffenheit, wie wir sie im unteren Teile der »Crassusschicht« kennen lernen werden (St. Julien nördl. Metz). Die obersten Lagen der Fimbriatenschichten lassen beim Johanneshof, südwestlich von Lixingen (Lucy), eine Emersionsfläche erkennen, welcher gerollte und angebohrte, nußgroße Phosphoritknöllchen auflagern. In den über diesen Mergeln ansteigenden sandig-tonigen Costatenschichten (Zone des *Amaltheus costatus* Rein.) fanden sich bei Gaudach

[1]) Mündl. Angabe von Dr. Klüpfel.
[2]) Desgl.

(Jouy-aux-arches), Lorringen (Lorry) und andern Orten eigroße, gerundete phosphoritische Knollen von sandigem, schwarzbraunem Innern und weißlicher Rinde. Es sind dieselben, die auch vom Moussonberg bei Pont-à-Mousson beschrieben wurden. Sie enthalten Krebsreste. — Der Posidonienschiefer enthält keinen Phosphorit; doch liegt dicht darüber der reiche Horizont der »Crassusschichten«. Vereinzelt reichen phosphoritische Ammonitenwohnkammern noch in den Astarteton.

Im Dogger finden wir Phosphoritknollen in der Erzformation, vielleicht im Zusammenhang mit dem Phosphorsäuregehalt der Minette. Eine geschiebeführende Bank mit *Sonninia Sowerbyi* Mill. enthält ähnliche Knollen, wie sie Gaub (53) aus Schwaben beschrieben und analysiert hat. Endlich stecken in der »Dachbank« der Gravelotteschichten kleine Phosphoritknöllchen, darüber liegt phosphoritischer Mergel (Klüpfel, 81). —

Von allen diesen Vorkommen haben nur die beiden über dem Gryphitenkalk und über dem Posidonienschiefer eine, wenn auch geringe, praktische Bedeutung. Die andern mögen zwar als Quelle der Phosphorsäure im Ackerboden eine Rolle spielen, — Lothringen hat vorzügliche Liasweizenböden, und gerade Getreide braucht viel Phosphorsäure — aber eine technische Gewinnung ist ausgeschlossen. Daher sollen nur die genannten beiden Lager näher beschrieben werden.

B. Die beiden Haupt-Phosphorithorizonte.

I. Die Phosphoritknollen an der Grenze von Lias α und β.

Die Phosphoritknollen über dem Gryphitenkalk des südlichen Deutsch-Lothringens werden in der geologischen Literatur zum erstenmal i. J. 1887, und zwar aus der Gegend von Delm (Delme), 30 km südöstlich von Metz, erwähnt (46). Sie wurden damals bei Püschingen (Puzieux) unweit Delm in offenen flachen Gruben abgebaut, doch war der Abraum zu groß, als daß die Gewinnung lohnend geworden wäre, und die Arbeiten wurden wieder eingestellt. Stuber beschreibt (119) dieselben Knollen 7 Jahre später von Morsweiler (Morville) nördlich Delm und von

Pelter (Peltre) bei Metz und erwähnt ähnliche Funde von Landorf und Enschweiler unweit Mörchingen. Benecke und van Werveke fanden sie später auch beim Bau der Bahnstrecke Château-Salins-Delm (126). Durch die zahlreichen militärischen Erdarbeiten der letzten Jahre wurden viele neue Aufschlüsse geschaffen, und die Verbreitung der Phosphoritknollen konnte genauer festgestellt werden.

Das Lothringer Liasgebiet gehört zur Umrahmung des Pariser Beckens, die Schichten haben daher im großen und ganzen ein schwach west-südwestliches Einfallen. Von Osten kommend, betritt man von jeder Schicht zunächst nur unzusammenhängende Fetzen, die sich weiterhin zusammenschließen und nach Westen zu endlich, von der nächst höheren Schicht überdeckt, im Untergrunde verschwinden.

Fundorte.

Schon das am weitesten nach Osten vorgeschobene Liasgebiet zwischen Conthil und Kerprich bei Duß (Dieuze) enthält Spuren der Phosphoritknollen. Südlich von Château-Salins sind dieselben auf dem die Grenze tragenden Höhenrücken erschlossen. Auffallenderweise fehlt hier stellenweise den unterlagernden Gryphitenkalkschichten der bezeichnende *Belemnites acutus* wie auch *Pentacrinus tuberculatus*, sonst die Leitformen des oberen *α*. Von hier an lassen sich die Knollen der Selle entlang in breitem, nach Norden bis zur Bahnlinie Metz-Bensdorf reichendem Streifen verfolgen. Bei Phlin verschwindet der Horizont infolge von Verwerfungen unter höheren Liasschichten. Bezeichnend ist für das bisher genannte Gebiet, daß der Gryphitenkalk, der in der Nachbarschaft der Selle eine große, flach zu diesem Flüßchen hin einfallende Tafel bildet, in großer Ausdehnung von diluvialem Lehm überlagert wird. Die Gewässer, welche diesen »Blättelerzlehm«[1])

[1]) So genannt nach dem meist reichlichen Vorkommen von kleinen Brauneisenscherben, die z. T. wohl von den Eisenovoiden des Mittleren Lias stammen, z. T. aber nur die an Eisen angereicherten Rückstände von verschwemmtem Kalkmaterial darstellen, wie u. a. das Vorkommen vererzter *Pentacrinus tuberculatus*-Glieder (Wulberg) beweist. Die damit zusammen vorkommenden vereinzelten Sandsteinbröckchen (Rätsandstein) sind ebenfalls stark eisenschüssig, Quarzitgerölle oft von einer schwarzen Rinde umgeben.

herbeischwemmten, haben den β-Ton meist entfernt oder wenigstens aufgearbeitet, über der harten obersten Gryphitenkalkbank aber Halt gemacht. Die Phosphoritlage ist stellenweise noch ungestört erhalten, meist aber bereits umgelagert. Fast immer sind die Knollen schon etwas angewittert, was sich durch gelbbraune und weißliche Farben kundgibt. Nur an wenigen Stelllen, so bei Thézey und südlich von Château-Salins, wurden sie noch mit einer Überdeckung von unverwittertem β-Ton angetroffen.

Bei Eply treten die Phosphorite wieder zutage. Da ihnen von hier an der β-Ton öfters noch in bedeutender Mächtigkeit auflagert, sind sie nun häufiger noch unverwittert erhalten. Ihr Vorkommen reicht über Mailly, St. Jürgen (St. Jure), Loveningen (Louvigny), Kemnat (Cheminot), Sillningen (Sillegny) bis zu der Linie Kemnater Mühle-Pommeringen (Pommerieux), wo sie unter höheren Schichten endgültig untertauchen. Weiter nördlich waren sie bei Werningen (Verny), Göhn (Goin), Schersingen (Chérisey), Großprunach (Pournoy-la-grasse), Lieheim (Liéhon), Pontingen (Pontoy), Wingert (Vigny), Luppingen (Luppy), in geringem Maße noch bei Wallern (Vallières) nördlich von Metz, beim Bahnhof Pelter, nördlich von Morsweiler (Morville) und bei Landorf-Enschweiler festzustellen. Ein Versuch, sie noch moselabwärts westlich Sierck nachzuweisen, war erfolglos, z. T. wohl wegen des Mangels an Aufschlüssen.

Von diesen Vorkommen sind die unbedeutendsten die im Südosten des Gebiets bei Château-Salins gelegenen; nach Nordwesten wächst die Menge der Knollen rasch an, um auf der Strecke Delm-Wulberg ihren Höhepunkt zu erreichen. Weiter östlich findet eine geringe Abnahme statt, doch ist ein Auskeilen der Schicht nirgends beobachtet. Im einzelnen kommen mancherlei örtliche Abweichungen vor, Abnahme und Wiederanschwellen auf kurze Strecken. Eigentümlich ist es, daß westlich von Delm die geringste vorkommende Mächtigkeit des Lias α mit der Hauptanhäufung der Knollen zusammenfällt. Im Süden unseres Gebiets wird der Horizont von Bleicher (14) aus der Umgebung von Nancy erwähnt, bei Sandocourt (Vogesendepartement) wird das

Vorkommen nach Braconnier (16, S. 53) abbauwürdig. Vom Departement Haute-Saône wird über dem Gryphitenkalk im Ton liegend eine 5—20 cm mächtige Phosphoritschicht mit *Spirifer Walcotti* und *Zeilleria numismalis* genannt. Nördlich vom Zentralplateau kommen Phosphorite in Taschen und Klüften des Gryphitenkalks vor. Im Norden ist die Grenze der beobachteten Vorkommen durch die Orte Enschweiler und Wallern[1]) gegeben, doch werden sich Spuren wohl noch weiter nördlich nachweisen lassen. Eine scharfe Umgrenzung kann vorläufig nicht gegeben werden.

Nach einer mündlichen Mitteilung von Schiradin finden sich auch im südlichen Elsaß die Phosphorite, während bei Zabern nur verkieste Ammoniten in diesem Horizont auftreten.

Einige Profile mögen das Auftreten der Phosphoritknollen im Schichtverbande zeigen.

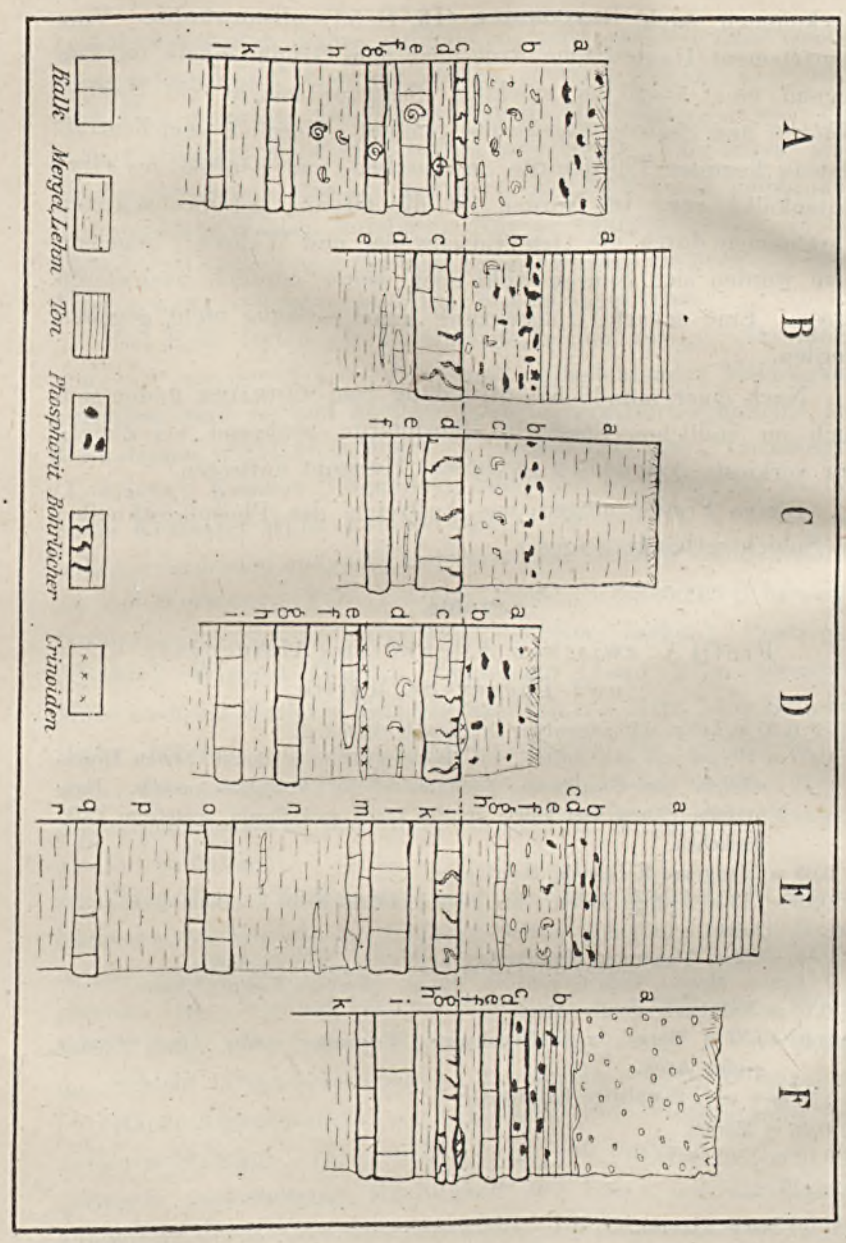
Profile.

Profil A, zwischen Allenhofen (Alaincourt) und Thézey-St. Martin.

a) $\geqq$ 0,20 m Lehm mit angewitterten Phosphoritknollen.
b) 0,60 m Mergel mit abgerollten, von Bohrschwämmen durchlöcherten Bruchstücken von Gryphaeen (sehr reichlich), *Belemnites acutus*, Terebrateln. 20 cm von unten einzelne rasch auskeilende, schiefrige Kalkbänkchen.
c) 0,05 m blaugraue Kalkbank, Bohrlöcher.
d) 0,15—0,18 m rostiger Lehm. Kleine (sekundäre) weiße Kalkknöllchen, großer Ariet.
e) 0,16—0,22 m blaugraue, ebenflächige Kalkbank. Großer Ariet.
f) 0—0,20 m Mergel, viele Gryphaeen, dünne, scherbige Kalkplättchen.
g) 0,10 m Kalkbank, großer Ariet.
h) 0,40—0,50 m Mergel, viele Gryphaeen. *Belemnites acutus*, *Lima gigantea*, großer Ariet.
i) 0,18 m 1 oder 2 wulstige Kalkbänke.
k) 0,28 m Mergel.
l) 0,10 m Kalkbank.

---

[1]) Nach Klüpfel.


A
B
C
D
E
F
Kalk
Mergel, Lehm
Ton
Phosphorit
Bohrlöcher
Crinoiden

Figur 1.

Profil B nordöstlich von Thézey.

a) . . . Schwarzblauer, grünlichgrau angewitterter β-Ton, weiße Ausblühungen.
b) 0,50 m lehmiger Mergel, gelbgrau, sandig anzufühlen. Oberste 10 cm reich an frischen, schwarzen Phosphoritknollen mit bituminösem Geruch. Tiefer viele Fossilbruchstücke, u. a. *Gryphaea obliqua* Goldf., Arietenbruchstück, *Pentacrinus tuberculatus*. Zerstreute Phosphoritknollen reichen noch bis 20 cm über der Untergrenze der Schicht b herunter.
c) 0,30 m Kalkbank, z. T. in 3 zerspaltend mit Mergellagen dazwischen.
d) 0,20 Mergel mit vielen dünnen, auskeilenden Kalkbänkchen.
e) 0,30 m frische blaugraue Mergel. *Belemnites acutus* Mill.

Profil C zwischen A und B.

a) 0,70 m gelbbrauner, krümeliger Lehm.
b) 0,10—0,15 m desgl. mit vielen Brauneisenscherben (»Blättelerz«) und weißlichen Phosphoritknollen.
c) 0,40 m graugrünliche Mergel mit Kalksteinbröckchen und vielen zerfressenen Gryphaeen (*Gr. arcuata*, seltener *obliqua*).
d) 0,15—0,30 m zähe Kalkbank, bräunlich zersetzt. Bohrlöcher.
e) 0,20 m gelbbrauner Lehm, dünne Kalklagen.
f) 0,15 m Kalkbank mit großen Arieten.

Profil D, nahe der »Deutschen Eiche« bei Wulberg.

a) 0,50 m brauner Lehm mit löcherigen weißen Phosphoritknollen bis zu 5 cm Durchmesser. Stellenweise Blättelerz, u. a. mit verrosteten *Pentacrinus*-Gliedern (*P. tuberculatus*).
b) 0—0,03 m Linsen voller Crinoidenglieder (*P. tuberculatus*), aufsitzend auf
c) 0,24 m dichtem, blaugrauem Kalk mit graugelb zersetzten, unregelmäßig gestalteten Nestern und mit Bohrlöchern voll gleicher Substanz. Zum Teil zerspaltet die Bank in drei, die durch dünne Mergellagen getrennt sind.
d) 0,30—0,50 m gelblicher, lehmiger Mergel mit Lagen von schiefrigem oder knolligem Kalk und vielen zerbrochenen Fossilien, besonders Gryphaeen. In dem Knollenkalk Rhynchonellen, Spuren von Phosphorit. Unten dünnes Crinoidenbänkchen.
e) 0—0,10 m Kalkbank.
f) 0,25—0,30 m typischer grauer Gryphitenkalkmergel.
g) 0,13—0,22 m Kalkbank.
h) 0,22 m Mergel.
i) 0,15 m Kalkbank.

Lose fanden sich große Arieten (1/2 m Durchmesser).

Profil E, dicht nördlich vom Bahnhof Werningen (Verny).

a) 1,70 m dunkler β-Ton voller Gipsnadeln, einzelne größere Krystalle. Im oberen Teil bis nußgroße, weißgraue, septarienartig zersprungene Kalkknöllchen (sekundär).

b) 0,13 m wie a, aber voll schwarzer Phosphoritknollen von meist zackiger, schlackenartiger Form mit vielen Fossilien, wie Schwämme, Schnecken (Steinkerne) u. a. Daneben auch Einzelfossilien, besonders *Pleuromya liasina* Schübl. (in verschiedenen Stellungen; nuß- bis faustgroße Exemplare, manchmal mit unförmigen Phosphorithöckern auf der Oberfläche), *Gryphaea arcuata* Lam. (manche Stücke »auf dem Kopfe stehend«, sonst alle möglichen Lagen) *Belemnites acutus* Mill. Nester von feinen losen Gipsnadeln.

c) 0,00—0,07 m grauer Ton mit zinnober- bis orangefarbenen Ockerknöllchen von wenigen mm Durchmesser und mit nußgroßen Putzen von rostigem, gipserfülltem Lehm. Verkohlte Pflanzenreste. Phosphoritknollen, vielfach mit eisenschüssiger Kruste (offenbar hat Zersetzung von Pyrit stattgefunden). Steinkerne von *Pleuromya liasina* Schübl. mit aufgewachsenen Austern und *Plicatula. Gryphaea obliqua* Goldf. (unabgerollt).

d) 0,00—0,04 m schiefriger, mergeliger Kalk. *Spiriferina Walcotti* Sow; *Gryphaea arcuata* Lam. (eigentümlich rötlichblau gefärbt), *Belemnites acutus* Mill.

e) 0,19 m schiefrige Mergel, oben grauviolett, mit nußgroßen, rundlichen Rostputzen, z. T. auch mit festeren Brauneisenknollen. Enthält Phosphorit- und phosphoritische Kalkknollen, erstere besonders oben, letztere im unteren Teil der Schicht, doch ohne scharfe Grenze. Die Knollen liegen meistens flach, enthalten *Pecten*, *Rhynchonella plicatissima* Qu., *Gryphaea arcuata* Lam. und *Gr. obliqua* Goldf., *Pleuromya liasina* Schübl. Lose liegen im Ton Gryphaeen (beide Arten) in verschiedener Lage, dann besonders Steinkerne von *Pleuromya liasina* und *Unicardium cardioides* Phill. vereinzelt *Bel. acutus.*

f) 0,19 m gelbbraune, schiefrige Mergel, oben einzelne weiche, weißgraue, flachellipsoidische, ? phosphoritische Knollen; verdrückte rostige Rhynchonellen.

g) 0,04—0,07 m etwas knollige Kalkbank, meist zu einer gelblichen, weichen sandigen Masse zersetzt.

h) 0,21—0,23 » schiefrige Mergel, unten rostig. *Bel. acutus.*

i) 0,14—0,17 » Kalkbank, außen rostig, innen blaugrau mit gelbgrauen Flecken und rostmulmerfüllten Bohrlöchern. Vereinzelt rostig gefleckte Phosphoritknollen. Dicht auf der Bank aufsitzend stellenweise handgroße 4 cm dicke Crinoidenbreccienlinsen.

k) 0,16—0,18 » Mergel.

l) 0,23—0,28 » Kalkbank, blau, randlich rostig verwittert, im Innern schwarze »Algen«, einzelner Schwamm, flache graue Linsen von tonigem Kalk.

m) 0,12 m	2 knollige Kalkbänke ± Mergelzwischenlage.
n) 0,80 »	blaugrauer, toniger Mergel, oberste 10 und unterste 40 cm gelbgrau verfärbt und besonders reich an Gryphaeen, auch kleine Kalkknollen und -bänkchen sind eingestreut.
o) 0,17 m 0,13 »	2 Kalkbänke.
p) 0,57 »	Mergel.
q) 0,15 »	Kalkbank.
r)	Mergel.

An losen Kalkblöcken, die nach ihren Bohrlöchern zu schließen, sicher der Bank i zugehören, waren Wellenfurchen und Fließrinnen, sowie reichlich verzweigte »Algen« zu beobachten.

Eine der obersten Kalkbänke (? m) ist an benachbarten Punkten ganz erfüllt von *Rhynchonella*.

Profil F südlich von Sillningen.

a) 0,80—0,90 m	verlehmter Kalkkies mit Fossilien des Mittleren Lias (*Waldheimia numismalis* Lam., *Deroceras Davoei* Sow., kleine in Brauneisen umgewandelte Amaltheen). — Selleterrasse.
b) 0,30 m	grauer Ton mit faustgroßen schwarzbraunen Phosphoritknollen von meist unregelmäßig schlackiger Form, einzelne nur nußgroß und gerundet. Im Ton zahlreiche kleine weiße Schalentrümmer, *Gryphaea obliqua* Goldf., kleine schlanke *Pleuromya*-Steinkerne.
c) 0,10 »	mehrere, jeweils etwa 3 cm starke Bänkchen von zersetztem Mergelkalk. Auf den Klüften rostige oder schwarzblaue Überzüge, im Innern einzelne rundliche schwarze Phosphoritknollen und phosphoritische *Pleuromya*-Steinkerne. Stellenweise wird der obere Teil dieser Bänkchen vertreten durch eine Lage von meist gerundeten, seltener auf der Oberseite zackigen, manchmal ockerüberzogenen schwarzen Phosphoritknollen. Die unteren Bänke dagegen gehen in eine Lage grauweißer, weicher, flach ellipsoidischer, kalkig-phosphoritischer Knollen über mit 2—3 cm Durchmesser und mit einer Menge verzweigter, weißlicher »Algen« im Innern.
d) 0,06 m	bläuliche bezw. rostig gelbe Mergel mit Ockerputzen, z. T. mit Knollen verbacken. Geht über in
e) 0,10 »	gelblichen, ockerigen, plattig zerspaltenden Kalk, mit rotblauen Kluftüberzügen und Kalkspat auf den Schichtfugen. *Bel. acutus*.
f) 0,17 »	Mergel mit vielen dünnen, rasch auskeilenden Kalkbänkchen. *Bel. acutus*. 10 cm von unten eine Lage hellgrauer,

kalkig-phosphoritischer, weicher, eigroßer Knollen, ähnlich wie im unteren Teil von e).

g) 0,12—0,13 m Kalkbank, knollig zerklüftet, z. T. in 2 Bänke zerspalten. Die obere enthält in oder auf ihrer Oberfläche handgroße dünne Linsen von Crionidenbreccie (ähnlich bei Wulberg, Werningen, Göhn, Kemnat) und einzelne Bohrlöcher, die untere hat viele gekrümmte, bleistiftstarke Bohrgänge[1]) und verzeinzelte Trochiten, daneben weißliche wolkige phosphoritische Partieen.

h) 0,12—0,15 » Mergel, oben mit unregelmäßig zackigen harten Kalkknollen, unten mit schiefrigen, zentimeterstarken Kalkplättchen.

i) 0,28 m, 0,10 » } 2 harte, hellgraue Kalkbänke.

k) . . . . Mergel.

Einige nördlich von Château-Salins sowie bei Kambrich (Chambrey) aufgenommenen Profile schließen sich in ihrer Ausbildung völlig an diejenigen von Allenhofen-Thézey an.

Aus diesen Profilen ergibt sich folgendes Gesamtbild:

Zuunterst liegen Gryphitenkalkbänke im Wechsel mit Mergellagen, beide erfüllt mit Massen von *Gryphaea arcuata*, mit *Pentacrinus tuberculatus* und *Bel. acutus*. (Nur örtlich scheinen letztere beiden Versteinerungen ganz im Osten, wie erwähnt, zu fehlen.) In der Delmer Gegend enthalten die obersten 1—2 Bänke häufig riesige Arieten, bei Werningen liegen sie tiefer. Rhynchonellen (*Rh. plicatissima* Qu.) werden bei Werningen, Wingert und Kemnat in einer der obersten Bänke örtlich gesteinsbildend. Schwämme sind nicht selten. Crinoidenreste sind, linsenförmig angehäuft, an die oberste feste Kalkbank gebunden. Höher hinauf liegen nur noch dünne, auskeilende Kalkschichten.

Die genannte feste Bank ist, soweit sie daraufhin untersucht wurde, von gekrümmten Bohrlöchern durchzogen. Einzelne Phosphoritknollen und *Pleuromya*-Steinkerne sind bereits darin eingeschlossen, wie ersteres schon von van Werveke 1903 beschrieben wurde (126). Bei Werningen wurden Wellenfurchen mit etwa 12 cm Abstand der einzelnen Kämme, sowie Fließ-

[1]) u. a. ist ein handgroßer Ariet durchbohrt.

rinnen auf ihrer Oberfläche beobachtet. Die darin steckenden Schwämme[1]) ragen teils über die Oberfläche der Bank hinaus, teils schneiden sie mit derselben glatt ab. Nun folgt eine Mergellage von wechselnder Mächtigkeit, mehr oder minder erfüllt von einem groben Haufwerk von zerfressenen, angebohrten Gryphaeenbruchstücken und sonstigem Schalen- und Kalkgrus. Öfters, besonders im Westen des Gebiets, scheiden sich noch dünne, schiefrige Kalkbänke aus. Phosphoritknollen liegen zerstreut in dem Mergel, häufen sich aber nach oben hin an, mit Schwefelkies bezw. Ocker gemischt. Zugleich werden sie nach oben reicher an Phosphorsäure, ärmer an Carbonat (Profil F). In raschem Übergang folgt nun der dunkle β-Ton, dessen unterste 10—20 cm noch reichlich Phosphoritknollen enthalten, dessen höhere Schichten aber frei davon sind (Profil E, F). Dem Ton ist ein geringer Sandgehalt eigen; häufig finden sich kleine Schwefelkiesknollen. In den untersten Schichten, soweit die Phosphorite reichen, enthält der Ton reichlich die gleichen winzigen weißen Schalentrümmer wie die Knollen selbst. Als einziger Fossilfund in dem eigentlichen β-Ton, über der Phosphoritlage, ist ein kleiner verkiester *Aegoceras capricornu* Schl. zu erwähnen, der Vertreter des schwäbischen, von Stuber (119) auch bei Pelter nachgewiesenen Capricornier-Lagers.

Beziehungen zwischen Gryphitenkalk und Phosphoritzone.

Zu der Gesamtheit des Lias α sei noch Folgendes bemerkt:

Auf der Linie Delm—Metz ist seine Mächtigkeit bei Delm am geringsten (12 m), sie steigt bei Werningen auf 25, bei Metz auf 40 m und erreicht nördlich davon bis zu 50 m. Gerade umgekehrt verhält sich die Menge der Phosphoritknollen. Noch andere bemerkenswerte Unterschiede zeigt folgende Zusammenstellung:

---

[1]) Werningen, Kemnat (Cheminot), Anzen (Ancy),

	Metz	Werningen	Delm
Mächtigkeit des Gryphitenkalks . . .	40 m	25 m	12 m
Menge der Phosphorite	gering	ziemlich viel	viel
Mächtigkeit der Schalentrümmerschicht (Prof. A, b, B, b, C, c, D, d)	gering	mächtig	mächtig
Lage der Riesenarieten	?	nicht in den obersten Bänken	in den obersten Bänken
Zone der verkiesten Ammoniten (Semicostatenkalk) unter den Acutusschichten	vorhanden	vorhanden	fehlt

Es scheint sich hieraus zu ergeben, daß die geringe Mächtigkeit des Lias α in den südöstlichen Punkten veranlaßt ist durch erfolgte Aufarbeitung bereits abgelagerter Schichten noch während der α-Zeit; daher also die hohe Lage der Riesenarieten, das Fehlen der verkiesten Arieten und die starke Ausbildung der Schalentrümmerschicht. Zum Teil werden allerdings die Schichten von vornherein im Südosten weniger mächtig abgelagert worden sein. Es wäre dies ein Auskeilen nach dem Lothringer Hauptsattel hin, der am Delmer Rücken auch andere Schichten einschrumpfen läßt, z. B. die Schichtfolge von Ocker- bis Davoeikalk von 8 m nördlich von Metz auf 1,3 m zwischen Delm und Dinkrich (Tincry).

In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß bei Maien (Mey) nordöstlich von Metz die Acutusschichten sehr viel tonreicher entwickelt sind als bei Delm. Die Gesamtmächtigkeit des Mergels beträgt das dreifache von der des Kalkes. Weiter südlich, bei Werningen, ist das Verhältnis Kalk: Mergel = 5 : 9 und dürfte bei Delm einen ähnlichen Wert besitzen.

Beschreibung der Phosphoritknollen.

Die äußere Form ist bei einem Teil der Stücke durch Organismen gegeben (z. B. Muscheln und Schwämme), ein anderer Teil erweist sich als unabhängig von den organischen Einschlüssen und stellt sich dar in Form unregelmäßiger, rundlicher, warziger

Knollen oder flacher, handgroßer, wunderlich ausgezackter Fladen. In beiden Fällen finden sich sehr häufig unregelmäßig deformierte gewundene Bohrgänge und rundliche Bohrlöcher. Bei randlich gelegenen Bohrlöchern fehlt oftmals der äußere Teil der Wandung, und es bleiben so nur noch Rinnen übrig, die vielleicht noch an einer Stelle von einer schmalen Spange überwölbt werden. Überhaupt ist das Äußere der Knollen rauh und zerfurcht, manchmal erinnert die längliche, gedrehte Form und die schlackenartige, zerspratzende Oberfläche an eine Lavabombe.

Weniger häufig fanden sich auch Stücke von flach diskusartiger Form, ebenfalls voller Bohrlöcher und kleiner Warzen und Höcker.

Sehr plump sind die Knollen aus etwas tieferer Lage (Profil F, e) geformt, sie sind oft faustgroß und ziemlich kalkreich.

Die Größe der Stücke schwankt im allgemeinen zwischen Nuß- und Faustgröße, kleiner sind sie nur dann, wenn es sich um Verwitterungsrückstände größerer Knollen handelt. Besonders große Stücke erreichen bei 6 cm Durchmesser eine Länge von 10 cm.

Die Oberfläche der Knollen ist selten eben, sondern meist rauh, zackig zerhackt oder warzig, manchmal auch lederartig genarbt, ähnlich den Phosphoriten von Ely bei Cambridge (zitiert bei Stutzer). Häufig sind auch Andeutungen blättriger Struktur, wie dies auch sonst bei Phosphorit zu beobachten ist (Kreidephosphate von Novion-Porcien bei Rethel und von Delloye bei Leuwarde, südlich von Douai[1]) und wohl von Anätzung (Auflösung von Schwerspat?) herrührt. Viele Knollen sind in frischem Zustande mit einem schwarzen, pechartigen Lack überzogen — ebenfalls eine häufig auch von andern Fundpunkten gemeldete Erscheinung. Bei den Phosphaten vom Gouvernement Kursk und Gouvernement Pensa soll dies von einer randlichen Anreicherung an Phosphaten herrühren (vergl. N. J. 1912, II, 335).

[1]) Letztere wurden mir von Dr. W. Klüpfel in Metz zur Verfügung gestellt, erstere von stud. geol. Rüger in Heidelberg.

Die Farbe wechselt von tiefschwarz (seltener aschgrau) in frischem Zustande über dunkelbraune und gelbbraune Töne bis zu einem kreidigen Weiß, Gelblich- oder Rötlichweiß der verwitterten Knollen. Einige sehr frische Stücke von Langendorf (Longeville) haben einen bläulichen Schimmer und werden beim Verwittern hell kobaltblau (Beimengung von Vivianit?). Die Bruchflächen sind dicht, matt schimmernd oder glanzlos und weiß punktiert von kleinen Schalentrümmern. Sehr vereinzelt wurde eine Andeutung oolithischer Struktur beobachtet.

Das spezifische Gewicht beträgt bei frischen Proben von Werningen 2,6—2,8, bei verwitterten nur noch 2,3. Der Unterschied rührt von der Auslaugung der Schalentrümmer her, wodurch eine poröse Struktur und ein Kleben an der Zunge hervorgerufen wird. Auch die Härte sinkt von 5 auf $2^1/_2$, doch bleibt eine ziemliche Zähigkeit bestehen. Frische Stücke sind ganz auffallend zäh und schwer zu zerschlagen. Dabei entwickelt sich ein bituminöser Geruch.

Die Knollen umschließen zahlreiche Muscheln, Schnecken, Ammoniten usw. Hier sei nur erwähnt, daß dieselben nicht selten mit der Knollenoberfläche abschneiden, also an den ursprünglich herausragenden Enden abgerieben sind. Auf den Knollen sitzen, die Rauhigkeiten überkleidend, aber manchmal selbst noch von Phosphorit randlich überwuchert, sehr häufig kleine Austern, *Plicatula*, Serpeln, auch *Balanus*-ähnliche Formen, die alle eine gewisse Festigkeit der Unterlage voraussetzen. — Auf den lose im Ton liegenden Muschelsteinkernen zeigen sich öfters Eindrücke, die den Anschein erwecken, als ob die Phosphoritmasse in noch weichem Zustande deformiert worden wäre. Manche der Eindrücke sind klein und gerundet und mögen vielleicht nur die Abdrücke von Rauhigkeiten auf der Innenseite der Schale darstellen, die etwa durch Umhüllen von Sand und dergleichen Fremdkörpern mit Schalensubstanz nach Art der Perlen erzeugt wurden. (An Unionen aus dem Neckar und Rhein habe ich ähnliches oft beobachtet.) An einem Stück ist die ursprünglich an Stelle der Vertiefung befindliche Masse

nach der Seite gequetscht und dort zu einem kleinen Wulst angehäuft. Eine Erklärung der Erscheinung durch örtliche Auflösung kommt schon aus dem Grunde nicht in Frage, weil bisweilen noch Spuren der Schalenskulptur auf dem Grunde der Vertiefungen sichtbar sind. Man muß also eine Entstehung der Eindrücke in der Zeit annehmen, als die Füllmasse der Schalen noch unverfestigt, die Schale selbst aber bereits aufgelöst oder wenigstens erweicht war. Etwas Ähnliches sind vielleicht die phosphorsäurehaltigen »Geschiebe« oder »Geoden«, welche Gaub (53) aus der schwäbischen Sowerbyi-Bank als mit Eindrücken bedeckt schildert. Er sieht in ihnen »Schlammzusammenballungen«, die in noch plastischem Zustande durch Strömungen verschwemmt wurden und dabei die Eindrücke erhielten. In den Geschieben war zu dieser Zeit bereits Phosphorsäure enthalten, später hat sie sich noch mehr konzentriert und bei der Verwitterung bis zu $8^1/_2$ % angereichert. Daß solche »Schlammzusammenballungen« recht lange ihre Form behalten können, beweisen gewisse auf solche Weise gebildete »Konglomerate« im Wellenkalk (Schaumkalk der Heidelberger Gegend). Auch ein rezentes Beispiel möchte ich noch erwähnen: Im Frühjahr 1917 fand ich nach längerem heftigen Regen am Delmer Rücken bei Juweiler einen steilen Feldweg ganz bedeckt mit bis faustgroßen »Geröllen« aus weichem, manchmal fast »schwabbeligem« Astarteton, die der Regen heruntergespült hatte. — Bei dem Phosphorit kommt noch hinzu, daß der phosphorsaure Kalk bei seiner Entstehung wahrscheinlich gelartig war und so als Bindemittel die schlammigen Bestandteile zusammenhielt. Die narbige Oberfläche mancher Stücke, die auf ein späteres Einschrumpfen der ursprünglich umfangreicheren Masse hindeutet, wurde bereits erwähnt. Für die Phosphorite von Ely, die dieselbe Erscheinung zeigen, kommt Mantell[1]) zu dem Schluß, daß auf ihrer Oberfläche ein dunkles Phosphat abgesetzt wurde, das früher wohl plastisch war, der sogenannte »Molluskit«. Auch die Phosphoritknollen aus dem

[1]) Vergl. **102**, S. (562).

Tertiär von Malta sind »eigentümlich gerunzelt.« Im Hilseisenstein von Dörnten wie im Emschersandstein von Schlewecke zeigen sich Schrumpfungsrisse an solchen Knollen (72, S. 325 und 329).

Eine andere Möglichkeit zeigt eine Beobachtung von Kölbel (Walther, Lithogenesis, S. 767). Er dredgte im Altausseer See aus 30 m Tiefe Schneckenschalen, die »teigartig« erweicht waren, aber an der Luft wieder erhärteten. Letzterer Umstand ist jedenfalls durch die Ausscheidung von einfach kohlensaurem Kalk zu erklären, der vorher als Bicarbonat gelöst in den Poren der Schalen vorhanden war, ähnlich wie manche Tuffe oder Kalksteine in bergfeuchtem Zustande weicher sind und an der Luft härter werden. Eine ähnliche Erweichung von Schalen dürfte auch im Meerwasser, namentlich wo durch Verwesungsvorgänge viel Kohlensäure gebildet wird, möglich sein. Auch wenn die Schale schon ganz gelöst ist, bleiben noch zähe Häute übrig, die die Form der Schale behalten, wie ein Versuch zeigte (Auflösung rezenter Schalen von *Mytilus edulis*, *Pecten varius* und *Unio tumidus* in verdünnter Salzsäure), aber doch die Entstehung von Eindrücken erlauben. Sudry hat Ähnliches durch Einwirkung von schwefeleisenreichem Schlamm auf Muschelschalen erreicht. (Vergl. 5, 1. Fortsetzung, S. 154).

Eine Untersuchung der Struktur der Knollen ergibt eine dunkle, dichte Grundmasse, in welcher reichlich kleine weiße Schalentrümmer von kaum Stecknadelkopfgröße liegen, vereinzelt auch etwas größere, längliche Splitter, so daß die Bruchfläche der Knollen weiß punktiert erscheint. Auch vereinzelte Quarzkörner und körniger Schwefelkies lassen sich mit bloßem Auge erkennen.

Unter dem Mikroskop ist die Grundmasse trüb gelbgrün, olivgrün oder graugrün durchscheinend. Bei stärkerer Vergrößerung sieht man eine feine fasrig-körnige, verschwommene Struktur; doch kommen auch klare Partieen vor. Die Lichtbrechung liegt zwischen 1,544 (ω Quarz) und 1,654 (ω Kalkspat) und wurde im Dünnschliff nach der Becke'schen Methode untersucht. Eine

genauere Bestimmung war wegen des Fehlens geeigneter Vergleichsmineralien und wegen zu starker Undurchsichtigkeit des Phosphorits nicht möglich. Tschirwinsky teilt (122, S. 51) die russischen Phosphorite nach ihrem mikroskopischen Bilde in 2 Gruppen: 1. krystalline Phosphorite, $\gamma - \alpha = 0{,}008$, worunter besonders sandige Knollen mit wenig (13—15 %) P_2O_5. Sie enthalten meist Schwammnadeln, Glaukonit, Eisenoxyd, organische Stoffe, selten Foraminiferen, von klastischen Bestandteilen Feldspäte, Zirkon, Muskowit, Calcit, selten Turmalin und Eisenspat. 2. ebenfalls krystalline Phosphorite, aber $\gamma - \alpha$ nur 0,004 oder infolge zu feinen Korns überhaupt keine erkennbare Doppelbrechung. Hierzu gehören einzelne sandige Phosphorite, ferner kalkige Phosphorite ohne klastische Gemengteile. Gehalt an P_2O_5 20—28 %. Häufig finden sich Radiolarien und Foraminiferen, ferner stark zersetzter Glaukonit, Pyrit und viel Calcit. — Die erste Gruppe dürfte wohl auf eine Bildung innerhalb eines Sediments hinweisen, das hauptsächlich aus mechanisch aufgearbeiteten Massengesteinen gebildet wurde, und dessen Bestandteile von dem Phosphorit umhüllt wurden. Letztere Art entstand inmitten eines feinschlammigen Niederschlages, der von stark zersetztem (d. h. wohl nicht in der Nähe anstehendem) Massengesteinsmaterial oder von Schichtgesteinen abstammt. Damit stimmt zusammen, daß erstere in der transgressionsreichen Kreide, letztere im Jura besonders häufig sind. Unsere Stücke stimmen mit der zweiten Gruppe ziemlich überein. Das Fehlen von Glaukonit, der sonst so häufig mit Phosphorit zusammentritt, würde sich in unserem Falle durch das Zurücktreten verwitternder Massengesteine in dem flachen Landgebiete des Jura erklären. Kalireiche Massengesteine sind bekanntlich nach Murray u. a. die Vorbedingung zur Glaukonitbildung.

Sehr reichlich sind in die Grundmasse kleine Schalentrümmer eingestreut. Sie messen meist $^1/_2$—$^1/_3$ mm; selten sind sie im selben Schliff sehr verschieden groß, als ob eine gewisse Ausschlämmung der Splitter und Sortierung nach der Größe stattgefunden hätte. Sie besitzen noch eine wohlerhaltene Struktur.

Entweder sind langgestreckte parallele Lagen von Kalkspat zu erkennen, oder dieser ist in Zickzackstreifen angeordnet, wie wir dies von der Prismenschicht der Muscheln kennen. Andere Bruchstücke zeigen zellige Struktur und stammen von Echinodermen. Sie bestehen ebenfalls aus Kalkspat und sind von schwarzen staubförmigen Erzkörnchen durchsetzt, besonders am Rande. Daneben enthalten sie oft noch kleine angewitterte Pyritkörner. In mehreren Fällen sind die Schnitte von einem zusammenhängenden vollständigen Netzwerk von schwarzem Erz durchzogen, das bisweilen an die scharfwinkeligen Leisten von Titaneisen erinnert. Es gibt sich als sekundär zu erkennen, indem es den Spaltrissen des Kalkspats der Muschelschalen folgt.

Schnitte durch Brachiopodenschalen zeigen die feinen senkrecht durch die Schalen setzenden Öffnungen der perforierten Formen.

Recht häufig finden sich Foraminiferen, u. a. *Nodosaria*. Sie sind z. T. schon mit bloßem Auge als weiße Pünktchen erkennbar. Die Schalensubstanz ist wiederum Kalkspat, oft in Fasern senkrecht zur Schalenoberfläche angeordnet und dann im polarisierten Licht bei ringförmigen Schnitten kreuzförmig auslöschend. Die Füllung des Innenhohlraums besteht aus derselben Substanz wie die umgebende Grundmasse, nur ist sie etwas heller gefärbt. — Vereinzelt scheinen auch Radiolarien (Nasselarien) vorzukommen.

Von anorganischen klastischen Gemengteilen finden sich Quarz und Feldspäte, u. a. Mikroklin. Sie können durch Auflösen des Gesteins in Salzsäure isoliert werden. Namentlich Quarzkörnchen sind in dem Rückstand reichlich. Durch die eingeschlossenen Bläschen geben sie sich als von Massengesteinen abstammend zu erkennen.

Als neugebildet sind zu betrachten Schwefelkies (wenigstens zum Teil), Kalkspat und Schwerspat.

Der Schwefelkies ist schon mit bloßem Auge erkennbar. Er ist an der Außenseite der Knollen in nierigen, oberflächlich verrosteten Krusten häufig; besonders reichlich aber findet er

sich in dem Innenhohlraum mancher Schwämme, ist jedoch hier meist zu ockerigen Massen voller Gipsnadeln zersetzt. Manchmal bildet er linsenförmige Zusammenballungen im Innern der Knollen. Im β-Ton kommen auch fingerlange isolierte Schwefelkiesknollen vor.

Im Schliff zeigt sich der Pyrit sehr verbreitet in Form zerstreuter, stellenweise angehäufter Körnchen. Sie sind meist eckig, bisweilen deutlich würfelförmig, oft auch gerundet, teils staubförmig fein, teils bis zu $^1/_2$ mm groß. Gewöhnlich sind sie von einer innen rötlichen, weiter außen gelblich werdenden Zone umgeben, innerhalb derer die Zersetzungsprodukte des Schwefelkieses sich verbreitet haben. Bisweilen finden sich winkelige, $^1/_5$ mm lange Leisten, die an Titaneisen erinnern. Häufig tritt der Schwefelkies in Verbindung mit organischen Resten. Er füllt die Poren von Crinoidengliedern, durchsetzt in Form knotiger Schnüre die Risse in Molluskenschalentrümmern und krystallisiert bisweilen in scharfer Oktaederform im Innern von Foraminiferen. Der auffallend orangerote Ocker in Schicht c des Profils E ist zweifellos aus Zersetzung von Schwefelkies entstanden.

Schwerspat krystallisiert in weißen, $^1/_2$ cm breiten, dünnen Tafeln in Hohlräumen der Knollen, besonders im Innern der Schwämme und in Bohrlöchern.

Neugebildeter Kalkspat erfüllt hie und da Risse und Sprünge in den Knollen.

Chemische Verhältnisse.

Der Phosphorsäuregehalt der Knollen schwankt beträchtlich. Aus unserem Gebiet liegen folgende Bestimmungen vor:

Nr.	Fundort	Aussehen	$Ca_3P_2O_8$	Analytiker
1.	Gegend von Delm	—	16,52 %	(zitiert 126)
2.	Zwischen Allenhofen und Thézey	Bräunlich angewittert, z. T. weißliche Oberfläche . . .	26,16 %	Behaghel 1916
3.	Wulberg, nahe der »deutschen Eiche«	Stark angewittert, z. T. weißlich	54,59 %	Abteilung »Phosphatgewinnung« der Militärbergverwaltung in Mons, 1918
4.	Höhe 324 östlich von Werningen	Nußgroße, poröse, weiß verwitterte Knollen. In den Poren etwas Lehm	52,22 %	
5.	Bahnhof Werningen	Frische, meist flache Konkretionen aus dem obersten α-Mergel u. untersten β-Ton. Innen grau oder bräunlich .	50,54 %	
6.	» »	Steinkerne von *Pleuromya* aus derselben Schicht. Einzelne bereits etwas angewittert. .	51,24 %	
7.	» »	Kalkig-phosphoritische Spongien aus dem tieferen Teil der Phosphoritschichten (Profil E, Schicht e, untere Hälfte)	43,42 %	
8.	» »	Frische, mittelgroße Phosphoritknolle		Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt 1919
		a) Rand	56,1 %	
		b) Mitte	46,5 %	
9.	» »	Weißliche Putzen in der obersten Kalkbank des Profils E	17,7 %	

Eine Vollanalyse einer frischen, harten Phosphoritknolle mit ziemlich viel Schalendetritus, ausgeführt im Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt ergab:

10.	P_2O_5	21,63 %
	CaO	44,1 »
	MgO	0,95 »
	K_2O, Na_2O	1,4 »
	Fe_2O_3	3,08 »
	Al_2O_3	1,1 »
	F	2,90 »
	Cl	Spur

CO_2	10,35 %
SO_3	0,3 »
H_2O (105°)	0,7 »
Unlösl.	8,42 »
	94,93 %

Der Rest ist neben dem reichlich vorhandenen Bitumen Glühverlust.

Braconnier gibt (**16**, S. 55) von dem außerhalb unseres Gebietes gelegenen, aber dem gleichen Horizont angehörigen Phosphorit von Sandaucourt (Département des Vosges) folgende Analysen:

	Glühverlust	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Mn_2O_3	CaO	P_2O_5	Zus.
f	2,1 %	7,6	4,7	5,8	2,1	43,3	36,3	101,9
i	2,4 »	9,0	6,3	6,1	0,5	43,7	32,5	100,5
e	18,0 »	8,7	5,7	5,1	0,5	37,0	24,9	99,9
n	11,8 »	6,8	4,7	5,0	0,5	44,3	26,5	99,6

f = weißliche, sehr leichte, poröse Knolle aus umgeschwemmtem Lehm;

i = Knollen aus einem rötlichen Ton mit Bruchstücken von Knollen und Bruchstücken von Belemniten; dicht darunter findet sich eine Lage toniger Kalkknollen.

e = Knollen aus rötlichgelbem Ton unter der genannten Knollenlage stammend.

n = graue Knollen aus der Kalkbank mit *Arietites* (*Coroniceras*) *bisulcatus* Brng. und *Pentacrinus »basaltiformis«* (wohl *tuberculatus*! d. V.) f) und i) sind wohl umgeschwemmt, e) und n) aber anstehender Lias *α*.

Sucht man CaO gegen P_2O_5 als $Ca_3P_2O_8$ zu verrechnen, so ergibt sich ein Überschuß von CaO, und zwar beträgt er bei f) = 0,4%, bei i) = 4,9%, bei l) = 7,5%, bei n) sogar 13%. Also je tiefer die Knollen liegen, d. h. je weniger sie verwittert sind, desto mehr CaO enthalten sie, das nicht als dreibasisches Phosphat gebunden ist, sondern vermutlich als $CaCO_3$. Der Glüh-

verlust wächst nämlich im gleichen Sinne, ferner brausen frische Phosphoritknollen aus unserem Gebiet mit Säure stark auf, verwitterte z. T. weniger. Durch Verwitterung wird also Carbonat ausgelaugt. Dies ist auch ersichtlich aus der Entstehung von Poren und Hohlräumen an Stelle von Schalentrümmern. Die Phosphorsäure reichert sich dadurch in den verwitterten Stücken an (vergl. n und f). In geringerem Grade zeigt sich dasselbe an den Analysen aus unserem Gebiet (vergl. 3 u. 4 mit den folgenden).

Wir haben es also mit Knollen zu tun, welche neben phosphorsaurem Kalk wesentlich aus kohlensaurem Kalk, Ton und Eisenerzen bestehen. — Beim Auflösen mancher Proben in Salzsäure entwickelte sich neben Kohlensäure auch Schwefelwasserstoff. Es hinterblieb ein olivgrüner oder schockoladebrauner Rückstand, aus dem sich Quarzkörner, Pyrit und Brauneisen ausschlämmen ließen.

Bemerkenswert ist, daß auch die oberen Bänke des Gryphitenkalks oft hellgraue, phosphoritische Putzen enthalten (Analyse 9). Braconnier erhielt aus einer derartigen Probe aus der Gegend von St. Nicolas bei Nancy 3% P_2O_5.

Die Verwitterung des Phosphorits wird durch die Zersetzung des ihn begleitenden Schwefelkieses eingeleitet. Es entstehen Eisenhydroxyde; die freiwerdende Schwefelsäure greift einen Teil des kohlensauren Kalks an und bildet Gipskrystalle, die meist in einer ockerigen Masse, dem Rückstand des Pyrits, stecken. Auch der phosphorsaure Kalk wird angegriffen. Darauf deuten wenigstens stark zerfressene Stellen auf der Oberfläche von Phosphoritknollen in der Nachbarschaft neu gebildeter Ockerüberzüge. Im Innern der Knollen entstehen zahlreiche rostbraune Punkte, sowie kleine Poren. Die Farbe schlägt in grau und braun, zuletzt in weiß um, denn die organischen Stoffe werden oxydiert. Besonders wo Pflanzenwurzeln vorbeiziehen, entsteht ein verzweigtes Netz schneeweißer Linien, die etwas vertieft verlaufen und von den Säuren der Wurzeln herrühren. (Ein Tropfen Salzsäure, der längere Zeit auf frisches Phosphat einwirkt, läßt ebenfalls einen hellen Fleck entstehen.) Nicht damit zu verwechseln

sind weißliche Verzweigungen im Innern der Knollen, die später besprochen werden sollten. Die Humussäuren haben demnach die Fähigkeit den phosphorsauren Kalk aufzulösen, wenn auch sehr langsam. — Die Nassauer Phosphate wurden einst gemahlen und ohne weitere Aufschließung auf saure Wiesen gestreut, wo das Pulver auf natürlichem Wege zersetzt wurde. (33, S. 108.)

Tier- und Pflanzenreste.

Die Fauna der Phosphorite ist recht reichhaltig. Sie kann hier nur soweit behandelt werden, als dies für die Klärung der Bildungsweise der Knollen notwendig ist. Eine eingehende paläontologische Bearbeitung des gesammelten Materials war unter den gegebenen Umständen nicht möglich.

Von den Fossilien der »Schichten mit *Belemnites acutus* und *Pentacrinus tuberculatus*« gibt Stuber (119) eine umfassende Liste. Sie ist jedoch, wie sich später herausgestellt hat, insofern unrichtig, als er mehrere Horizonte durcheinander wirft, insbesondere einen unter den Acutusschichten liegenden Horizont mit verkiesten Ammoniten (Semicostatenkalk) zur α/β-Grenze hinaufzieht. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen liegen aus den Phosphoritknollen der Delmer Gegend folgende Versteinerungen, die ich nach dem Wortlaut der vorgefundenen Etiketten anführe:

Arnioceras sp.
Agassiceras sp.
Asteroceras sp.
Pecten textorius.
» cf. *subulatus* Mst.
Lima.
Cardinia.
Protocardia.
Isocardia bombax Qu.
Macrodon pullus Terqu. sp.
» *Buckmanni* Richards sp.
Cucullaea Münsteri Ziet.

Leda galathea d'Orb.
Pleuromya liasina Schübl. sp.
Unicardium cardioides Phill. sp.
Pinna.
Myoncha.
Gryphaea (auffallend kurze Form),
Spiriferina Walcotti Sow. sp.
Rhynchonella plicatissima Qu.

Stuber (119, S. 32—33) gibt außerdem an:

Arietites (*Agassiceras*) *Scipionianus* d'Orb. sp. (Jugendform).
» (*Arnioceras*) *Hartmanni* Opp. sp.
» (*Arnioceras*) *semicostatus* Y. a. B. sp.
» (*Coroniceras*) sp. (Gruppe des *Ar. bisulcatus* Brug.)
Turbo cf. *Chapuisi* Terqu. et Piette.
Protocardia cf. *oxynoti* Qu. sp.
Serpula sp.

Von eigenen Funden seien als wichtig für die Beurteilung der Faciesverhältnisse genannt:

Radiolarien.
Foraminiferen (u. a. Nodosarien).
Spongien.
Holothurien (radförmige Skelettkörperchen, vergl. die Abbildungen bei Gaub (53).
Pentacrinus tuberculatus Mill.
Seeigelstacheln.
Lingula sp.
Terebratula sp.
Gryphaea arcuata Lam.
» *obliqua* Goldf.
Astarte sp.
Modiola sp.
Mytilus sp.
Mehrere Arten von Gastropoden.
Belemnites acutus Mill.
? Krebsscheere.

Von Pflanzenresten fanden sich neben Algen häufig Gagatstücke.

Die genannten Formen finden sich teils im Innern der Knollen, teils lose im Mergel oder Ton; in beiden Fällen sind meist Spuren von Abrollung erkennbar, bei den von Knollen umschlossenen Stücken wenigstens an den Stellen, wo sie hätten herausschauen müssen. Eine zweite Tiergeneration, aus Serpeln, Plicateln, Ostreen, Bryozoen und Balanen bestehend, besiedelt die äußere Oberfläche der Knollen und gewisser Fossilien. Außerdem sind Spuren von Bohrmuscheln und Bohrschwämmen sehr zahlreich.

Im folgenden seien zunächst die Vertreter der einzelnen Tierklassen der ersten Generation nach ihrer Bedeutung für die Beurteilung der Fazies besprochen.

Die Protozoen sind durch Foraminiferen ziemlich reichlich vertreten. Ihr Vorkommen besagt über die Meeresverhältnisse wenig, denn die Schälchen können nach dem Tode ihrer Bewohner durch die Verwesungsgase einen Auftrieb erleiden und weiterhin verschleppt werden. Nach Walther ist ein Reichtum an planktonischen Foraminiferen »nicht so sehr ein Beweis dafür, daß die betreffende Ablagerung in großen Tiefen gebildet wurde, als vielmehr dafür, daß klastische Sedimente an jener Stelle nicht aufbereitet wurden« (124, II. T.). Die benthonischen Formen bewohnen »hauptsächlich die pflanzenreiche Flachwasserzone«.

Ebensowenig besagt das vereinzelte Vorkommen von Radiolarien (Nasselarien).

Die Coelenteraten sind reichlich durch Gebilde vertreten, die ich als Schwämme betrachte. Es sind plumpe zylindrische, an einem Ende abgerundete, am andern meist mit einem tief eingesenkten Zentralhohlraum versehene Knollen. Die Höhe der Zylinder beträgt meist etwa 6, selten bis zu 10 cm, der Durchmesser 4—7 cm. Die Dicke der Wandung schwankt von 1—2 cm[1]). — Sie kommen bereits in den obersten Kalkbänken der Acutusschichten vor, in welchen sie senkrecht stecken und zum Teil

[1]) Ganz vereinzelt fand sich ein kleiner kelchförmiger Schwamm von nur 3 mm Durchmesser und 5 mm Höhe.

über die Oberfläche hinausragen. Die Schwämme in diesen Kalken sind etwas kleiner, 2—5 cm hoch, 3—4 cm dick. Sie erscheinen kürzer, gedrungener, manchmal fast zu einer Halbkugel verkürzt, unten zuweilen nach den Seiten ausgebaucht. Die höher, im Ton und Mergel steckenden Gebilde dieser Art sind viel mannigfaltiger gestaltet. Die Grundform ist auch hier der unten abgerundete Zylinder. Der untere Teil ist manchmal kugelig aufgebläht, so daß er fast den doppelten Durchmesser erreicht wie der daran anschließende Zylinder. Zuweilen ist der Boden solcher Hohlkugeln abgeplattet. In einem Ansnahmefall (Erlen [Aulnois] bei Delm) besaß der Zylinder bei 5 cm Durchmesser nur $1^1/_2$ cm Höhe und flach gewölbten Boden. (Diese Form erinnert lebhaft an gewisse ringförmige rätselhafte Gebilde im Mittleren und Oberen Dogger der Moselgegend, namentlich im Fentscher Mergel und im Jaumont-Oolith). Einige Stücke zeigen am oberen Rande lappige Verbreiterung, andere sind in der Mitte eingeschnürt, oben trichterförmig erweitert, wieder andere fast kugelig. Kurz die Formen sind sehr mannigfaltig.

Vereinzelt sind 2 solche Zylinder in der Längsrichtung verwachsen, in einem andern Falle sproßte ein kleiner Körper dieser Art aus einem größeren seitlich heraus.

Am Boden vieler, auch der meisten aus dem Kalk stammenden Formen zeigt sich in der Mitte eine kleine, narbenartige Vertiefung unbekannter Entstehung[1]). Nur in einem Fall ergab sich beim Zerschlagen als Fortsetzung dieser Narbe eine mergelerfüllte, gewundene Röhre nach Art einer Bohrwurmröhre. Von der genannten Vertiefung oder auch erst vom unteren Rande des eigentlichen Zylinders an laufen sehr häufig flache, gerundete, 4—10 mm breite Furchen auf der Außenseite empor. Die aus dem Kalk stammenden Stücke zeigen nie mehr als eine, oft überhaupt keine derartige Rinne, die andern bis zu 5, die sich regelmäßig auf den Umfang verteilen und zwischen sich breite Rippen stehen

[1]) Lebende Tiefseekieselschwämme zeigen zwar an der Stelle, wo sie auf dem Stiel aufsitzen, eine ähnliche Narbe; aber ein Vergleich scheint doch zu gewagt.

lassen. Es entstehen so Querschnitte von der nebenstehenden Form.

Figur 2.



Etwas damit Vergleichbares sind vielleicht die Rippen, die die Außenseite eines Exemplars von *Poterion Neptuni* aus dem Indischen Ozean im Straßburger zoologischen Museum zeigt.

Der zentrale Hohlraum zeigt sich als solcher nur bei stark ausgewitterten Stücken, sonst steckt ein Kern darin, der oft krystallinisch aussieht (besonders bei den Formen aus dem Gryphitenkalk) und dann aus lauter durch Kalkspat verkitteten Schalentrümmern besteht. In diesem Falle widersteht oftmals der Kern der Verwitterung, während der umhüllende eigentliche Schwammkörper schon zerfallen ist. Es bleibt dann ein seltsamer, daumendicker, walzenförmiger Körper übrig, bei dessen Anblick man an Koprolithen denken könnte. Sonst ist der Hohlraum erfüllt von weißlichem Mergel oder grauem weichem Kalk mit reichlichem Pyrit, so daß beim Verwittern Ockermassen mit Gips entstehen. Häufig enthält er auch Drusen von tafeligem Schwerspat mit Ton in den Zwischenräumen. Die Wand der Höhlung ist oft glatt, manchmal wie poliert, doch kann sie auch fest mit der Füllmasse verwachsen, so daß die Grenze nur durch Farbwechsel bezeichnet wird. Bemerkenswert sind noch bei einem Kern senkrechte, tiefe Rinnen, als ob von der Wandung aus Scheidewände in den Hohlraum hineingeragt hätten.

Die Mineralmasse, woraus diese Körper bestehen, ist dieselbe wie bei den gewöhnlichen Phosphoritknollen. Die Oberfläche ist oft genau so warzig, auch die Schalentrümmer im Innern fehlen nicht. Ein Stück zeigt letztere in gekrümmten Strähnen angeordnet, es erinnert an Fließstruktur. Nur selten finden sich Stellen, wo sie fehlen.

Meist stecken in der Wandung, seltener im Kern, Fossilien.

Es sind Schnecken, kleine Muscheln, Brachiopoden, Belemniten und Ammoniten. Sie sind da, wo sie über die äußere Wand hinaus ragen müßten, öfters abgeschliffen.

Schwer zu erklären sind wurzelartig verzweigte, millimeterdicke, mergelerfüllte weißliche Röhrchen, die auf der Innenseite der Hohlzylinder manchmal in großer Menge auftreten und von dort aus in diesen hineindringen, ohne jedoch dessen Außenseite zu erreichen. Bisher wurde dies nur bei Stücken mit mergeligem »Kern« beobachtet. Ähnliches beschreibt Geinitz als »*Spongites phosphoriticus*« aus Phosphoritknollen von Helmstedt (**54**, S. 3 u. 37) Gümbel erwähnt von fränkischen Phosphoriten über dem Eisensandstein des Braunen Jura »weiße, wurzelähnliche Zylinder, welche die Knollen durchziehen« (**67**). Die weißen Röhrchen in Phosphoriten des Ornatentons vom Hesselberg in Franken betrachtet er als von Algen herrührend (**67**, IV). Denckmann spricht von »algenartigen Verzweigungen« auf der Oberfläche der Phosphatknollen des Oberen Lias von Dörnten (**41**, S. 322). Die schwärzlichen, sandigen Phosphoritknollen der Costatenschichten südlich von Metz zeigen dieselben Röhrchen, ebenso viele der schwarzen, glaukonitreichen Phosphorite aus dem Cenomangrünsand von Delloye bei Leuwarde. Es ist besonders bemerkenswert, daß bei einem von dort stammenden phosphoritischen Schwammbruchstück diese »Algen«, genau wie oben beschrieben, von der Innenwand des Schwammkörpers aus nach außen hin in diesen eindringen (vergl. nebenstehende Texttafel Fig. 3).

Das wäre ein Grund mehr für die Schwammnatur auch der vorliegenden Stücke. Damit stimmen überein:

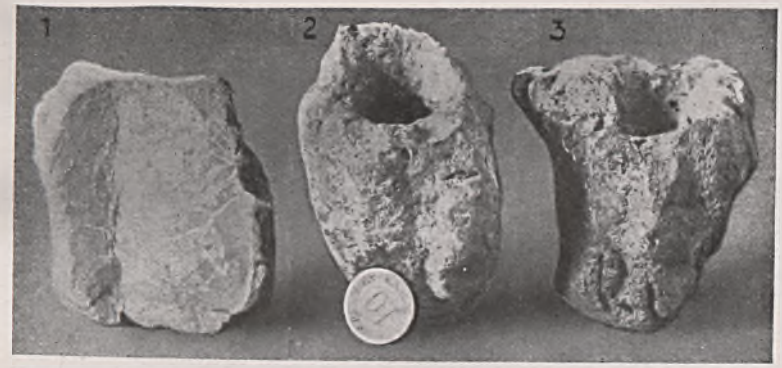
1. Die wechselnde Gestalt, die auch bei lebenden Formen durch Untergrund, Strömungen usw. stark beeinflußt wird;

2. die senkrechte Stellung der in den Gryphitenkalkbänken steckenden Formen;

3. die Verwachsung von Einzeltieren, sowie Knospung kommt auch bei lebenden Schwämmen vor;

4. die in der Wandung steckenden Fossilien bieten ebenfalls kein Hindernis. Von lebenden Schwämmen werden Sandkörner,

Figur 3.



1—3 = Spongien aus dem Phosphorit an der Grenze von Lias α und β. Bahnhof Werningen (Verny) südlich Metz. 2 und 3 kreidig verwittert, bei 3 Bohrlöcher erkennbar. 1 zeigt von der weißlichen Füllmasse des Osculums ausgehende weißgraue »Fucoiden«

Figur 4.



4 = rundliche Spongie, unverwittert. Ebenda.
5 = Kalkbank (Profil Probsthofen, Schicht e) mit *Coel. crassum* Phill. Äußere Windungen phosphoritisch, innere verkiest und mit Kalkspat erfüllt. Vergl. S. 153.

Foraminiferen, Muschel- und andere Schalen, die oberflächlich ankleben, in die Tiefe gezogen und eingehüllt. *Sycon ciliatum* aus der Adria bei Triest lieferte beim Zerzupfen »große Mengen jugendlicher Foraminiferen« (Walther, **124**, S. 213). Kleine Individuen fremder Spongienarten können in das Schwammgewebe eingesenkt sein (z. B. *Spongicola*), Mollusken nagen und bohren daran (*Dois*, *Doriopsis*, *Fissurella*), sie mögen uns z. T. erklären, wie die zahlreichen Bohrlöcher und Grübchen an den fossilen Spongien entstanden sind. Bei manchem im Verhältnis zum Schwamm sehr großen Schalen, wie bei Ammoniten oder Pleuromyen, muß wohl mehr an ein Umwachsenwerden, als an »Hereinziehen« gedacht werden. So umschließt *Geodia gigas*[1]) (von Marseille) größere Muschelschalen und Serpeln. Im Osculum derselben Art leben bei Triest Würmer und Krebse, — auch eines unserer Stücke enthält Krebsreste.

Fossile Schwämme sind auch sonst häufig phosphoritisiert, so schon im Silur von Nordwales (H. Johnson, zitiert **120**, S. 334) und von Bornholm (Deecke, **39**), sowie vor allem in der Kreide (Neocom des Gouvernements Pensa [N. J., 1912, II, S. 335], Gault von Langelsheim (Heberle, **72**, S. 338) und besonders in der französischen Kreide an sehr vielen Stellen — Delloye, Perthes bei Rethel, Régny, Reims, Gomont, Monchin u. a.

Leider ist der beste Beweis für die Schwammnatur unserer Stücke, der Nachweis von Skelettnadeln, weder im Schliff noch im Lösungsrückstand gelungen. Ich möchte daher von einem Urteil über die Art der Schwämme, ob Hornschwamm, Kalk- oder Kieselschwamm, vorläufig absehen und nur darauf hinweisen, daß an der Adriaküste viele Kalk- und Hornschwämme in geringer Tiefe leben und nach ihrem Tode an die Küste geschwemmt werden, und daß andrerseits bei unserem Gryphitenkalk vieles für seichtes Wasser spricht, wie wir sehen werden. Die Kieselschwämme leben mit Ausnahme der Lithistiden in tieferem Wasser, von Kieselsäuresubstanz ist — mit Ausnahme der klastischen

[1]) Straßburger zoologische Sammlung.

Quarzkörner — in keinem Schliff etwas nachzuweisen, weder in Form von Nadeln, noch als Ausfüllung von Spalten u. dergl., was auf Auflösung und Wiederabscheidung von Kieselsäure hinweisen könnte. Allerdings sind die Radiolarienschälchen in Kalkspat verwandelt.

Bohrende Schwämme haben an den gerollten Gryphaeenschalen dieselben kurzen, gerade gestreckten, millimeterstarken Röhren erzeugt, welche die lebende *Clione* heute noch bildet. Bei Sebastopol lebt diese Form nach Walther zwischen 9 und 20 m Tiefe.

Von den Echinodermen treten im obersten Gryphitenkalk die Seelilien reichlich auf als Bildner von Crinoidenkalken, die auch hier und da Seeigelstacheln und -täfelchen enthalten. In den Phosphoritknollen ist bisher nur *Pentacrinus tuberculatus* Mill. beobachtet worden. Die Crinoidenkalke erinnern mit ihrem Reichtum an Stielgliedern an die Trochitenbänke des Oberen und gewisse Lagen des Unteren Muschelkalks, die als Flachseebildungen angesprochen werden. Nach Deecke (36, VIII) lieben die Crinoiden ein »nicht schlammiges, flaches Wasser« unterhalb des Wellenbereichs. Starke Schlammzufuhr bringt die ganzen Kolonieen zum Absterben; so wie im Trochitenkalk den eingeschalteten tonigen Lagen die Seelilien fehlen, so werden die Tuberculatusschichten durch den β-Ton »abgeschnitten«.

Die Schneckensteinkerne sind z. T. ziemlich groß und derb, deuten also jedenfalls nicht auf große Tiefen.

Unter den Muscheln fallen durch ihre Menge und Größe besonders die Pleuromyen auf, vor allem ist *Pleuromya liasina* Schübl. sehr häufig. Die lebenden Verwandten dieser Muschel sind Schlammbewohner des Flachwassers; die Erhaltung beider Klappen im Zusammenhang sowie die Dünnheit der Schale lassen für die fossilen Formen eine ähnliche Lebensweise annehmen. Eigentümlich ist, daß die Phosphoritknollen aus dem Oxford von Belle-Ozière bei Nonsard (Woëvre), aus dem Gault von Novion-Porcien bei Rethel und aus dem Senon von Delloye bei Leuwarde, die ich zu sehen Gelegenheit hatte, fast identische Formen enthalten, als ob diese Muscheln die phosphoritführende Facies be-

vorzugten. — *Pecten*, *Lima* und *Mytilus* als teils in der Jugend, teils dauernd byssustragende Formen, wie auch die dickschaligen Gryphaeen sprechen für bewegtes Wasser, wie es die Gezeitenströme im Küstengebiet erzeugen; an der norwegischen Küste leben gegenwärtig die beiden erstgenannten Muscheln in der »Laminarienzone«, die bei tiefster Ebbe sogar trocken liegt. *Mytilus* und *Cardinia*, vielleicht auch die Gryphaeen, könnten auf Süßwasserzufluß hinweisen. *Cardinia* wird als bezeichnende Seichtwasserform betrachtet. Sie findet sich z. B. in den Strandablagerungen des Hettinger Sandsteins, einer sandigen Ausbildung des Lias in Nordlothringen und entsprechend auch im schwäbischen Angulatensandstein. — *Nucula* liebt einen schlammigen Boden, ist daher z. B. im Lias und im Astarteton verbreitet, im Phosphorit findet sie sich selten. Die übrigen, vereinzelten Muschelarten bleiben besser unberücksichtigt.

Die Cephalopoden sind in den Phosphoritknollen durch mittelgroße Arieten und *Belemnites acutus* Mill. vertreten. Über die Meeresverhältnisse erlauben sie kein bestimmtes Urteil, da sie zwar faciesabhängig, aber nicht in dem Maße bodenständig sind wie etwa die Muscheln.

Von Brachiopoden sind phosphorisiert erhalten: kleine Terebrateln, *Rhynchonella plicatissima* Qu.; *Spiriferina Walcotti* Sow.; letztere in auffallend großen, grobschaligen Exemplaren. Sie besagen nichts über die Wassertiefe; die lebenden Formen gehen z. T. durch sehr große Tiefenunterschiede unverändert hindurch. Nur *Lingula* gilt seit dem Cambrium als bezeichnend für Seichtwasser, sie liegt im Gryphitenkalk in etwas tieferer Schicht als die Phosphorite (*Lingula metensis*).

Von Arthropoden fand sich als einziger Rest eine undeutliche Krebsschere, die im Osculum eines Schwammes erhalten blieb. Es ist durch Walther bekannt geworden, wie die Krebse Schalen aller Art, auch die Panzer ihrer eigenen Artgenossen, zerknacken. Das Fehlen weiterer Spuren besagt also nichts über ihre frühere Zahl. Schalengrus, der durch die Tätigkeit der Krebse gebildet sein könnte, findet sich genug.

Die Würmer haben nur »Wurmröhren« hinterlassen, besonders in der obersten Kalkbank des Gryphitenkalks, aber auch in den Phosphoritknollen. Voraussetzung für ihre Entstehung war wohl ein noch nicht ganz erhärteter Untergrund. Zum Teil sind sie wohl der »zweiten Generation« zuzurechnen.

Von Wirbeltieren fand sich keine Spur.

Die Pflanzen sind durch das »Seegras« vertreten, das im obersten Arcuatenkalk manche Bänke ganz erfüllt (bei Luppingen (Luppy) z. B. die 2. Bank von oben). Seine Existenz ist an die oberste, lichtdurchlässige Zone des Wassers gebunden. Von den recenten Seegräsern reicht *Posidonia oceanica* bis auf 65 m Tiefe hinunter. — Die vereinzelten Treibholzstücke (in den Kalkbänken) können in Ablagerungen der verschiedensten Tiefe eingebettet werden. Walther zitiert (124, III, 954) das Ergebnis eines Schleppnetzzuges bei den Caraiben, wo sich noch in 1800 m Tiefe Massen von Landpflanzenresten mit vielen Hölzern fanden.

Auf der Außenseite der Knollen und vieler Fossilien ist eine spätere Bewachsung mit Serpeln, *Plicatula*, kleinen Austern, *Balanus* und Bryozoen, bei den gerollten und zerbrochenen Gryphaeenschalen eine Menge dünner, gerader Bohrschwammlöcher zu beobachten. Alle diese Erscheinungen sind noch gegenwärtig am Strande häufig, z. B. bei Venedig. (Vergl. Württ. Jahreshefte, 1899, S. LVII und LVIII.) Diese schmarotzenden Formen sind zeitlich von den bisher genannten zu trennen (»2. Generation«.)

Wir kommen zusammenfassend zu dem Ergebnis, daß die Versteinerungen, soweit sie überhaupt einen Schluß erlauben, auf Flachsee deuten. Die Tatsache, daß die sessilen Formen der 2. Generation auf Geröllen aufsitzen, beweist sogar sehr flaches Wasser. Dies wird durch Beobachtungen am Gestein und Vergleich mit den Nachbargebieten bestätigt.

Gesteinsausbildung. Vergleich mit der weiteren Umgebung.

Der gesamte Gryphitenkalk Lothringens zeigt den bekannten Wechsel von handbreiten Kalk- und etwas stärkeren Schiefer-

mergellagen. Sei nun dieser Wechsel auf periodische Hebungen und Senkungen (Brandes, **18**), auf Schwankungen zwischen trockenen und regenreichen Zeiten (Pompeckj, **104**, 28) oder hoher und niederer Temperatur und die dadurch bedingte verschiedene Entwicklung der gesteinsbildenden Lebewesen zurückzuführen — in allen Fällen können sich derartige Veränderungen nur in den Absätzen des Flachwassers geltend machen. Ganz allgemein ist der Gryphitenkalk in Süddeutschland als solche Bildung aufzufassen. Darauf deuten die vielfachen küstennahen Sandeinlagerungen (Hettinger Sandstein, Arietenkalksandstein von Ellwangen, schwäbischer Angulatensandstein), das rasche An- und Abschwellen besonders der unteren Schichten, das Vorkommen gerollter, angebohrter Knollen (**45**, 214; 47), endlich die Einlagerung von Eisenoolith (Göppingen).

Gegen das Ende der Gryphitenkalkzeit wird in unserem Gebiet das Meer immer flacher. Es treten gleichzeitig Schwämme und Algen reichlicher auf.

Die oberste der kompakten Kalkbänke zeigt Wellenfurchen und Fließrinnen; sie ist stellenweise deutlich abgewaschen, so daß härtere Partieen — Schwämme — als Höcker hervorragen. Meist ist sie von Bohrlöchern durchzogen, stellenweise von Austern bewachsen. Im Innern enthält sie einzelne Phosphoritknollen, phosphoritische Muschelsteinkerne und Schwämme. Nach dem bisher geltenden Gesetz müßte nun wieder eine Mergelschicht folgen. Statt dessen folgt eine Trümmerzone, massenhaft liegen zerbrochene Schalen im Ton eingebettet. Offenbar war die Wasserbewegung so kräftig, daß von dem während der eben einsetzenden »Mergelperiode« herbeigeschwemmten bezw. ausgefällten Material nur die groben Trümmer liegen blieben; der Schlamm aber wurde ausgespült, zugleich auch die darunter liegende Bank abgewaschen und Teile davon aufgearbeitet. Die darauf lebenden Seelilien werden vernichtet, ihre Trümmer zu kleinen Nestern zusammengeschwemmt (Crinoidenlinsen); dafür siedeln sich röhrenbewohnende Würmer und Bohrmuscheln massenhaft an, da sie im Innern der halbverfestigten Kalkbank gegen die Wellen ge-

schützt sind. Nun folgt in raschem Übergang, nur stellenweise noch durch dünne Kalkbänkchen abgetrennt, die phosphoritreiche Tonschicht. Die Phosphoritknollen sind z. T. als Gerölle erkennbar, z. T. aber sicher an Ort und Stelle entstanden oder wenigstens größer geworden, da die aufsitzenden Schmarotzer ihrerseits wieder randlich von Phosphorit überwuchert sind.

Jetzt tritt ein plötzlicher Wechsel ein. Mächtige Tonschichten überdecken alles und ersticken vollends das reiche Leben der Acutusschichten.

Tonige Absätze finden wir in der Gegenwart sowohl an den flachen Wattenküsten wie auf dem Schelf und an den Kontinentalabhängen. Gegen eine Annahme wie die erste spricht in unserem Falle die große Gleichmäßigkeit der Bildung auf weite Strecken. Der β-Ton ist »die erste gleichartige Bildung« im süddeutschen Lias (**35**, S. 344). Nur am Ardennenufer finden wir sandige Schichten; in Französisch-Lothringen, im Elsaß, Kraichgau, Breisgau, im Schweizer Jura bis zur Aargauer Insel, in Schwaben — überall herrscht derselbe »fossilarme Ton.« Er ist nicht nur petrographisch, sondern auch nach seiner Mächtigkeit recht gleichmäßig (Lothringen und Elsaß 25 m, Langenbrückener Senke 30 m, Balingen 25—30 m), nur gegen die Aargauer Insel im Süden und nach Franken hin nimmt er stark ab. Küstennähe müßte sich wenigstens stellenweise (Flußmündungen!) durch Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit und der Mächtigkeit erkennen lassen. Das ist in unserem engeren Gebiet nirgends der Fall. Wir müssen also zu Beginn der β-Zeit einen »positiven Meereswandel«[1]) annehmen. Für Schwaben kommt Issler (**78**) zu demselben Schluß auf Grund der Foraminiferenfauna. Ernst Fischer schätzt die Tiefe des schwäbischen β-Meeres auf 150 m gegenüber den 50 m der Arietenzeit. Daß auch in Lothringen noch kein sehr tiefes Wasser erreicht ist, zeigen ebenso wie dort die dickschaligen Gryphaeen (*Gr. obliqua* Goldf.); ferner spricht dafür der Sandgehalt des Tons, der für Kontinentalschlamm be-

[1]) Walther, **124**, S. 182.

zeichnend ist, den Tiefseesedimenten aber meist fehlt; endlich die bedeutende Mächtigkeit der Schicht, da die Tiefsee sehr wenig absetzt. Es ist demnach keine länderüberflutende Transgression, sondern nur eine »Oscillation« (Suess) eingetreten. Aber die Veränderung genügt, um die bisherige Fauna zu vernichten; die Tierwelt des β-Tons ist im Vergleich zur bisherigen sehr ärmlich.

Wir werden später bei sehr vielen Phosphoritvorkommen ähnliche Veränderungen annehmen müssen; offenbar steht die Bildung dieses Minerals mit diesen Bewegungen im Zusammenhang. Vor einem Eingehen auf diese Frage soll erst das zweite wichtige Lothringer Phosphoritlager, die »Crassusschicht«, besprochen werden.

II. Die Phosphorite des Oberen Lias.

Verbreitung.

Um die phosphoritführenden Schichten des Oberen Lias kennen zu lernen, müssen wir uns dem Braunjuragebiet zuwenden. Der Dogger bildet links der Mosel eine hochgelegene Kalktafel, steil zum Flusse abfallend, langsam zur Woëvreebene sich senkend. Dem südwestlichen Schichtfallen entsprechend tritt Oberer Lias nur an dem östlichen Steilhang zutage. Durch die Mosel hiervon getrennt liegt südlich von Metz ein zweiter, nach Süden sich verbreiternder Doggerstreifen. Weiter östlich liegen die isolierten Vorkommen des Delmer Rückens und Hochbergs. Die Phosphoritschicht ist den weichen, tonigen Schichten eingeschaltet, die den Steilanstieg zu diesen Doggerhöhen bilden. Sie tritt daher nicht flächenartig, sondern nur als schmales Band am Gehänge zutage, das zudem oft verrutscht oder von mächtigem Gehängeschutt (manchmal über 10 m!) verdeckt ist, namentlich an den Hängen des Moseltals. Sie wurde bei den Aufnahmearbeiten der Geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen aufgefunden und 1909 durch Klüpfel vom Chevillonberg (nördl. Delm) kurz beschrieben (80). An der Mosel bei Neuburg (Novéant) glaubte van Werveke ein Auskeilen der Schicht annehmen zu müssen; doch ließ sich ihre Verbreitung auf dem linken Moselufer bei

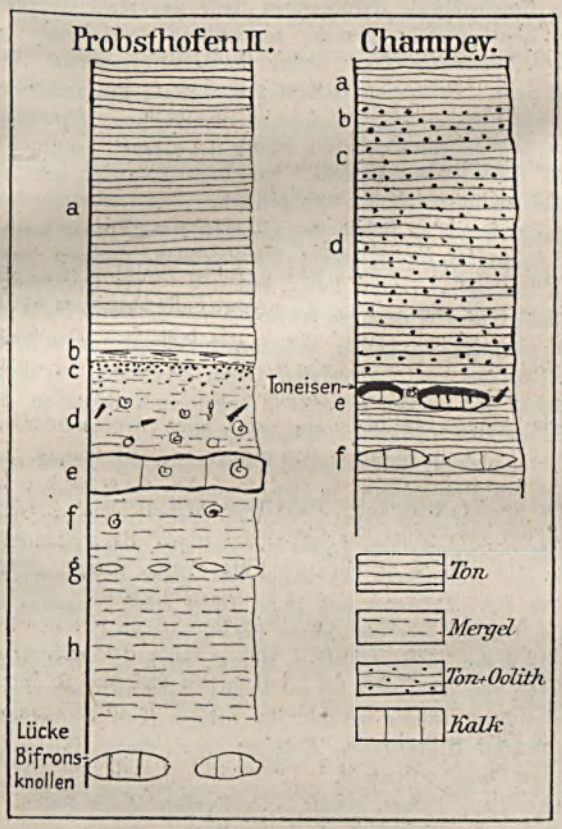
Villers-sous-Prény, Vandières und Pagny nachweisen, und sie dürfte auch bei Neuburg vorhanden sein. Sie tritt weiter nördlich bei Ars undeutlich zutage, bei Siegach (Scy) unweit Metz sammelte Friren zahlreiche phosphoritische Fossilien dieser Zone; endlich fand Klüpfel mit der von Werveke erwähnten 3—4 cm starken Belemnitenschicht von Entringen (127, S. 213) zusammen auch die phosphoritisierten bezeichnenden Ammoniten (*Coel. crassum*). Doch sind alle diese Vorkommen in bezug auf die Menge der Phosphorite sehr unbedeutend. Etwas mehr davon findet sich östlich der Mosel an der Landesgrenze bei Champey, Bouxières-sous-Froidmont, Arrich (Arry), Mardeningen (Mardigny), ferner bei Mariellen (Marieulles), Buch (Fey) und Winzersheim (Vezon). Nach einer mündlichen Angabe von W. Klüpfel kommen Phosphatammoniten auch im Abraum der Ziegeleigrube von Gaudach (Jouy-aux-arches) vor. Persönlich konnte ich dort keine finden.

Viel reicher sind die Vorkommen an den beiden nach Osten vorgeschobenen Vorposten des Doggers bei Delm. Hier sind die Braunjuraschichten durch Einsinken an Verwerfungen erhalten geblieben und ragen nun als Delmer Rücken und Hochberg infolge der widerstandsfähigen Kalkschichten des Hohenbrückener und Korallenkalks hoch über ihre Umgebung hinaus (Delmer Rücken + 403 m über NN.). Zwischen diesen beiden Höhen liegt der früher unter dem Namen Chevillonberg bekannt gewordene, jetzt Stiftsberg genannte bisherige Hauptfundort der Phosphoritfossilien. Mit Ausnahme der stark von Gehängeschutt überdeckten Westhänge der beiden Hauptberge läßt sich die Phosphoritschicht an beiden als schmaler Streifen ringsum verfolgen. Im ganzen ist sie noch in einer Fläche von 16 qkm vorhanden. Die reichste Entwicklung zeigt sich am nordöstlichsten Punkt des Gebiets bei Probsthofen (Prévocourt). Hier sind auch durch Probeschürfe die besten Aufschlüsse geschaffen worden.

Profile.

Der Versuchsschacht II südlich von Probsthofen ergab folgende Schichtfolge von oben nach unten (vergl. Zeichnung):

Figur 5.



a) rund 13 m Astarteton. Meist sehr feinkörnig, blättrig, schwarzgrau. Einzelne Lagen enthalten kleine Anhäufungen von *Astarte Voltzi*, daneben findet sich *Harpoceras striatulum-toarcense* in undeutlichen Abdrücken. Zu unterst sind die Schichtflächen von reichlichem Glimmer bedeckt und enthalten einzelne handgroße, bis 5 mm dicke Linsen von quarzitartig verhärtetem Sandstein eingelagert.

b) 0,01 m sand- und glimmerreiches Tonbänkchen, zu unregelmäßigen Scherben zerquetscht, die manchmal randlich übereinander geschoben sind, dazwischen ist von unten her Ton eingepreßt. Keine Fossilien, nur fährtenartige Spuren.

c) 0,09 m schiefrige, tonige, graue Mergel mit zahlreichen millimetergroßen Oolithkörnern, die besonders in dem obersten Zentimeter angehäuft sind und hier sogar ein phosphoritisches Bindemittel besitzen. Sehr reich an Ammoniten, besonders im unteren Teile, u. a. *Haugia variabilis* Sow.

in zahlreichen, teils vollständigen, teils zerbrochenen Stücken, *Lytoceras* sp. (Bruchstücke), Harpoceraten (teils wagerecht eingebettet, teils auf die Kante gestellt, manche zerbrochen), *Denkmannia* sp.; vereinzelt *Harp. bicarinatum* Ziet.; ferner *Belemnites breviformis* Voltz, *B. acuarius* Schl.; *B. irregularis* Schl., *B. digitalis* Blainv.; ferner viele losgelöste Phragmokone in wechselnder Stellung, *Pleurotomaria* sp. In den Ammonitenluftkammern häufig Schwerspat, zerstreut Gipskrystalle und Schwefelkiesknöllchen. Sämtliche Fossilien mit Ausnahme der Belemnitenrostra sind phosphoritisch.

d) 0,22 m Mergel, reich an Belemniten (*B. breviformis* Voltz, lange Formen von *B. digitalis* Blainv.); wenig Harpoceraten, dagegen viele Exemplare von *Coeloceras crassum* Phill. (meist 6—7 cm Durchmesser, phosphoritisch, innere Windungen fehlen), ferner *Lytoceras* (teils phosphoritisch, teils mergelig oder kalkig, in letzterem Falle über $^1/_2$ m im Durchmesser). Coeloceraten und Lytoceraten liegen besonders im tieferen Teil der Schicht und stecken teilweise in kugeligen Kalkknollen, daneben finden sich einzelne weißgraue Phosphoritknollen.

e) 0,12 m Dicke, plumpe, hellblaugraue Kalkknollen oder geschlossene Kalkbank, reich an Pyritnestern, in den Ammonitenluftkammern auch Kalkspat und rötlicher Schwerspat. *Nautilus*, *Coeloceras crassum* (sehr zahlreich), *Lytoceras*, Bruchstücke großer Harpoceraten, Belemniten, Gagatstückchen. Ein lose gefundenes, zweifellos aus dieser Bank stammendes Bruchstück eines *Lytoceras* mit 14 cm Höhe eines Umgangs läßt auf über $^1/_2$ m Durchmesser des ganzen Fossils schließen.

f) 0,24 m feste graue, etwas schiefrige Mergel, reich an phosphoritischen Steinkernen von *Hildoceras bifrons* Brug., während *Coeloceras crassum* und Belemniten seltener werden. Im tieferen Teile der Schicht nur tonige, verdrückte Hildoceraten. Einzelne graue, dichte Kalkknollen und mergelige Phosphoritputzen.

g) 0,07—0,12 m Lage dichter, grauer, linsenförmiger Kalkknollen.

h) $\geqq$ 0,50 m grauer, schlecht geschieferter Mergel, weiche, weißgraue phosphoritische Knollen, einzelne Belemniten.

Ganz nahe im Liegenden müssen die großen Bifronskalkknollen folgen. Sie waren indessen nicht mehr aufgeschlossen.

Bemerkenswert ist, daß in dem Versuchsschacht, sobald die phosphoritführenden Schichten erreicht waren, größere Mengen von Gas, manchmal unter deutlichem Zischen, austraten. Nach dem Verhalten der Acetylengrubenlampen zu urteilen — die Flamme löste sich vom Brenner los und begann erst einige Zentimeter über demselben zu brennen, schließlich erlosch sie — handelte es sich um Kohlensäure. Ein rötlicher Saum um die Flamme könnte geringere Mengen von Kohlenwasserstoff anzeigen.

Eine Reihe anderer Probeschürfe, die alle den Phosphorithorizont in geringerer Tiefe und daher verwittert antrafen, lassen wenigstens das eine deutlich erkennen, daß die Menge des Phosphorits von Osten nach Westen stark abnimmt.

Wo die Crassusschicht in geringer Tiefe liegt, wird sie infolge ihrer mergeligen Beschaffenheit leichter als der überlagernde Ton vom Wasser durchtränkt und bildet dann ein ausgezeichnetes Schmiermittel für kleine Rutschungen, selbst an Stellen, wo der daraufliegende Astarteton noch völlig fest ist. Ein solcher Rutsch war z. B. südlich von Schollhofen (Xocourt) im Sommer 1917 gut aufgeschlossen, die oberste Lage der »Crassusschicht« bildete die »Gleitfläche«.

Wesentlich anders zeigt sich die Schicht an der Mosel. Bei Champy waren aufgeschlossen (siehe Profil):

a) 0,50 m typischer schwarzgrauer Astarteton mit kleinen weißen Schälchen von *Astarte Voltzi* Goldf. u. a.; vielfach von Gipsnadeln durchspickt.

b) 0,12 m braun verfärbter Ton, einzelne Streifen enthalten millimetergroße weißgraue Oolithkörner.

c) 0,09 m grauer, stellenweise bräunlicher Ton, wenig Oolith.

d) 0,70 m bräunlicher Ton, Oolith wieder häufiger. Nach unten verfestigt sich die Schicht, zugleich wird ihre Farbe kräftig rötlichbraun. Abdrücke von *Harpoceras striatulum* Sow.; ziemlich häufig ist *Belemnites breviformis* Voltz.

e) 0,25 m gipserfüllter Ton. Darin liegen in einer Schicht angeordnet dünne, graue, dichte Kalkknollen sowie handgroße blutrote Toneisensteinlinsen, die z. T. der Oberfläche der Kalkknollen aufliegen, und auf ihrer Oberseite Bohrlöcher (von Bohrmuscheln) erkennen lassen. Zersetzte Belemniten (wohl *B. irregularis* Schl.).

f) 0,10 m graue, bis 30 cm breite, flach ellipsoidische Kalkknollen mit Fucoiden. Stellenweise sind auch die darunter folgenden Schiefertone davon erfüllt.

Ein Vergleich mit dem Profil von Probsthofen ist begreiflicherweise nicht für jedes Bänkchen durchzuführen. Die großen Knollen in Schicht f haben das Aussehen der bei Probsthofen nicht mehr im Profil aufgeschlossenen Bifronsknollen. Die belemnitenführende Lage e, die in der Nähe auch Ammonitenbruchstücke (in Phosphorit verwandelt) enthält, entspricht dem Komplex c bis e des Probsthofener Profils, während der Oolith ohne scharfe Grenze noch in den Astarteton hineinreicht.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Weiter nördlich bei Arrich, Mardeningen, Winzerheim fanden sich nur undeutliche Aufschlüsse. Es läßt sich jedoch eine mit halbkugeligen oder zylindrischen Bohrmuschellöchern bedeckte, oft linsenförmig auskeilende Kalkbank an vielen Stellen, besonders unterhalb Arrich, nachweisen, sie entspricht der Knollenlage in Schicht e des Profils von Champey. Die Bohrlöcher sind von einer mehrere Millimeter breiten Zone härteren Kalkes umgeben. Diese ragt ringförmig empor, wo der übrige Kalk angeätzt wurde. Der darüber liegende Toneisenstein ist öfters von einer dicken Gipskruste umgeben, worin Belemniten (*Bel. breviformis* und *irregularis*), sowie gerundete Ammonitenbruchstücke eingebacken sind. Nicht selten enthält der Toneisenstein bezw. der ihn vertretende eisenschüssige Mergel dunkle »Fucoiden«. Bei Arrich ist eine entsprechende Bank mehr kalkig, ihre Oberfläche zeigt lappig verzweigte Vertiefungen, die im Innern in dünne ockererfüllte Kanäle übergehen (? Pflanzenreste).

Arten des Phosphorits.

Die Beschaffenheit der Phosphorite dieser Schichten ist von der der früher geschilderten verschieden. Es finden sich 1. knollenförmige Ausscheidungen, 2. phosphoritische Fossilien oder deren Bruchstücke, 3. aus phosphorsaurem Kalk gebildeter Oolith, 4. phosphoritische Kluftüberzüge.

Erstere sind reichlich in den Schiefermergeln der Schichten f und h (Profil Probsthofen), sowie in der dazwischen liegenden Kalkbank enthalten. Sie sind haselnußgroß oder noch kleiner, manchmal flach fladenförmig und dann größer (bis 5 cm Durchmesser), meist aber rundlich-knollig. Ihre Farbe ist weißgrau, etwas ins fleischfarbene spielend. Öfters sind mehrere Knöllchen zu einem größeren Komplex verbacken und dann von Mergeleinschlüssen durchsetzt; das Ganze hat eine flach eiförmige Gestalt. Manchmal ziehen ganze Lagen solcher mehr oder weniger zusammenhängender Knöllchen, an- und abschwellend, den Schichtfugen entlang. Sie springen manchmal von einer Schichtfuge in die nächst höhere über, sind demnach wohl nicht ganz urprüng-

liche Bildungen. Sie umschließen dünne, wagerecht liegende Mergellinsen und eckige Mergelbröckchen. Ihre Härte ist gering, der Bruch erdig. Die Abgrenzung gegen die umgebenden Mergelschichten ist manchmal durch den Farbwechsel sehr scharf bezeichnet, manchmal verschwommen. In keinem Falle ist eine glatte Herauslösung der Knöllchen aus dem Gestein möglich, sondern beide sind innig verwachsen. In den Kalkknollen der Schicht e sind derartige Ausscheidungen im Zusammenhang mit phosphoritischen Steinkernen von *Coeloceras crassum* häufig; selbst wenn das Innere dieser Schalen teilweise mit andern Stoffen erfüllt ist, schließt sich an ihre Außenseite ein grauweißer, von der Wohnkammer aus sich sich verbreiternder, wolkiger, teils scharf, teils verschwommen begrenzter Schleier aus phosphorsäurehaltigem Kalk. Nur selten, vielleicht überhaupt nie, findet sich in dem Kalk eine derartige Ausscheidung ohne den bezeichneten Ammoniten in der Mitte. — In den verkalkten Wohnkammern großer Harpoceraten kommen gleichfalls flache Phosphoritputzen vor. In der Wohnkammer eines riesigen *Lytoceras* lagen rundliche Phosphoritknöllchen neben Belemniten und einem phosphoritischen Exemplar von *Coeloceras crassum* in einer mergeligen Grundmasse.

Die phosphoritischen Fossilien treten zum erstenmal in den Schiefermergeln der Schicht f des Probsthofener Profils auf und zwar mit *Hildoceras bifrons* Brug. Dieser Ammonit kommt mit zahlreichen Astarten und andern dünnschaligen Muscheln zusammen vor, die alle verdrückt und ihrer Schale beraubt sind. Auch die Wohnkammer des Ammoniten ist verdrückt und nur als undeutlicher Mergelkern noch erkennbar, die Luftkammern aber sind von derselben weißlichen, mergelartig weichen Substanz erfüllt, aus der die oben erwähnten Knollen bestehen. Die Außenseite der Ammoniten dieser Schicht ist von einem feinen, glänzend braunen, elastischen Häutchen überzogen, das sich beim Austrocknen von der Unterlage löst und ähnlich einer eintrocknenden Tonschicht in eckige Stückchen zerspringt, die sich dütenförmig einrollen. An der Flamme entwickelte eine Probe einen bituminösen Geruch. Es scheint sich um eine Bildung ähnlich dem horn-

artigen Überzug auf den Schalen lebender Mollusken zu handeln, die in unserem Falle, durch undurchlässige Tonschichten vor Luft- und Feuchtigkeitszutritt geschützt, noch nicht gänzlich oxydiert ist. Das Auftreten der Kohlensäure in diesen Schichten zeigt ja, daß noch gegenwärtig derartige Oxydations-Prozesse langsam vor sich gehen.

In den höheren Mergelschichten d sind die Fossilien meist vollkommen phosphoritisch. Der hornartige Überzug ist häufig nur als schwacher Anflug zu erkennen oder fehlt ganz. Die Phosphoritmasse ist etwas härter als bisher, nach oben stellen sich kleine Oolithkörner als Einschlüsse darin ein. Die Farbe frischer Stücke ist licht bläulichgrau, sie bleichen jedoch an der Luft rasch aus. Der Bruch ist erdig und matt. Nur in wenigen Fällen sind auch noch auf der Außenseite der Versteinerungen wulstige Massen dieser Art aufgewachsen; meist liegen die Ammoniten frei im Mergel. Ihre Größe beträgt selten mehr als 10 cm, Bruchstücke sind häufig. Von der Schale ist nur selten noch eine Spur zu erkennen.

Dünnschliffe durch einen phosphoritischen Ammonitensteinkern zeigen eine ziemlich reine, gleichmäßig gelbbraun durchscheinende Grundmasse. Sie enthält überall feine Splitter von Schalentrümmern eingestreut, gröbere Bruchstücke sind mehr örtlich angehäuft. Sie sind meist verhältnismäßig dünn, als Kalkspat erhalten und oft randlich von kleinen Schwefelkieskörnern durchsetzt. Letzterer ist überhaupt von staubförmig kleinen bis zu 1 mm großen rundlichen Körnern reichlich verbreitet und noch ziemlich frisch.

Eigentümlich sind eiförmige, wohlgerundete Kalkspatkörper von 0,5—1 mm Durchmmesser. Sie bestehen aus einem oder mehreren verschieden auslöschenden Individuen. Wahrscheinlich sind diese aus einer ursprünglich feinkörnigeren, oolithartig zusammengeballten Masse durch Umkrystallisation hervorgegangen. Daneben finden sich richtige schalige Ooide von derselben Größe, die aus demselben Stoff wie die Grundmasse bestehen. Der schalige Bau ist zuweilen durch (im Querschnitt) ringförmige

Anhäufungen von Schwefelkieskörnern besonders deutlich. Manchmal ist ein Kern von Kalkspat nach Art der vorerwähnten Kalkspatkörper vorhanden, seltener sind die beiden Substanzen innerhalb eines Ooids schlierig miteinander verwachsen.

Ein Bruchstück desselben Ammonitensteinkerns, aus dem die Schliffe hergestellt waren, ergab beim Auflösen in verdünnter Salzsäure nach starker Kohlensäureentwicklung einen schlammigen Rückstand, aus dem die Oolithkörner ausgewaschen werden konnten. Sie waren z. T. nicht viel angegriffen; z. T. waren nur noch schalige Bruchstücke übrig geblieben. Die Phosphoritsubstanz war, besonders wo reichlich Schwefelkies eingesprengt war, erhalten, die Kalkspatkerne oder »-schlieren« herausgelöst.

Das zuletzt beschriebene Vorkommen leitet über zu dem in Mergel eingebetteten losen Oolith. Einzelne Oolithkörner finden sich schon in Schicht d neben den phosphoritischen Steinkernen; sie reichern sich nach oben hin an und bilden schließlich an der Obergrenze von c ein $^1/_2$—1 cm dickes Bänkchen aus lauter Oolith mit phosphoritischem Bindemittel. Die einzelnen Oolithkörner lassen sich durch längeres Stehenlassen mit Wasser leicht von dem Mergel loslösen und ausschlämmen. Sie haben durchschnittlich 1 mm Durchmesser, sind annähernd kugelig mit Andeutung gerundeter Kanten, öfters auch langgestreckt walzenförmig mit manchmal abgeplatteten Enden oder Seitenflächen. Die längere Achse liegt der Schichtung parallel; die größte beobachtete Länge war 2,3 mm, die kleinsten Körner messen immerhin noch 0,5 mm, eine Generation kleinkörniger »Ooidbrut«, wie sie Kalkowsky (79, S. 80) aus dem Buntsandstein-Rogenstein beschrieben hat, fehlt gänzlich. Die Oberfläche der Kügelchen ist glatt, fettglänzend, gelblichweiß bis fleischfarben, seltener graubraun. Manche Stellen sind von schwachen gleichlaufenden Schrammen, ähnlich Rutschstreifen, bedeckt. Viele der Ooide sind beschädigt und haben strahlenförmig von einem Punkte ausgehende Risse bekommen, an denen bisweilen kleine Verschiebungen zu bemerken sind. Nicht selten sind kleine Oolithkörner in größere hineingedrückt; letztere haben hierbei halbkugelige Vertiefungen erhalten,

die mit einer etwas dunkleren, pyritreichen Masse ausgekleidet sind. Die Erscheinung ähnelt der von Kalkowsky beschriebenen »Impressionsstruktur«. Oft gehen radiale Risse von der eingedrückten Stelle aus. Häufig finden sich schalige, abgerollte Bruchstücke von Ooiden. Im Schliff sind sie grünlichgelb durchscheinend; dünne Stellen sind zart flaschengrün, dickere gelbbraun. Nur selten sind kleine unregelmäßige Kalkspatmassen eingeschlossen. Stets zeigt sich deutlich eine schalige Struktur; nicht selten ist sie durch Lagen von Muscovit bezeichnet. Der Kern ist häufig heller durchscheinend als die randlicheren Zonen, bisweilen läßt er Spuren von Doppelbrechung erkennen. Schwefelkies ist sehr verbreitet; er kann im Innern der Ooide unregelmäßig zerstreut sein oder sich um den Mittelpunkt anhäufen; doch ist er meist in Schalen oder Abschnitten von solchen angeordnet. In einem Falle ließ sich bei einer zentralen Anhäufung von Schwefelkies deutlich eine Anordnung in dünnen, der Schichtung gleichlaufenden Schnüren beobachten. — Wo zwei Ooide beim Wachstum zusammengestoßen sind, sind sie gemeinsam von den folgenden Schalen umhüllt worden, die Unregelmäßigkeit der äußeren Form wird dabei allmählich ausgeglichen, so daß zuletzt das Doppelkorn äußerlich nicht mehr als solches erkennbar ist. Auch an den erwähnten abgerollten Bruchstücken von Ooidschalen ist stellenweise ein erneutes Weiterwachsen beobachtet worden. Letzteres ist ein deutlicher Beweis dafür, daß die Ooide nicht nachträglich, nach Art von Konkretionen, gebildet wurden, sondern ungefähr gleichzeitig, vielleicht schon etwas früher als der Absatz des umgebenden Mergels.

Schließlich ist noch das Vorkommen von Phosphorit in Form von Kluftüberzügen zu erwähnen. Wo die Schichten angewittert sind, finden sich auf Klüften der Bifronsknollen bis $^1/_2$ cm dicke Überzüge von gelblichgrauem, oberflächlich wulstig-nierigem, im Querschnitt gebändertem Phosphorit Im Schliff zeigt er sich sehr unrein und von Kalkspat durchsetzt; Doppelbrechung ist nicht erkennbar. Manchmal sind dünne Kalklinsen allseitig von diesem Sinter überzogen; auch Belemniten sind oberflächlich zer-

fressen und von Phosphorit überkrustet. Da in den unverwitterten Schichten nichts Derartiges beobachtet wurde, ist offenbar phosphorsaurer Kalk bei dem Verwitterungsvorgang aufgelöst worden, nach unten gesickert und hat an den Knollen oberflächlich den kohlensauren Kalk verdrängt.

Chemische Verhältnisse.

In bezug auf das chemische Verhalten läßt sich von unten nach oben, gleichzeitig mit der Zunahme der Menge phosphoritischer Gebilde, auch eine Vermehrung des Phosphorsäuregehaltes derselben feststellen. Die Kalkknollen der Schicht e des Profiles von Probsthofen als Ganzes analysiert, ergaben nur »Spuren« von Phosphorsäure. Weißliche Putzen in demselben Gestein, wie sie sich meist an Versteinerungen anschließen, enthielten 19,8 v.H. P_2O_5 = 43,2 v.H. $Ca_3P_2O_8$. Phosphoritische Ammonitensteinkerne der höheren Schicht d ergaben einzeln analysiert 24,85 v.H., 29,32 v.H. und 38,54 v H phosphorsauren Kalk. Eine aus dem Anstehenden herausgestochene Probe der Schichten c/d (also Mergel und Phosphorite zusammen analysiert) ergab als Mittelwert eines 15—20 cm dicken Blockes 24,8 v.H. Tricalciumphosphat. Ein Steinkern von *Haugia* cf. *variabilis* d'Orb. aus Schicht c enthielt sogar 45,6 v.H. phosphorsauren Kalk. Die Oolithschicht ergab 22,34 v.H. $Ca_3P_2O_8$, die ausgeschlämmten Oolithkörner 60,41 v.H. Die vollständige Analyse dieser Kügelchen, im Laboratorium der Preußischen Geologischen Landesanstalt ausgeführt, lautet:

CaO	44,2	v. H.
P_2O_5	27,67	»
CO_2	6,2	»
MgO	1,5	»
Fe_2O_3	1,5	»
Al_2O_3	1,4	»
K_2O, Na_2O	0,5	»
Fl	2,11	»

Cl	Spur
SO_3	0,3 v. H.
SiO_2 (lösl.)	3,0 »
Unlösl.	5,92 »
	95,80 v. H.

Der Rest ist Glühverlust und Bitumen.

Nach dem mikroskopischen Befund ist die grünlichgelb durchscheinende Masse der Oolithkörner dieselbe wie bei den Schliffen durch phosphoritische Fossilien, nur reiner.

Die bereits angewitterten Phosphoritknollen und -fossilien aus 2 Schürfgruben, die den Phosphorithorizont bereits in etwa 1 m Tiefe antrafen [die eine westlich vom Stiftshof (Chevillon), die andere nordöstlich von Prévocourt (Probsthofen)], ergaben 63,15 und 58,92 v. H. $Ca_3P_2O_8$. Offenbar ist auch hier, ähnlich wie bei dem β-Phosphorit, bei der Verwitterung das Calciumcarbonat ausgelaugt und das Phosphat angereichert worden. Hand in Hand damit geht auch hier die Verringerung des ursprünglich zwischen 2,6 und 2,9 schwankenden spezifischen Gewichtes der Phosphoritknollen durch die Bildung feiner Hohlräume, sowie die Entstehung einer kreidigen Verwitterungsrinde.

Tierische Reste.

Über die Fauna der »Phosphorite des Oberen Lias in der Gegend von Delme« hat Klüpfel (80) 1909 kurze Angaben gemacht. Eine in diesem Bande dieses Jahrbuchs erscheinende Arbeit desselben Verfassers über den Lothringer Lias, die dieser mir freundlichst zur Verfügung stellte, enthält folgende Liste[1]):

Fischreste s. s.

Belemnites irregularis Schl. Qu. Ceph. **26**, 24 Bayle **28**, 57 z. h. Juville (Juweiler).

» *digitalis* Blainville cf. var A, **3**, 6 hh. Juville.

[1]) Es bedeutet h. h. = sehr häufig, h. = häufig, z. h = ziemlich häufig, n. s. = nicht selten, s. = selten, s. s = sehr selten. Die Nummern der Tafeln der betreffenden Werke sind fett gedruckt, die dahinter stehende Zahl bedeutet die Figur.

Belemnites sp. *aff. digitalis et acuarius ventricosus* Dumortier IV, 4, 12 (typ.) z. h. Juville.
» *acuarius ventricosus* Qu. **25**, 8 stark komprimiert, z. h. Juville.
» *acuarius ventricosus* Qu. **25**, 24, Bayle **28**, 4, Chapuis et Dewalque 2, 2, cf. d'Orb. I, 7, 12, z. h. Juville.
» *acuarius* Qu. **25**, 24 a, b, Bayle **28**, 4, Lissajoux **4**, 8a, z. h. Juville.
» *tubularis* Y. a. B. **14**, 6, Qu. Ceph. **25**, 9, 10, h. Juville.
» n. sp. z s. Juville.
» *Blainvillei* Voltz z. h. Juville.
» cf. *Quenstedti* Opp. (cf. Qu. Ceph. **27**, 3) s. Juville.
» n. sp. (*aff. Quenstedti*) n. s. Juville.
» *tripartitus* Schl. (typ.) n. s. Juville.
» cf. *conoideus* Qu. z. s. Juville.
» n. sp. n. s. Juville.
» n. sp. z. s. Juville.
» sp. Juville.
» cf. *longisulcatus* Voltz s. Juville.
Coeloceras n. sp. ss. Juville.
» *crassum* Phillips sp. hh. Juville, Nancy, Delm, sehr große Mannigfaltigkeit.
» sp. *aff. crassum* Phillips Bouxières-aux-Dames, Nancy, Delm.
» sp. *aff. crassum-Raquinianum-mucronatum* h. Juville, Delmer Rücken.
» cf. *Marioni* Lissajoux **3**, 4 Juville ss.
» *Raquinianum* d'Orb. Wright **86**, 5, 6, 7. Bouxières-aux-Dames, Delmer Rücken, Juville, Voisage (Mosel) hh.
» *Raquinianum-crassum* Juville, Delmer Rücken, Bouxières-aux-Dames hh.

Coeloceras mucronatum d'Orb. sp. **104**. 4—8 Audincourt, Delmer Rücken, Juville.

» *mucronatum-crassum* (cf. *Braunianum*) Wright **84**. 34, **87**. cf. Koechlin-Schlumberger, Bull. soc. géol. France 1854. S. 636, h. Juville.

» n. sp. *aff. mucronatum-crassum*. Bouxières-aux-Dames.

» cf. *aculeatum* Lissajoux **4**, 1.

Lytoceras sublineatum Oppel sp. (typ.) Delmer Rücken, Juville, Tincry (Dinkrich), Bouxières h.

» *cornucopiae* Y. a. B. Vandoeuvre (Meurthe-et-Mos.) ss.

» sp. *aff. cornucopiae* Y. a. B. Juville s.

» sp. *aff. coarctatum et irregulare* Pomp. ss. Juville.

» *perlaeve* Denckmann sp. **2**, 5 (typ.) Delmer Rücken s.

Hildoceras semipolitum Buckm. M. **22**, 30, 31. Bouxières-aux-Dames, Nancy s.

» *bifrons* Brug. *var. compressa* h. Bouxières-aux-Dames, Nancy, Juville, Delmer Rücken.

» *bifrons* Brug. (Lister) z. s. Juville.

» cf. *bifrons-semipolitum* Bouxières-aux-Dames s.

» sp. Juville ss.

Denckmannia sp. Juville ss.

» *erbaensis* Hauer sp. Bacourt (Badenhofen), Juville, Pondroise b. Nancy z. h.

» *aff. erbaensis* Hauer sp. ss. Houdemont südl. Nancy.

» sp. Juville ss.

Haugia aff. Ogerieni Dum. sp. **19**, 5, 6 Bacourt, Juville s.

» *aff. Ogerieni* Dum. sp. Denckmann, 5, 1 Bacourt s.

» sp. *aff. Ogerieni* Dum. sp. **19**, 5, 6 Juville s.

Haugia sp. cf. *Ogerieni* Dum. Delmer Rücken s.
» *compressa* δ Buckmann Suppl. 2, 8—10 Bouxières-aux-Dames ss.
» sp. Juville.
» cf. *variabilis* d'Orb., viele Formen, Juville, Delmer Rücken.
Pseudolioceras sp. *aff. compactile* Simps. Buckmann, non Janensch, Juville, Voisage, z. h.
Polyplectus discoideus Ziet. sp. St. Michel ss.
» *bicarinatus* Ziet. sp. Juville, Delmer Rücken ss.
Cotteswoldia sp. *aff. costatulata* Ziet. sp. Bacourt z. s.
Ostrea cf. *irregularis* Mst. Juville.
Plicatula sp.
Serpula sp.
Bohrmuscheln.
Bohrwürmer?
Berenicea sp.
Foraminiferen?

Dazu kommen aus Schicht c *Pentacrinus jurensis* Qu., kleine Seeigelstacheln (selten) und *Pecten* cf. *contrarius* Qu., ferner ein (?Ichthyosaurus-)-Wirbel.

Erhaltungsweise der Versteinerungen.

Eigentümlich ist der Erhaltungszustand dieser Versteinerungen. Reuter (**109**) hat im Oberen Braunjura der fränkischen Alb gezeigt, daß dort die Größe der Ammoniten von der Art des Gesteins abhängt, und zwar liegen die größten Formen im Kalk, die verkiesten Ammoniten der Tonschichten sind am kleinsten, während die phosphoritischen die Mitte halten. Dies scheint auch sonst zu gelten. Es gibt allerdings Ausnahmen, z. B. erwähnt Leuze (**89**, S. 48) verkieste Amaltheen von 40 cm Durchmesser, aber die Regel wird auch im Lothringer Lias bestätigt. (Vgl. auch Diener, N. J. 1912, II, S. 86 f.)

Gegenüber den Riesenarieten des Obersten Gryphitenkalks treten in unserem Falle die Formen aus den Phosphoritknollen an

Größe stark zurück, die verkiesten Arieten aus den Mergelzwischenlagen der Semicostatenschichten sind noch kleiner.

Im untersten β-Ton liegen winzige verkieste Oxynoten und Aegoceraten, im Ockerkalk sind sie groß und verkalkt.

Sehr bezeichnend sind die nur 3—4 cm messenden Kieskerne von *Amaltheus margaritatus* im Unteren δ gegenüber den verkalkten Stücken derselben Art in den Septarien der Ovoidenmergel mit dem sechsfachen Durchmesser.

Aus Schicht e wurde bereits ein Bruchstück eines verkalkten riesigen *Lytoceras* erwähnt. Mehrere phosphoritische, mit Wohnkammer erhaltene Stücke aus einer etwas höheren Lage erreichen nur 20 cm. Dasselbe läßt *Harpoceras* in mehreren Arten erkennen. Es ist daher für unsere Schichten anzunehmen, daß die Ammoniten innerhalb des Gebietes, wo sich ihre Reste finden, auch gelebt haben und in ihrer Entwicklung durch die Facies beeinflußt worden sind. Die Verschwemmungstheorie nach Walther (125) erklärt diese Erscheinungen nicht.

Die Erhaltungsweise des *Hild. bifrons* Brug. in den tieferen Mergeln (f) des Profils — Wohnkammer oft Mergel, Luftkammern Phosphorit — wurde bereits erwähnt. Die Coeloceraten der Kalkbank e sind umgekehrt in ihrer Wohnkammer von phosphoritischem Kalk erfüllt. Die inneren Windungen sind nur selten erhalten, meist ist eine schiefrige Mergelmasse an ihre Stelle getreten. Wo sie doch noch erhalten blieben (es scheint dies besonders bei kleinen Formen der Fall zu sein) ist die Innenseite der Schale samt den Kammerscheidewänden, selten auch die Außenseite, von einer scharf begrenzten Lage von Schwefelkies überzogen und der verbleibende Hohlraum von rotem oder bläulichweißem Kalkspat oder von Schwerspat ausgefüllt.

Offenbar hat die organische Substanz, die in den Luftkammern als häutiger oder schleimiger Überzug vorhanden war, bei ihrer Verwesung Schwefelwasserstoff gebildet und dann Schwefeleisen[1]) ausgefällt. Der im umgebenden Meerwasser gelöste Sauer-

[1]) bezw. zuerst Eisensulfidhydrat (Doss).

stoff konnte ins Innere der Kammern nicht in größeren Mengen diffundieren, da er bei der großen Masse verwesender Stoffe schon vorher verbraucht wurde. So waren die Bedingungen für die Bildung von Schwefelkies gegeben. Es ist dies ein Abbild eines Vorganges, der in großem Maßstabe sich in den Ablagerungen des Schwarzen Meeres abspielt. Der Luftmangel in den Wasserschichten unterhalb 230 m, hervorgerufen durch mangelnde Verbindung dieser Schichten mit dem Ozean infolge von Schwellen, hat dort zusammen mit anderen Umständen dazu geführt, daß das Sediment der tieferen Gebiete fast zur Hälfte aus Schwefeleisen, manchmal in Form von Schwefelkiesnadeln besteht (15. S. 178). Aus demselben Grunde — Mangel an Sauerstoff — ist Pyrit überhaupt in schlammigen Sedimenten häufig, wie in dem Lothringer β- und δ-Ton, trotz der verhältnismäßig geringen Mengen von Tierresten: »Fetter Ton mit verkiesten Fossilien« ist in der ganzen Jurageologie ein stehender Ausdruck. [Philippi hat sogar einmal die Vermutung ausgesprochen, daß vielleicht früher infolge des Fehlens der kalten, sauerstoffreichen Polarströme am Grunde der Ozeane mehr Schwefelkies (und Phosphorit) gebildet wurde, als in der Gegenwart.] In dem so fossilreichen Lias α, wo in dem bewegteren Wasser (Austern!) mehr Luft zutrat, ist der Schwefelkies viel seltener, nur in der Dachbank ist er etwas reichlicher. Die Bedingungen der Schwefelkiesbildung haben schon bei Lebzeiten der später verkiesten Weichtiere bestanden, wenn auch vielleicht in geringem Grade; darauf deutet die schon erwähnte Kleinwüchsigkeit dieser Formen, die wohl durch den Sauerstoffmangel in ihrer Entwicklung behindert wurden.

Die Bildung des Kalkspats oder Schwerspats in den Luftkammern erfolgte nach dem Absatz des Schwefelkieses. Während außerhalb der Schale sich Kalkschlamm niederschlug und zu Kalkstein verhärtete, konnte durch die Schalenwände nur gelöster Kalk diffundieren, der sich als Kalkspat ausschied. Durch den Sipho konnten nur die äußersten Luftkammern mit Mineralstoffen gefüllt werden, da sich diese enge Röhre bald verstopfen mußte. In unserem Falle kommt das schon deshalb nicht in

Frage, weil ja in der Wohnkammer zunächst noch Reste des Tierkörpers enthalten waren. Es geht dies daraus hervor, daß häufig kein Schlamm in die Wohnkammer eindrang, sondern diese mit Phosphorit erfüllt ist, der nicht die klastischen Mineralien des umgebenden Kalks enthält. Wir werden später sehen, daß die Phosphoritbildung wahrscheinlich mit der Zersetzung der Ammonitenweichkörper zusammenhängt. So war also in den meisten Fällen weder gleich nach der Ablagerung der Schale, als noch der Tierkörper die Wohnkammer erfüllte, noch später, als an dessen Stelle eine Phosphoritmasse getreten war, die Möglichkeit vorhanden, daß der Sipho als Einfuhrweg für Mineralstoffe benutzt wurde.

Die Ammoniten in dem oolithführenden Mergel sind als vollständig phosphoritische Steinkerne erhalten, nur die innersten Umgänge sind öfters mit großtafeligem Schwerspat durchwachsen, der dann meist die Oberfläche des Fossils durchbricht. Vereinzelte Stücke sind noch unverletzt, sogar mit Mundsaum erhalten, die meisten aber zerbrochen. Sie bilden in ihrer wirren Lagerung eine Art Breccie mit mergeligem Zwischenmittel. Die Bruchflächen sind nur an den Kanten etwas gerundet. — Nirgends findet sich ein Übergang zwischen der Phosphoritmasse des Fossils oder dem manchmal noch anhaftenden knolligen Phosphorit und dem umgebenden Mergel, stets lassen sich die Versteinerungen sauber herauslösen. Ab und zu sind noch Bruchstücke der Schale erhalten, manchmal mit grünlichem Perlmutterglanz, wie er sich öfters bei Phosphoritversteinerungen findet, z. B. an den Ammoniten aus dem Gaultgrünsand von Novion-Porcien bei Rethel und bei den Juraversteinerungen von Kaschpur an der Wolga. Meist aber liegen nur Steinkerne vor. Daß die Zerstörung der Schalen schon vor oder während der Breccienbildung vor sich ging, beweisen die unmittelbar auf den Steinkernen festgewachsenen Formen, wie *Ostrea*, *Plicatula*, *Pecten*[1]).

[1]) Merkwürdig ist der Fall, daß auf dem Steinkern einer *Haugia variabilis* ein *Pecten contrarius* Brch. aufgewachsen ist. Es ist zwar bekannt, daß *Pecten* in der Jugend festsitzt und sich erst später frei bewegt, aber hier ist die Muschel ebenso wie der Ammonit nur als Steinkern erhalten.

Es ist zu betonen, daß nicht, wie Philippi (Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1899, S. 67) in einem ähnlichen Fall (*Ostrea* auf einem Muschelkalk-Ceratiten) vermutet, die Schale während des Aufwachsens der sessilen Formen noch vorhanden war und später unter den Muschelschalen umkrystallisierte, sondern die Serpeln usw. liegen auf dem Steinkern und bedecken die Lobenlinien. Wir müssen demnach, wie schon bei dem β-Phosphorit, 2 zeitlich getrennte Generationen von Tieren unterscheiden[1]).

Dacqué vergleicht (**31**, 315) die dem gleichen Niveau angehörige »Boller Breccie«, ein Haufwerk der Ammoniten mehrerer Zonen in einer Bank vereinigt, mit einem von Abel (Paläobiologie der Wirbeltiere, S. 48 u. 63) angeführten Beispiel aus der Gegenwart, wo bei Knocke alttertiäre Muscheln aus dem Meeresboden ausgespült und mit lebenden zusammen ans Ufer geworfen werden. In unserem Falle waren es jedoch keine leeren Schalen, die ausgewaschen wurden, sondern sie waren bereits versteinert, als die Umlagerung erfolgte. Es wären sonst eckige, scharf begrenzte Bruchstücke von Steinkernen nicht erklärlich. Es wäre zu erwarten gewesen, daß bei nachträglicher Steinkernbildung an den Stellen, wo die Schale verletzt, z. B. eine Scheidewand nur zum Teil vorhanden war, ein allmählicher Übergang des Phosphorits in den Mergel oder wenigstens eine knollige, konkretionsartige Begrenzung der Phosphoritmasse eingetreten wäre. Statt dessen sind die Bruchflächen von derselben Beschaffenheit, wie wir sie jetzt noch an jedem Stück hervorbringen können. Also erst nachdem der Steinkern fertig gebildet war, ist er zerbrochen.

Diese Umlagerungen, zusammen mit der Oolithbildung, sprechen für bewegtes Flachwasser. Das bezeugen auch die Bohrmuschellöcher in den abgewaschenen Bifronsknollen im Liegenden der Phosphoritschicht bei Champey und Arrich, wo sie

[1]) Manchmal ist das ganze aufgeklebte Schälchen (z. B. von *Ostrea*) kaum so dick, wie nach andern Exemplaren die Ammonitenschale darunter gewesen sein muß, letztere kann also jedenfalls nicht mehr unter dem Schälchen vorhanden sein.

über etwas tiefere Schichten transgrediert. Einen weiteren Beweis für bewegtes Wasser liefert vielleicht die — trotz der Strandnähe — verhältnismäßig geringe Mächtigkeit der Schicht.

Eine Untersuchung der Faunenbestandteile führt zu keinem sicheren Ergebnis, da die Belemniten und Ammoniten als frei bewegliche Tiere nichts Bestimmtes aussagen. Eine gewisse Faciesabhängigkeit der Ammoniten scheint wiederum vorhanden zu sein, denn auffallend große Formen (*Lytoceras*, *Phylloceras*) liegen nur in der Kalkbank e. Die übrige Fauna ist recht gering an Zahl und deutet nur durch die schmarotzenden Formen der 2. Generation auf Flachwasser.

Vergleich mit Nachbargebieten.

Es fand also zu Beginn des Lias ζ, nach erfolgter Ablagerung des Posidonienschiefers, in Lothringen ein Zurückweichen des Meeres statt. Eine Trockenlegung ist zwar nicht mit Sicherheit erkennbar, aber die bereits gebildeten Schichten des unteren ζ gelangten doch wenigstens in den Bereich stark bewegten Wassers und wurden von den Wellen aufgearbeitet.

Ähnliche Erscheinungen, oft ebenfalls mit Phosphoritbildung verbunden, sind in demselben Horizont auch anderweitig bekannt. Die Belemnitenschicht von Entringen wurde bereits erwähnt. Weiter nördlich, bei Montmédy, werden phosphoritische Crassus-Schichten unter Freibleiben einer großen Lücke unmittelbar von Sowerby-Schichten überlagert. Östlich von Charleville ist nach Joly sogar das ganze Toarcien ausgekeilt, und das Obere Bajocien liegt unmittelbar auf den Costaten-Schichten des Lias δ. Bei May (Calvados) ist schon in den Bifronsschichten ein Rückzug des Meeres angedeutet, der in den folgenden Zonen noch auffälliger wird durch die geringe Mächtigkeit des sandig-mergeligen Gesteins und Zusammendrängung der Faunen der Striatulus-, Fallaciosus- und Levesqueischichten, sowie durch nachfolgende Eisenoolithbildung. In der Normandie ist das ganze Toarcien (den Schichten vom Posidonienschiefer bis zur Erzformation entsprechend) geringmächtig. Transgressionen und Regressionen des

Meeres, sowie Unebenheiten des abradierten Untergrundes brachten es mit sich, daß einzelne Horizonte ganz aussetzen. (Vergl. die Zusammenstellung bei Benecke, 10.)

Von Mâcon wird eine Crassusschicht mit teils verkiesten, teils phosphoritischen Fossilien beschrieben (Lissajous). Auch noch weiter südlich, zwischen Sion (Dép. Meurthe-et-Moselle) und Bourmont (Haute-Marne), ist der Phosphorithorizont vorhanden, aber nur in geringer Mächtigkeit und öfters unterbrochen. (7, S. 3). Bei Nancy trennt Authelin in seiner Bifronszone den obersten Horizont als »sous-zone à *Coel. crassum* (marnes à nodules phosphatées)« ab. Bleicher erwähnt hieraus »des fossiles roulées«.

Am Zentralplateau bei Thouars unterscheidet Welsch:

4. Zone des *A. toarcensis*. Mergel und Kalk; oft phosphoritische Versteinerungen.
3. Zone des *A. variabilis*. Kalk mit Eisenoolith.
2. Zone des *A. bifrons*. Oft sehr viel Eisenoolith.

Das sind (wenigstens 2 und 3) wiederum Strandnähe erfordernde Bildungen.

Bei La Verpillière (Rhône) sind nach Dumortier die Bifrons- und Opalinusschichten eng zusammengedrängt und erzführend.

Im Osten unseres Gebietes erwähnt van Werveke (130) von Merzweiler (nordwestlich von Hagenau) über der Schicht 3a seines Profils, die dem Posidonienschiefer angehört, eine wasserführende Schicht voll von Brauneisenerz, darüber Jurensisschichten. Solche »Rostschichten« deuten öfters Emersionsflächen an, sie sind z. B. südlich von Metz (bei Gaudach und Vandières) an der Untergrenze des Posidonienschiefers deutlich als solche zu erkennen.

Schiradin (115, S. 339) beschreibt die Schichten des Oberen Lias von Barr-Heiligenstein als Mergel mit phosphoritischen Steinkernen. Seine »Obere Lilliazone«, unserer Schicht f entsprechend, »erweckt ganz den Eindruck, als ob es sich um eine nach der ersten Sedimentation nochmals zerstörte und umgearbeitete Ablagerung handelte«. Schiradin denkt sogar an die

Möglichkeit einer Trockenlegung. In der Variabiliszeit ist tieferes Wasser vorhanden, um an deren Ende wieder von einer, diesmal sehr weit gehenden Regression unterbrochen zu werden. Bei Obermodern enthalten die Jurensisschichten Oolith (Janensch, **76**).

Jenseits des Rheins erwähnen Deffner und Fraas (40) von Langenbrücken über dem »Seegrasschiefer« des Ober-ε mergelige, kalkreiche Schiefer mit *Belemnites digitalis* und *oxyconus*, *Lyt. jurense* und *Gramm. radians*. Die Stücke sind verbogen und mit Serpeln und Bryozoen bedeckt; ein »Heer von Belemnitentrümmern« liegt dazwischen. Darüber folgt der Aalensis-Ton mit verkiesten Fossilien, das Ganze ist nur 2 m mächtig. Das sind deutliche Zeichen von Flachwasser in Unter-ζ. Bohrmuschellöcher im Untergrunde und Abrollung der Versteinerungen wird nicht besonders erwähnt, kann aber wohl vorhanden sein, da derartigen Erscheinungen früher wenig Wert beigelegt wurde.

Am Randen (Süd-Baden) sind in den 2—3 m mächtigen Jurensisschichten Fossilien »in Bruchstücken sehr häufig« (Deecke, **35**, S. 340). Auf Blatt Bonndorf enthalten die Schichten sogar etwas Sand (Schalch. **114**).

In der »Boller Breccie« Schwabens (Engel, **45**, S. 273) sind die Ammoniten aller 3 Abteilungen der Jurensisschichten in einer einzigen, kaum 1 m starken Bank breccienartig angehäuft. Weiter nördlich, bei Aalen, fehlen Unter- und Mittel-ζ ganz.

Massenhaft finden sich in den schwäbischen Jurensisschichten Serpeln, Austern, Bryozoen und ähnliches »Geziefer« auf den Ammonitensteinkernen (vergl. Engel, **43**, S. XCIV, Quenstedt, **105**, S. 279, T. 40, 1). Nach der Ansicht Engel's hatten sich diese »Pseudoschmarotzer« ursprünglich auf der Schale der Ammoniten angesiedelt. Diese wurde später aufgelöst und blieb nur an den Stellen erhalten, wo sie durch die aufsitzenden, aus Kalkspat bestehenden und daher schwerer löslichen Austernschälchen usw. geschützt war. Wir könnten demnach aus dem Vorkommen derartig bewachsener Steinkerne nicht auf deren einstige freie Lage auf dem Meeresboden schließen, sondern höchstens auf eine Zusammenschwemmung leerer Gehäuse auf flachen Bänken, wo

sie dann mit den genannten sessilen Formen besiedelt wurden, soweit dies nicht schon zu Lebzeiten der Ammonitentiere der Fall war.

Für unsere lothringer Verhältnisse ist diese Erklärung schon deshalb nicht anwendbar, weil manchmal die ganze Dicke einer aufgewachsenen Schale, von der Oberfläche des Ammonitensteinkerns an gemessen, nicht größer ist, als die Dicke der Ammonitenschale an der betreffenden Stelle früher war. Letztere ist also sicherlich nicht mehr unter der Überdeckung vorhanden. Einzelne kleine Serpeln sitzen sogar in Vertiefungen der Ammonitensteinkerne, die durch Auflösung oder Herausbrechen größerer Teile gebildet wurden. Hier trifft also eher der von Engel für zweifelhaft gehaltene Fall zu, daß die Bildung der Steinkerne sehr rasch vor sich ging und bald darauf schon wieder ihre Bloßlegung stattfand. (Über die Schnelligkeit der Fossilisation durch phosphorsauren Kalk vergl. S. 181.)

Jedenfalls können wir aber auch im schwäbischen Jurensismergel mit ganz flachem Wasser rechnen. Es sind Lücken vorhanden; nicht alle sonst unterschiedenen Zonen lassen sich nachweisen, und die Schichtmächtigkeit ist meist recht gering (E. Fischer, 47). Phosphoritische Fossilien (*Coeloceras crassum*) sah ich in der Stuttgarter Sammlung, wenn ich nicht irre, von Heiningen. In Franken sind diese Schichten durch nur $^1/_2$ m mächtige Mergel mit phosphorsäurehaltigen Knollen vertreten (Gümbel, 67, Bd. IV).

Für ein weiter nördlich gelegenes Gebiet, die Gegend von Dörnten am Harz, kommt Denckmann (41, 42) zu dem Ergebnis, daß zur Jurensiszeit eine Abtragung bereits gebildeter Schichten von geringem Ausmaße eingetreten ist. Die »Dörntener Schiefer«, das oberste Glied der Zone des *Hildoceras bifrons*, fehlen meistens infolge von Aufarbeitung. Nach Wunstorf (132) ist auch am Gallberg bei Salzgitter, nördlich vom Harz, der obere Teil der Dörntener Schiefer weggewaschen. Die Dispansumzone Wunstorf's = Germaineioolith Denckmann's, ist vom Harzrande bis Braunschweig als Breccie (sog. Schleweker Breccie)

voller Ammoniten- und Belemnitenbruchstücke entwickelt, stellenweise greift diese Facies noch in die Opalinuszone (Stolley, 117) über.

v. Seebach[1]) schildert die Jurensisschichten von Hannover als 2—3 Fuß mächtig und reich an oolithischen Mergelknauern.

Es läßt sich aus diesen Vergleichen erkennen, daß überall in den genannten Gebieten zu Beginn der Jurensiszeit Regressionsbewegungen im Gange sind, die sich durch Umlagerung und Ausschlämmung bereits abgelagerter Sedimente, durch Oolith- und Breccienbildung kundgeben. Die allgemeine, wenn auch nicht ganz ungestörte langsame Senkung des Meeresbodens, die besonders in Norddeutschland bereits zur Anhäufung sehr mächtiger Liasschichten geführt hat, wird durch eine, wenn auch nur kurze Zeit anhaltende Hebung unterbrochen. Die Breccienbildung deutet dabei für Lothringen nicht auf eine lange Arbeit der Brandung, die alles abgerollt und gerundet hätte, sondern auf einen ziemlich plötzlichen, katastrophenartigen Vorgang.

Man kann gegen diese Vergleiche einwenden, daß sie sich nicht überall genau auf denselben Horizont beziehen. Mit Absicht ist der allgemeine Ausdruck »Beginn der Jurensiszeit« gewählt. Es ist schwierig, insbesondere mit den östlich gelegenen Gebieten zu vergleichen, da die Gleichsetzung der Lothringer und Elsässer Jurensisschichten noch eine Streitfrage ist. Die Jurensisschichten im weiteren Sinne bestehen in Lothringen neben den besprochenen phosphoritführenden Mergeln noch aus den darüber liegenden, etwa 40 m mächtigen Tonen und sandigen Tonen mit *Harpoceras striatulum* Sow. und *fallaciosum* Bayle. Beide Ammoniten liegen nun im Elsaß noch innerhalb einer geringmächtigen Mergelserie mit phosphoritischen Fossilien, unter denen zwar das für Delm so bezeichnende *Coel. crassum* fehlt[2]), die aber sonst mit den delmer Versteinerungen ziemlich übereinstimmen. Benecke u. a. nahmen nun an, daß der ganze in Loth-

[1]) Der Hannoversche Jura. Berlin 1864.

[2]) Nur in einem Falle wurde ein verschwemmtes Bruchstück davon gefunden.

ringen 40—65 m (Algringen) mächtige Schichtkomplex den wenigen Metern der elsässischen Profile entspricht, weil die Aufeinanderfolge der Ammoniten in beiden Gebieten dieselbe ist. Sie rechnen dementsprechend die erwähnten mächtigen Tonschichten noch zum Lias. Branco (17) und van Werveke dagegen sehen darin die untersten Doggerschichten und betrachten die darin vorkommenden, sonst als leitend für obersten Lias angesehen *Grammoceras striatulum* Sow. (= *radians* Qu. z. T.), *fallaciosum, jurense* u. a. nur als Nachzügler, die über das Altersverhältnis der Schichten nichts aussagen. Ich möchte die Vermutung aussprechen, daß vielleicht die elsässischen Jurensisschichten nur Reste früher vorhandener mächtigerer Ablagerungen von mergelig-phosphoritischer Facies darstellen, die ursprünglich in ihrer Mächtigkeit den lothringer Verhältnissen näher kamen, die aber während ihrer Bildung durch mehrfach wiederholte Ausschlämmung und Aufarbeitung auf wenige Meter zusammengedrängt wurden. Jedesmal wurde das feine, schlammige Material weggeführt, die Versteinerungen blieben liegen. Spuren solcher Vorgänge lassen die Profile von Schiradin (115) und Janensch (76) erkennen. Zu Gunsten dieser Auffassung würde das bei Mardeningen (Mardigny) beobachtete Vorkommen phosphoritischer Ammoniten (*Harp. striatulum*) noch innerhalb der Tonschichten, mehrere Meter über der Phosphoritschicht sprechen.

Dacqué führt in seiner Paläogeographie (31) eine Arbeit von Stille an, wonach der »niedersächsische Uferrand« mit seiner westöstlichen Erstreckung während der Dogger-, Malm-, Unterkreide-, Senon- und Unteroligocänzeit bestanden habe, während im Perm, Muschelkalk und Lias Mulden senkrecht dazu verliefen. (Das wäre, wenn auch lückenhafter, ein ähnlicher Fall wie das bekannte Beispiel des bald Nord-Süd, bald West-Ost sich erstreckenden russischen paläozoischen Meeres, das aus unbekanntem Grunde regelmäßig in dieser Weise hin und her pendelte.) An der Grenze Lias/Dogger, wo ein Umschlag stattfand, müssen natürlich epeirogenetische Bewegungen eingetreten sein, — vielleicht dieselben, die wir soeben aus anderen Erscheinungen erschlossen haben.

Über den phosphoritführenden Schichten folgen in Lothringen die erwähnten mächtigen Tonschichten, — genau wie über dem unterliassischen Phosphorithorizont der β-Ton. Wie wir hier eine neue Überflutung annehmen müssen, so auch im Oberen Lias. Das Auftreten von Regressions- und nachfolgenden Transgressionserscheinungen in den Phosphoritzonen ist so auffällig, daß wir uns fragen müssen, ob hier ein ursächlicher Zusammenhang besteht, und ob auch andere Phosphoritvorkommen ähnliche Erscheinungen zeigen,

C. Die Bildungsweise des Phosphorits.

a) Phosphorit in Konglomeraten.

Umgelagert findet sich Phosphorit in vielen Schichten, sei es in Konglomeraten aus lauter Phosphoritgeröllen oder mit anderen Geröllen zusammen. Leider sind in der Literatur nicht immer Angaben über die Beschaffenheit der liegenden Schichten hinsichtlich der für das Verständnis der Bildungsweise so wichtigen Emersionserscheinungen enthalten. Es ist jedoch anzunehmen, daß diese in sehr vielen Fällen vorhanden sind.

Schon im Cambrium finden sich Phosphoritgerölle. Kruft (84) erwähnt in seiner Zusammenstellung cambrischer und silurischer Phosphoritvorkommen folgende hier in Betracht zu ziehenden Fälle:

Untercambrium: Phosphoritkonglomerat im Sandstein mit *Olenellus Kjerulfi* von Dalekarlien.

Basalkonglomerat des schwedischen Untercambriums mit Phosphoritgeröllen. (Nicht anstehend, nur als Geschiebe bekannt.)

Mittelcambrium: Konglomerat mit Phosphoriten an der Grenze der *Paradoxides Ölandicus*- und *Tessini*-Stufe auf Öland.

Obercambrium: Stinkkalk der *Eurycare latum*-Stufe mit phosphoritischen Stinkkalkgeröllen von Brunflo in Jemtland.

Phosphoritführendes Konglomerat von Wamb (Westergötland) aus der Stufe der *Peltura scarabaeoides*.

Phosphoritkonglomeratbänke im *Obolus*-Sandstein von Dalekarlien. — Auch in Estland 3 derartige Bänke als Strandkonglomerate. (Lagerstättenchronik vom 31. 7. 18 der Zeitschr. f. prakt. Geologie.)

Silur: Umgelagerte cambrische Phosphorite liegen in dem der untersilurischen Stufe des *Symphysurus incipiens* angehörigen glaukonitischen Kalk von Nerike und Westergötland, ebenso in dem Ceratopygekalk von Kinnekulle u. a. Orten.

Der Vaginatenkalk wird im westlichen Estland durch ein Konglomerat mit reichlichen Phosphoritgeröllen vertreten.

Aus Devon, Carbon, Perm und Trias sind mir keine entsprechenden Fälle bekannt geworden, wie denn diese Formationen überhaupt arm an sedimentär entstandenem Phosphorit sind. Zum Teil mag dies, wie Shaler (102, S. 12) meint, darauf beruhen, daß die Phosphat liefernden hornschaligen Brachiopoden und Trilobiten stark abgenommen haben bezw. ausgestorben sind, die Wirbeltiere aber noch nicht in genügender Zahl auftreten, um diese Rolle zu übernehmen. Ob das stichhaltig ist, möchte ich bezweifeln, es scheinen mir die Faciesverhältnisse der genannten Formationen an dem auffälligen Mangel an Phosphoritbildungen in den näher erforschten Gebieten schuld zu sein. Daß z. B. das deutsche Rotliegende oder das Obercarbon keine günstigen Bedingungen boten, ist nach dem früher Gesagten begreiflich. Bei der Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse ist es aber nicht unwahrscheinlich, daß an anderen Stellen der Erdoberfläche diese Bedingungen eben doch vorhanden waren.

In Deutschland treten Phosphoritgerölle erst wieder im Jura auf. Neben den aus Lothringen und den benachbarten Gebieten angeführten Vorkommen dieser Art sei auf die Liasbildungen zwischen Harz und Eggegebirge hingewiesen, aus denen Brandes zahlreiche Funde von angebohrten Phosphoritknollen auf sekundärer Lagerstätte beschreibt (18).

Sehr zahlreich sind Phosphoritkonglomerate, meist glaukonitführend, in der Kreide. Phosphorite mit Liasfossilien liegen als Transgressionskonglomerat zusammen mit Brauneisengeröllen auf dem abgewaschenen und angebohrten Meeresboden der Hilszeit (z. B. bei Salzgitter nach Denckmann, 41). v. Linstow berichtet von aufgearbeiteten, angebohrten Phosphoritgeröllen im Mucronatensandstein von Stettin (93). Die meisten und eingehendsten Beobachtungen dieser Art haben die nordfranzösischen Kreidebildungen erlaubt. Sie sind in den Annales de la soc. géol. du Nord und im Bulletin de la soc. géol. de la France niedergelegt.

Bei Machéromenil liegen über dem Coralrag transgredierend Kreideschichten mit *Ostrea vesiculosa*, an deren Basis sandige Phosphorite (»coquins de sable«) angehäuft u. z. T. an der Oberfläche des Coralrag festgekittet sind (8).

Wo die »sables de Hardoye« unmittelbar auf der »gaize à *A. mammillaris*« liegen (also eine Schichtlücke nachzuweisen ist), ist die »gaize«[1]) tief ausgewaschen, und Fossilien und Kalkknollen liegen an der Basis der Sande (8).

Die Unterlage der Phosphorite von Orville und Beauval ist vielfach erhärtet und voller Bohrgänge.

Gosselet gibt (57, 346) ein Profil von Sénercy bei Séry-les Mézières mit einer muldenförmigen Auswaschung von Kreideschichten. Der Boden dieser Rinne besteht aus erhärteter und angebohrter Kreide, darüber sind Phosphoritknollen angehäuft. Dasselbe gilt von Fresnoy-le-grand (56). Hier reichen die Bohrgänge bis 1 m tief und sind mit phosphoritischer Kreide erfüllt, die Phosphoritgerölle sind mit Austern, *Spondylus* und Serpeln bewachsen und oberflächlich wie lackiert. Ähnlich ist es bei Roisel (61) und Haravesnes (59), bei Hem-Monacu, Etaves und Ponthieu (58). Douxami beschreibt dasselbe von Templeux-la-Fosse. Auf belgischem Gebiet liegt das von Cornet untersuchte Phosphoritvorkommen von Mons mit seinem »poudingue-base de

[1]) gaize = eine Art verkieselten Kalkes.

nodules phosphatés« über der »craie phosphatée« der Maastrichter Stufe.

Die Cenomangrünsande von Bedfordshire bei Cambridge enthalten an ihrer Basis phosphoritische Gerölle mit Versteinerungen aus Kreide, Malm und Carbon (zit. b. Stutzer). Bei Ely nördlich Cambridge liegt ein entsprechendes Konglomerat im Gault, es enthält u. a. viele Schwämme. Auch russische Vorkommen (Gouvernements Saratow, Rjäsan, Kiew, Moskau-West sowie Podolien) gehören hierher. (Vergl. Referat N. J. 1912, II, S. 335—339).

Im Tertiär enthält der unteroligocäne Grünsand von Helmstedt und Harzburg mehrere Bänke von Phosphorit-Konglomerat (123). In Schleswig-Holstein sind nach Stolley (118) die tertiären Phosphorite da am häufigsten, wo die phosphoritische Kreide fehlt und sofort harte Mucronatenkreide erbohrt wurde. — In Suffolk liegt eine Phosphoritgeröllschicht zwischen dem eocänen Londonton und dem Pliocän. — Das Liegende der reichen Lager in Tunis und Algier zeigt Bohrlöcher und Austernbänke (Stutzer, 120).

In Sampson County (Nord-Karolina) werden eocäne Mergel von einer Schicht gerollter Phosphorite mit dazwischen befindlichen unbeschädigten Muscheln — das Ganze in sandigem Zwischenmittel — überlagert; in Neu-Hannover und Pender County (ebenda) ist tertiäres Phosphoritgeröll durch Kalk verbunden (102, 71 ff.). Gay Head (Martha's Vineyard) zeigt angebohrte Phosphorite in Grünsand.

Zerstreut liegen Phosphoritgerölle auch im norddeutschen Diluvium, rezent finden sie sich am Strande von Greifswald.

Obgleich diese Beispiele nur eine Auswahl aus sehr vielen ähnlichen Fällen darstellen, ergibt sich doch, daß Phosphorit in Form von Geröllen weit verbreitet ist. Es erhebt sich die Frage, ob deren Phosphorsäuregehalt in ursächlichem Zusammenhang steht mit der Bildung der Gerölle, oder ob die Phosphorite als zufällige Bestandteile in die Konglomerate hineinkamen.

b) Entstehung phosphoritführender Konglomerate.

Betrachten wir die Kiesablagerungen der Selle (Seille), die z. B. bei Selzeck (Coin-Cuvry) einige Meter über dem Fluß aufgeschlossen waren, so finden wir darin hauptsächlich Kalk- und Mergelgerölle, sowie abgerollte Gryphaeenschalen, daneben auch Sandsteinbröckchen. Da und dort liegt auch ein Phosphoritgeröll aus dem Unteren Lias. In höher gelegenen Terassen dagegen, z. B. auf dem Rücken zwischen Loveningen (Louvigny) und Kemnat (Cheminot), 30 m über der Talsohle, ist von all dem nur ein gelbbrauner Lehm mit reichlichen Brauneisenknöllchen und nußgroßen kreidigen Phosphoriten übrig geblieben. Das atmosphärische Wasser hat den Kalk unter Zurücklassung des eisenschüssigen Lehms gelöst, auch die Phosphorite ausgelaugt, so daß sie porös und leicht wurden, aber ganz wurden sie wegen der geringen Löslichkeit des phosphorsauren Kalks nicht zerstört. (Nach Bischof ist Apatit in mit Kohlensäure gesättigtem Wasser im Verhältnis 1 : 393000 löslich, der Phosphorit von Sandaucourt nach Braconnier im Verhältnis 1 : 91000, Kalk dagegen 1 : 1000.) Wir haben also eine »chemische Anreicherung« von Phosphorit.

In Florida wird Phosphorit (»River pebble«) aus Flüssen durch Baggern gewonnen. Das ursprünglich die Knollen umschließende tonig-mergelige Gestein wird von dem fließenden Wasser viel leichter zerstört als die Knollen selbst; letztere werden daher in den Flußbetten mechanisch als »Phosphatseife« angereichert, die sich immer wieder erneuert.

Zweifellos sind auch unter den angeführten fossilen Beispielen solche, wo der Phosphorit als härtestes oder chemisch widerstandsfähigstes Material bei der Umlagerung von Schichten erhalten blieb, während das Zwischenmittel herausgewaschen wurde. So z. B., wo phosphoritknollenführender Kreidegrünsand im Tertiär aufgearbeitet wurde. Öfters wird aber auch eine nachträgliche Zufuhr oder wenigstens Anreicherung der Phosphorsäure angenommen (z. B. Denckmann, 41: Die Phosphorsäure scheint mit Hilfe der Zersetzung organischer Stoffe

»die Kohlensäure der eingebetteten Kalkknollen verdrängt und diese dadurch zu Phosphoriten umgewandelt zu haben«).

c) Vergleich mit den Verhältnissen des untersuchten Gebiets.

Bei unserem β-Phosphat sprechen für Auswaschung aus tieferen Schichten die schon früher (S. 145) angeführten Gründe. Die in dem Arcuatenkalk steckenden Phosphorite sind jedoch stets ziemlich kalkig (Analyse 9, S. 132). Es muß also eine Anreicherung an Phosphorsäure stattgefunden haben, und zwar nicht nur eine relative wie beim Verwittern infolge der Auslaugung der Carbonate, sondern es fand ein Ersatz des kohlensauren Kalks durch Phosphat aus dem umgebenden Meerwasser statt, naturgemäß am stärksten in den randlichen Teilen der Knollen (vergl. Analyse 8, S. 132); z. T. hat sich auch phosphorsaurer Kalk unmittelbar auf der Oberfläche der Knollen abgesetzt.

Da die auf den Knollen aufgewachsenen Fossilien gleichzeitig mit der Phosphoritausscheidung lebten — denn sie sitzen z. T. auf der phosphorsäurereichen, lackartigen Rinde der Knollen, z. T. sind sie selbst davon randlich überwuchert — kann diese Abscheidung nicht innerhalb des Bodenschlammes vor sich gegangen sein, wo ja diese Tiere nicht leben konnten, sondern die Knollen lagen frei auf dem Meeresgrunde (wie die rezenten Tiefseephosphorite).

Die aus abgerollten und umgewandelten Kalkbrocken bestehenden, noch ziemlich kalkreichen Knollen liegen, wie besonders Profil F (Sillingen) S. 121 zeigt, in etwas tieferem Niveau als die 2. Art, die schlackenförmigen, unmittelbar aus dem Wasser ausgeschiedenen Konkretionen.

(Daß nicht etwa umgekehrt der Phosphorit des Gryphitenkalks von dem darüber liegenden Geröllhorizont abstammt, wird dadurch bewiesen, daß sein Vorkommen an Versteinerungen oder deren nächste Nähe gebunden ist. Dazu kommt das Fehlen aller phosphoritischen Kluftausfüllungen, sowie das Vorkommen einzelner phosphoritischer Pleuromyen schon im untersten Gryphitenkalk.)

Aus dem oberliassischen Phosphorithorizont sind mir

bisher keine Beobachtungen bekannt, die auf eine nachträgliche Anreicherung an Phosphorsäure während der Umlagerung schließen lassen.

d) Herkunft der Phosphorsäure.

Über diese Frage sind schon sehr viele und verschiedenartige Ansichten geäußert worden. Von den gangförmigen Vorkommen können wir hier ganz absehen und uns auf die Fälle beschränken, wo der Phosphorit marinen Schichten eingeschaltet ist.

Während früher auch in solchen Fällen häufig an anorganischen Ursprung der Phosphorsäure gedacht wurde, hat man in den letzten Jahrzehnten, wohl im Anschluß an die Ergebnisse der Tiefseeforschung, Organismen zur Erklärung herbeigezogen. Der großen Verbreitung sedimentärer Phosphoritlagerstätten in Nordfrankreich und Belgien entsprechend, haben sich besonders französische und belgische Geologen mit dieser Frage befaßt. Ihre Ergebnisse sind in den Annales de la societé géol. du Nord, sowie im Bulletin de la soc. géol. de France niedergelegt.

Auf der Beobachtung fußend, daß die Sommephosphate einen Fluorgehalt besitzen, der dem des Apatits entspricht, haben Lasne (87) und Dieulafait angenommen, daß dieselben nichts anderes darstellen als den bei der Verwitterung vom Wasser aufgelösten und im Meere wieder ausgefallenen Apatit von Massengesteinen.

Munièr-Chalmas (98) hat demgegenüber betont, daß noch gar nicht soviel Apatit im Laufe der Erdgeschichte der Verwitterung zugänglich war, als seit dem Silur in Form von Phosphorit abgelagert wurde. Er kommt zu der Ansicht, daß Tiere die Phosphorsäure geliefert haben. Aber man muß demgegenüber doch fragen: Woher hatten denn diese Tiere die Phosphorsäure? Im Grunde doch ebenfalls aus dem Apatit der Gesteine.

Lasne wurde auch von Carnot angegriffen (21), der darauf hinwies, daß ursprünglich fluorfreie Knochen Fl aus verdünnten Lösungen aufnehmen können und so das Apatitmolekül bilden.

Da Phosphorit so häufig mit Glaukonit zusammen vorkommt, letzterer aber von kalireichen, also orthoklasführenden Tiefenge-

steinen abhängig zu sein scheint (Murray, 99), habe ich festzustellen versucht, ob etwa diese Gesteine auch an Phosphorsäure besonders reich sind und so das Zusammentreffen der beiden Mineralien erklären könnten. Das Ergebnis war unbefriedigend. Die verwendeten etwa 140 Analysen (aus Rosenbusch, Elemente) ergaben, daß zwar Granit gegenüber den nächst basischeren Tiefengesteinen mehr P_2O_5 enthält, daß aber der Phosphorgehalt nach dem Gabbro hin wieder stark zunimmt und sogar die beim Granit gefundenen Zahlen noch weit übersteigt. Immerhin enthält auch der Granit mehr Phosphorsäure, als i. a. die Sedimentgesteine davon besitzen.

Grossouvre u. a. haben unterseeische Quellen für die Zufuhr der Phosphorsäure verantwortlich gemacht (66). Auf dem Festlande sind in der Tat Quellen bekannt, die heute noch Calciumphosphat abscheiden, z. B. in Tennessee (113). Weit ausgedehnte, dabei nur geringmächtige marine Phosphoritlager können aber kaum auf diese Weise gebildet werden.

Hier hat eine andere Ansicht mehr Wahrscheinlichkeit für sich, die vereinzelt schon früher, hauptsächlich aber in den letzten 30 Jahren vertreten worden ist, nämlich daß die Lebewesen des Meeres die Urheber der Phosphoritbildungen sind.

Nach Cornet und Renard sind die Phosphoritkörnchen der Phosphatkreide von Ciply in Belgien nichts anderes als Knochensplitter und sonstige organische Trümmer (108). Es müssen aber auch Lösungen zirkuliert haben, z. B. wurde Treibholz mit Phosphat imprägniert (29).

Credner (30) wies 1895 für die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns nach, daß sie durch Wechselwirkung zwischen dem phosphorsauren Kalk der Knochen und dem kohlensauren Kalk der Molluskenschalen durch Vermittlung der Verwesungsprodukte gebildet wurden, und zwar alsbald nach der erfolgten Sedimentation.

Meunier (97) nimmt für die Senonphosphate von Nordfrankreich an, daß die Zersetzung von Organismen Calcium-Ammonium-Phosphorsalze erzeugt habe. Deren Lösungen seien beim

Durchsickern des unterlagernden Sediments in Form von Knollen ausgefällt worden, die nach und nach allen phosphorsauren Kalk der umgebenden Kreide auf sich konzentrierten. Später erfolgte noch eine weitere Anreicherung durch eine »dénudation sousterraine«.

Thomas schildert (**121**) die Phosphate von Tunis als eine sehr fossilreiche, küstennahe Bildung organischen Ursprungs.

Hayes (**71**) läßt die Tennesseephosphate durch Anhäufung organischer Stoffe am Grunde von Flachwasser entstehen, denn nur in solchem ist die beobachtete Zusammenschwemmung und Umlagerung zu erklären.

In Südkarolina wurden nach Holmes (zit. b. Stutzer) eocäne Mergel (Unterstes Eocän) durch Erosion und Bohrmuscheltätigkeit zertrümmert und mit Tierresten zusammen in einer Salzlagune angehäuft. Landtiere, vom Salz angelockt, kamen hinzu und vermehrten nach ihrem Tode noch die Menge der organischen Stoffe. Aus der so gebildeten Lauge schied sich Phosphat aus und bildete Knollen.

W. Harvey und Mc. Nairn (**70**, S. 513) stellen sogar den Satz auf: Jedes bekannte Phosphatlager, ausgenommen der eigentliche Apatit, ist unmittelbar oder mittelbar organischen Ursprungs.

In der Gegenwart bildet sich Phosphat organischer Herkunft noch in der Tiefsee, wo durch Zusammentreffen kalter und warmer Ströme viele Tiere absterben und bei ihrer Zersetzung Phosphorsäure liefern (Murray-Renard, **99**), ferner auf vielen Koralleninseln, wo der Korallenkalk durch die aus dem überlagernden Guano ausgelaugten Lösungen in phosphorsauren Kalk umgewandelt wird. (Vergl. die Zusammenstellung bei Stutzer (**120**).)

Auch für unsere Liasphosphorite ist die Entstehung durch Vermittlung von Organismen als sicher anzunehmen. Von Klüften, die etwa phosphorsäurehaltige Quellen herbeigeführt haben könnten, ist nichts nachzuweisen. Die große horizontale Ausdehnung der Phosphoritlager bei geringer Mächtigkeit sowie ihre Horizont-

beständigkeit sprechen für eine Entstehung im Zusammenhang mit der Sedimentation, und die zahlreichen Versteinerungen, an welche die Phosphorsäure gebunden ist, lassen kaum noch einen Zweifel an ihrer Mitwirkung an der Entstehung des Phosphorits.

Verbreitung der Phosphorsäure in der Natur.

Die Schalen, Panzer, Knochen, Zähne und Schuppen der verschiedensten Tierklassen enthalten Phosphorsäure, ebenso deren Weichteile.

Die Hauptmasse der Muskeln und des Blutserums besteht aus Eiweiß. Die bisher untersuchten eigentlichen Eiweißstoffe enthalten z. T. 0,42—0.85 vH. P_2O_5 in der aschefreien Substanz. Von den Proteiden sind die Nukleoproteide und Glykoproteide sowie die Nukleinsäure phosphorhaltig, letztere, woraus z. B. die Fisch-»Milch« besteht, enthält über 9 vH. P_2O_5. Unter den Albuminoiden endlich kommt das Reticulin, wozu das tierische Fibroin, Spongin, Conchyolin und der Byssus gehören, in Betracht. (Vergl. **69.**) Unter den Aschebestandteilen des Fleisches unserer Haustiere steht Phosphorsäure an erster Stelle. Es wird dadurch verständlich, daß bei solchen Versteinerungen, die noch die Muskelstruktur erkennen lassen, phosphorsaurer Kalk[1]) das Versteinerungsmittel ist. Ist auch der Prozentgehalt der Weichteile an Phosphaten nicht bedeutend, so stehen diese doch, nachdem die Kohlenstoffverbindungen durch die Verwesungsvorgänge entfernt sind, an erster Stelle. Da die Kohlenstoffverbindungen nicht durch andere Stoffe ersetzt werden, sondern der Körper mit ihrem Ausscheiden sein Volumen verringert und unter dem Druck des aufgelegten Sediments flach gedrückt wird, bleibt der phosphorsaure Kalk, der bei Cephalopoden schon in den lebenden Muskelmassen als solcher vorkommt, im übrigen beim Verwesen als das schwerstlösliche Phosphat gebildet wird, übrig. Der Versteinerungsprozeß ging also

[1]) So beschreibt Fraas (Württ. Jahreshefte 45, 1889) einen Tintenfisch, v. Ammon (Kleiner geol. Führer durch einige Teile der fränk. Alb, 1899) eine *Chimära* in diesem Erhaltungszustande.

hier vor sich, noch ehe die Muskelstruktur zerstört war, — einen ähnlich raschen Vorgang müssen wir auch für die phosphoritischen Muscheln nnd Ammoniten annehmen.

Das Blut der Säugetiere enthält 1—1,8 vT. P_2O_5, das Gehirn etwa 1 vT., das Blut der Krebse ist reich daran.

Pflanzenfressende Tiere scheiden Phosphorsäure durch den Darm und die Nieren aus. Darm- und Blasensteine bestehen großenteils aus Phosphaten von Ca, Mg und NH_4. Bekannt sind die phosphoritischen »Koprolithen«, versteinerte Fisch- und Saurierexkremente, sowie der phosphorreiche Guano.

Weit mehr Phosphorsäure enthalten aber die tierischen Hartteile. Knochen verschiedener Säugetiere ergaben in der Asche 83,9—90 vH. Calciumphosphat (**69**). Das Zahnbein und besonders der Schmelz sind noch reicher daran. Fossile Knochen sind häufig phosphoritisch.

Fischknochen sind ziemlich knorpelig und wasserhaltig, daher verhältnismäßig arm an phosphorsauren Salzen und leicht zersetzlich.

In rezenten Krebspanzern finden sich 6—7 vH. P_2O_5, bei *Squilla* sogar 17,66 vH. (Kelly und Schmidt in Kruft, **84**), bei Trilobiten 17—20 vH. Die Krebspanzer sind infolge ihrer porigen Beschaffenheit ebenfalls leicht löslich.

Nautilus- und *Orthoceras*-Schalen, jedenfalls auch die Ammonitengehäuse, enthalten phosphorsauren Kalk, ebenso die Schalen der Schnecken und Muscheln, letztere bis zu 7—8 vH., besonders in den neugebildeten Schalenteilen. Der Pteropodenschlamm ergab bei den Challengerproben 2,41—2,44 vH. Kalkphosphat (**124**, 680).

Die Schale der hornigen Brachiopoden baut sich hauptsächlich aus phosphorsaurem Kalk auf. *Lingula anatina* enthält nach Kopp und Will (**111**, S. 616) 42,29 vH. Calciumphosphat, 5,83 vH. Eisen- und Magnesiaphosphat, 6,83 vH. Calciumcarbonat und 45,20 vH. organische Substanz, *Lingula ovalis* ergab geglüht 85,79 vH. Kalkphosphat (**111**, I, Nachtrag 616). Sahlbom erhielt bei *Lingula* 23,2 vH. P_2O_5, bei silurischen *Obolus*-Schalen

von Vikarbyn (Dalekarlien) 36,54 vH. *Obolus Apollinis* Eichwald aus dem Obercambrium von Esthland ergab 28,10 vH. P_2O_5.

Von Echinodermen sind nur geringe Reste in phosphoritischen Gesteinen zu finden. Sie scheinen die phosphoritbildende Facies gern zu meiden, ähnlich wie die Seeigel in pyritführenden Gesteinen selten sind. (**36**, III.)

Das phosphorhaltige Spongin der Schwämme wurde schon genannt. Der Badeschwamm erzeugt ein Jodospongin mit 9 vH. Jod (**69**). Dies könnte vielleicht den Jodgehalt mancher Phosphorite erklären (z. B. im vogtländischen Silur, vergl. 84).

Daß auch die Protozoen Phosphor enthalten, ist bekannt. Damit stimmt überein, daß bei rezenten Phosphoritknollen die erste Anlage der Konkretionen oft im Innern eines Foraminiferengehäuses liegt (**99**). Vermutlich hat der verwesende Schaleninhalt dabei mitgewirkt. Radiolarienerde zeigt mit 0,65 vH., Globigerinenschlick mit 0,58 vH. P_2O_5 bedeutend höhere Werte als der Blaue Schlamm und der Rote Ton [mit 0,21 bezw. 0,30 vH. P_2O_5 (Mittel der Challengerproben)].

Von Landpflanzen seien nur die Getreidearten erwähnt, bei deren Samen die Phosphorsäure den Hauptbestandteil der Asche ausmacht. Auch die Asche von Hölzern enthält 4,5—28,5 vH. P_2O_5 (**75**).

Algenasche ergab im Mittel der Analysen der Challengerexpedition 1,09 vH. $Ca_3P_2O_8$.

Naturgemäß muß das Meerwasser, aus dem die Meerespflanzen und mittelbar auch die Meerestiere ihre Phosphorsäure entnommen haben, auch eine gewisse Menge davon enthalten. Es liegen mir nur einige ältere Angaben vor (**111**, I, S. 505 und 529/30). Es enthielten Proben aus dem offenen Ozean zwischen 2,3 Millionstel[1]) und 5,6 Millionstel Kalkphosphat[2]), solche aus den flachen europäischen Meeren bedeutend mehr (bei Bergen 16,5 Millionstel). Hängt vielleicht dieser höhere Wert mit dem größeren Tierreichtum der kälteren Meere zusammen? Krümmel

[1]) Socotora.

[2]) Zwischen Singapore und Saigon.

(Ozeanographie, I, S. 323) bestreitet aber die Richtigkeit dieser Zahlen aus dem Grunde, weil das Wasser, wenn es bei der Probeentnahme nicht gleich von den organischen Stoffen durch Filtrieren befreit wird, durch deren Verwesung phosphorsauren Kalk aufnimmt und dann zu hohe Werte gibt. Er gibt (nach E. Raben) den Gehalt des Ostseewassers im Februar und Mai zu 0,14—0,25, im Herbst zu 1,46 Millionstel P_2O_5 an. Jedenfalls sind alle diese Zahlen so niedrig, daß man sich kaum vorstellen kann, daß aus so verdünnten Lösungen Kalkphosphat rein anorganisch ausgeschieden worden sein soll, selbst wenn man den Lösungsgenossen eine bedeutende Rolle dabei zuweist[1]). Es müssen besondere Bedingungen dazu kommen.

e) Chemische Vorgänge bei der Bildung des Phosphorits.

Es wäre denkbar, daß in dicht bevölkerten Meeresteilen durch massenhaftes Absterben von Tieren örtlich der Sättigungsgrad des Wassers an Phosphaten erreicht wird. Eine kleine Schwankung der Nebenumstände könnte dann das Ausfallen von phosphorsaurem Kalk bewirken. Walther (124, 700) schreibt ganz kurz: »Die Organismenreste werden durch die Tätigkeit des Seewassers aufgelöst, und der mitgelöste phosphorsaure Kalk wird zuerst im Innern von Rhizopodenschalen ausgeschieden. Die Phosphatmasse wächst allmählich aus der Schale heraus, neben einander liegende Konkretionen verschmelzen mit einander, und allmählich bilden sich Knollen von beträchtlicher Größe«.

Meist werden chemische Umsetzungen angenommen, nicht nur einfache Lösung.

Kruft (84) denkt sich den Vorgang so: Die Fäulnis abgestorbener Tier- und Pflanzenkörper liefert CO_2; diese löst das Carbonat der Schalen, dafür tritt Kalkphosphat aus dem Wasser zu. Dies geht solange weiter, als das Wasser Phosphat ab-

[1]) In einer 2 vT. Kochsalzlösung sind z. B. immerhin 0,0457 vT. phosphorsaurer Kalk löslich (Liebig zitiert bei Roth, I, S. 57). Die Löslichkeit im Meerwasser scheint nicht genauer bekannt zu sein, wenigstens habe ich keine Angaben gefunden.

scheidet. Die phosphoritisierten Hartteile wirken dann wieder als Anziehungspunkte für weitere Spuren von Phosphorsäure im Wasser.

Gautier hat Ammoniumphosphat und Kreide in ammoniakalischer Lösung auf einander einwirken lassen und dabei neben saurem auch dreibasischen phosphorsauren Kalk erhalten. Credner (30) kommt für die Phosphorite des Leipziger Mitteloligocäns zu dem Schluß, daß das Carbonat der Muschelschalen mit dem Phosphat der Knochen dieser Schichten in Reaktion getreten sei, um die phosphoritischen Steinkerne zu erzeugen. Beim Verwesungsprozeß entsteht $(NH_4)_2CO_3$. Wo dies im Überschuß vorhanden ist, löst es den phosphorsauren Kalk der Knochen unter Zurücklassung von $CaCO_3$. Wo dagegen letzteres im Überschuß ist, wie z. B. an Muschelschalen, wird der Vorgang wieder umgekehrt und das Calciumphosphat fällt aus, während das Ammoniumcarbonat zurückgebildet wird. Durch Versuche hat Credner die Möglichkeit dieser Vorgänge erwiesen.

Auch Collet denkt an die Bildung von Ammonphosphat (24), das dann in Berührung mit Kalkschalen Kalkphosphat ergibt. Dabei werden die Schalen pseudomorphosiert; sie verlieren ihre Doppelbrechung und bilden Ansatzpunkte für die Ausscheidung von weiterem Phosphat.

In unserem Falle sind die Schalen im allgemeinen verschwunden; wo in dem β-Phosphorithorizont noch Reste davon auf den Steinkernen erhalten sind, bestehen sie aus kohlensaurem Kalk, ebenso die im Innern der Knollen eingebackenen kleinen Schalentrümmer. Es ist also keine Umwandlung der Schalen in Phosphorit nachzuweisen. Die Hauptträger der Phosphorsäure fehlen; denn von Wirbeltieren fand sich in dem β-Phosphat keine Spur, nicht einmal Fischschuppen oder -zähnchen. Wo im tieferen Teile der Gryphitenkalke Saurierwirbel gefunden werden (Angulatenschichten), da zeigen diese keine Spur von Auflösungserscheinungen, obgleich in demselben Horizont bereits schwach phosphoritische Schwämme und Muscheln auftreten, auch die *Lingula*-Schalen der »*Lingula*-Bank« sind wohlerhalten. Das

Gleiche gilt von dem vereinzelt im Innern eines Schwammes steckenden Krebsrest.

In dem oberliassischen Phosphorit fand sich ein einziger Wirbel, und auch dieser war nirgends angeätzt.

Wir können daher keinen der oben genannten Vorgänge für die Erklärung unserer Vorkommen heranziehen. Das einfachste scheint vielmehr, die in beiden Horizonten massenhaft vorhandenen Wirbellosen als Quelle der Phosphorsäure zu betrachten.

Cornet hat die Vermutung ausgesprochen, daß der chemische Vorgang, der es den Meeresorganismen ermöglicht, aus dem Meerwasser, bezw. der Nahrung, die darin befindlichen geringen Mengen Phosphorsäure herauszuziehen und aufzuspeichern, auch in dem toten Körper noch ähnlich weiterwirkt.

Carnot (21, S. 172) hat folgende Versuche angestellt: 10 Muscheln, deren Weichkörper im Mittel 14 mg Asche enthielt, wurden von den Schalen gelöst und in eine verschlossene Flasche mit 1,5 l kohlensaurem Wasser gebracht unter Zufügung von 45 g gefälltem dreibasischem Calciumphosphat. Nach 50 Tagen hatte sich die Menge der Aschenbestandteile auf 31,4 mg pro Muschel erhöht, davon waren 86,88 vH. $Ca_3P_2O_8$, 11,18 vH. $CaCO_3$.

Ein zweiter Versuch wurde mit destilliertem Wasser ausgeführt, dem 2 g Ammoniumcarbonat und 5 g Calciumphosphat zugesetzt waren. Holz mit ursprünglich 0,44 vH. Asche von 4,07 vH. P_2O_5 ergab nach 7 Monaten 0,33 vH. Asche, aber mit 7,75 vH. P_2O_5.

Bei Verwendung von kohlensaurem Wasser erhöhte sich die Aschenmenge auf 0,66 vH. mit 24,25 vH. P_2O_5.

Besonders hoch wurde der Phosphatgehalt, wenn das Wasser in offener Flasche mehrmals verdunsten konnte und wieder aufgefüllt wurde. (Nach 7 Monaten 2,51 vH. Asche, wovon 38,57 vH. P_2O_5 und 52,27 vH. CaO.)

Mit der Zeit können auf diese Weise organische Stoffe immer mehr phosphoritisiert werden.

Es ist bedauerlich, daß nicht auch Parallelversuche mit See-

wasser unternommen worden sind, denn die darin enthaltenen übrigen Salze hätten jedenfalls das Ergebnis beeinflußt und den natürlichen Verhältnissen genähert. Daß indessen das Prinzip richtig ist und Phosphat auch im Meerwasser durch organische Stoffe fixiert werden kann, geht aus einer Beobachtung von Cornet (29) hervor. Dieser fand in der Phosphatkreide von Ciply einen 4 m langen Treibholzstamm, der von einer 20—30 cm breiten Zone dunkler gefärbter Kreide umgeben ist. In dieser Zone sind die in der Phosphatkreide allgemein verbreiteten kleinen Phosphoritkörner außen noch von neu gebildetem, aus Lösungen abgeschiedenem Phosphat umhüllt. Nur die Einwirkung des verwesenden Holzes kann diese Abscheidung bewirkt haben, und zwar geschah dies schon während oder bald nach der Sedimentbildung, ehe noch das Holz ganz zersetzt war.

Wenn auf solche Weise einmal ein Kern von Phosphorit gebildet war, hat sich auch das weiter ausgeschiedene Phosphat immer wieder auf diesem Ansatzpunkt niedergeschlagen, ähnlich, wie wenn ein Krystall aus einer Lösung weiterwächst. Es bilden sich so konkretionäre Ausscheidungen um die ursprünglichen Versteinerungen.

Wie Gümbel (68) zu zeigen gesucht hat, kann auch noch im fertigen Sediment ein fein verteilter Phosphatgehalt nach gewissen Ausscheidungspunkten hin wandern, und Kruft hat (84) für das Vogtland bewiesen, daß in dem dortigen obersilurischen Schiefer ein gewisser Phosphatgehalt verteilt ist, der an den Stellen fehlt, wo sich Phosphoritkonkretionen gebildet haben. Sie haben die Phosphorsäure ihrer Umgebung auf sich konzentriert.

Ähnliche Vorgänge mögen in geringem Grade auch in unserem Falle mitgewirkt haben.

f) Die Bildungsweise unserer liassischen Phosphorite.

Die Entstehungsgeschichte unserer unteren Phosphoritschichten mag etwa folgende gewesen sein:

In dem flachen, ziemlich warmen (103, S. 145) Meere der Arietenzeit lebte eine reiche Tierwelt. Von dieser haben uns nur

die mit Hartteilen ausgestatteten Formen ihre Reste hinterlassen, also Ammoniten, Belemniten, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden und Seelilien. Die übrigen sind nach ihrem Tode verwest, oder sie dienten anderen Tieren zur Nahrung. Auch die Weichteile der beschalten Tiere wurden meist aus den Schalen herausgefressen, z. B. durch aasfressende Schnecken oder Krebse. So wurden die Gehäuse mit Schlamm erfüllt. Manchmal aber blieb der Weichkörper auch länger erhalten, wie z. B. bei den grabenden Pleuromyen, die allseitig vom Schlamm umhüllt vor den Aasfressern geschützt waren, gelegentlich auch bei anderen Arten. Manche Tiere, die wie die Schwämme schon bei Lebzeiten wenig Liebhaber fanden (124, II), blieben auch nach ihrem Tode unberührt und begannen langsam zu verwesen. Das verwesende Eiweiß, vielleicht auch das Spongin, beide an sich schon phosphorsäurehaltig, schlugen nun die geringen Phosphatmengen des Wassers auf sich nieder. Der eindringende kalkig-tonige Schlamm vermischte sich mit diesen Verwesungsprodukten, und so entstand als Versteinerungsmittel ein phosphorsäurehaltiger, mergeliger Kalk. (Vergl. Analyse 9, S. 35.)

Neue Schichten bauen sich darüber auf. Es entsteht eine Schichtfolge von halbverfestigtem Kalkschlamm und Mergel mit kalk- oder mergelerfüllten, ausnahmsweise schwach phosphoritischen Versteinerungen.

Das Meer wird immer flacher (vergl. S. 144), die Sedimente kommen zuletzt in den Bereich der Wellen und werden in ihren obersten Schichten aufgearbeitet.

Bei dieser Gelegenheit erweisen sich die phosphoritischen Versteinerungen als besonders widerstandsfähig, sowohl gegen Auflösung wie gegen Abrollung. Sie bleiben erhalten, während der Mergelschlamm weggespült und auch der halbverfestigte Kalk großenteils zerstört wird. Nur härtere Brocken davon, sowie namentlich die dicken Gryphaeenschalen und harte Belemnitenrostra bleiben erhalten. Stellenweise werden die ganzen Acutusschichten aufgearbeitet.

In dem Seichtwasser siedeln sich auf den härteren Knollen

und Schalen die schmarotzenden Serpeln, Austern, Plicateln und Crinoiden an. Bohrmuscheln *(Fistulana)* schaffen sich ihre birnförmigen Höhlungen in den Knollen, Bohrschwämme (*Clione*) greifen namentlich die Schalen an. In dem halbfesten Untergrunde leben bohrende Würmer. Mit dem weiteren Zurücktreten des Meeres müssen Verhältnisse eingetreten sein, die vielleicht mit dem Wattenmeer zu vergleichen sind. Einzelne Stellen ragten zeitweise aus dem Wasser und erhielten Fließrinnen, wenn sich bei Ebbe das Wasser zurückzog, andere bekamen Wellenfurchen. Wahrscheinlich war keine ungehinderte Verbindung mehr mit dem offenen Meere vorhanden. Die Tierwelt stirbt unter den veränderten Verhältnissen (Veränderung des Salzgehaltes, der Temperatur usw.) größtenteils ab. Die Weichteile erfüllen das Wasser mit ihren Verwesungsstoffen. In der Hauptsache entstehen bei der Verwesung neben Wasser flüchtige Stoffe, wie Ammoniak und Kohlensäure. Die phosphorsauren Salze bilden mit dem reichlich vorhandenen kohlensauren Kalk Calciumphosphat als das schwerstlösliche Salz. Die freigelegten, bereits phosphorsäurehaltigen Versteinerungen nehmen auf diese Weise durch Verdrängung von Kohlensäure weitere Phosphorsäure auf. Auch reine Kalkknollen werden von der Oberfläche ausgehend pseudomorphosiert. Ja, in den höheren Schichten scheidet sich infolge weiterer Einengung unmittelbar phosphorsaurer Kalk auf der Oberfläche der Knollen ab, die den Knollen aufgewachsenen Austern werden randlich davon überwuchert. Leere Schalen werden von Phosphoritschlamm erfüllt, die Schalen erweicht und z. T. aufgelöst.[1]) Wo eine Strömung diese halbfesten Steinkerne erfaßte, wurden sie gerollt und erhielten Eindrücke. Manche wurden auch wieder von Schmarotzern besetzt, die es anscheinend am längsten unter den veränderten Bedingungen aushielten. (Vergl. die Lagune von Cette, wo u. a. auch reichlich Austern und Serpeln gedeihen, zitiert in **5**, 1916.)

Es ist die gleiche Zeit der Stagnation, die anderswo in etwas tieferem Wasser den Ölschiefer des Lias *α* geliefert hat.

[1]) Über die Möglichkeit einer raschen Steinkernbildung vergl. S. 127.

Endlich bringen epeirogenetische Bewegungen[1]) neues Leben. Die wieder belebte Erosion auf dem Festlande (Ardenneninsel) liefert mächtige, sandige Tonmassen (fossilarmer β-Ton). Die Verbindung mit dem offenen Meere bildet sich wieder und bringt eine neue Tierwelt (besonders *Gryphaea obliqua*), die sich zunächst mit der bereits fossil gewordenen Fauna des Phosphorits mischt, dann aber allein die Herrschaft übernimmt.

Im Oberen Lias sind die Verhältnisse ähnlich. Die Unterlage der Phosphoritschichten bilden die bituminösen Posidonienschiefer, Schlammabsätze eines schlecht durchlüfteten Meeresteils unterhalb des Wellenbereiches. Nach oben macht das massenhafte Auftreten von Fucoiden eine Hebung bis in die Region des Pflanzenwuchses bemerkbar, die schließlich soweit führt, daß die dem Schlamm eingelagerten großen Kalklaibe frei gespült und von Bohrmuscheln angebohrt werden. Daneben wird die Oberfläche der Knollen chemisch angegriffen. (Daß diese Knollen ursprünglich wirklich im Sediment drinnen staken, geht daraus hervor, daß die Schichtung durch sie hindurchsetzt, sie sind also nur verhärtete Ausschnitte der Schichten.) Eine abermalige geringe Senkung läßt tonige Mergel zum Absatz kommen mit zahlreichen, nach oben sich mehrenden Versteinerungen. In dem an organischen Stoffen reichen Wasser kann wiederum, wie in dem früheren Fall, eine Absorption von phosphorsaurem Kalk durch die verwesenden Tierkörper (phosp. Wohnkammern des *A. bifrons!*) stattfinden.

Das Auftreten der Crassuskalkbank e ist örtlich beschränkt und unterbricht diesen Vorgang nicht wesentlich. An der Mosel wie im Elsaß finden sich nur vereinzelte Spuren dieses Ammoniten. Erst in größerer Entfernung (Mâçon, Schwaben) ist die Zone besser entwickelt. In Lothringen tritt bald eine neue Fauna an Stelle der Coeloceraten. Der häufige Wechsel der Tiergemeinschaften ist auf die Verhältnisse des Flachwassers zurückzuführen, das auf äußere Einflüsse besonders stark reagiert. Die anhaltenden Veränderungen bringen wiederum ein Absterben großer Tier-

[1]) **104**, S. 56, Note 16.

massen mit sich. Neben den jetzt noch nachweisbaren Resten muß wohl besonders an das Plankton gedacht werden, das insbesondere gegen Temperaturwechsel sehr empfindlich ist. So reichert sich das Wasser wieder mit Phosphaten an, die nicht bloß die noch erhaltenen Ammonitenweichkörper durchtränken, sondern auch durch den Sipho oder durch Risse in die äußeren Luftkammern eindringen, und die endlich in Strandnähe zur unmittelbaren anorganischen Ausscheidung von Phosphat-Oolith führen. Wahrscheinlich war durch Abschnürung vom Meere eine Anreicherung an phosphorsaurem Kalk bis zur Löslichkeitsgrenze möglich. (Sudry hat (5, 1916, S. 153) ein phosphorsäurehaltiges Lagunensediment von der Mittelmeerküste bei Cette beschrieben, mit dem wir vielleicht unsere Schichten vergleichen dürfen. Die Lagune enthält reiches Tierleben, u. a. viele Austern und Serpeln. Wenn diese Tiere alle absterben[1]), muß ein noch größerer Gehalt an Phosphorsäure in dem Sediment entstehen.) Die Oolithkörner werden in manche zerbrochene Schalen (z. B. in Luftkammern von Ammoniten, auch in manche Wohnkammern, ferner in Belemnitenalveolen) eingeschwemmt, sie kleben auch manchmal, durch Phosphoritsubstanz knollig verbacken, außen an den Schalen, besonders am Nabel der Ammonitengehäuse, fest. In unverletzten Luftkammern finden sie sich nicht.

Durch dieses Sediment muß später einmal, vielleicht durch eine Überflutung der vom Meere trennenden Barre, eine starke Wasserbewegung hindurchgespült haben. Der Schlamm wurde fortgeschwemmt, die schweren Phosphate durcheinander geworfen, z. T. zerbrochen. Die Schalen wurden bis auf kleine Reste von den Steinkernen abgescheuert oder abgelöst, letztere z. T. kantengerundet. Weichere Partieen der Steinkerne werden herausgespült, einzelne Belemnitenrostra oberflächlich angeätzt, ebenso die bei Arrich freigelegten Kalkknollen mit den Bohrlöchern. Die Belemnitenphragmocone werden von den Rostren gelöst, manchmal in die einzelnen Segmente zerlegt. So unvermittelt, wie diese Wasser-

[1]) In den Lagunen der Adria wird manchmal im Sommer durch Überhitzung des Wassers ein Fischsterben veranlaßt (Cori).

bewegung eintrat, so rasch verschwand sie auch wieder, nirgends wurden Phosphorite zu rundlichen Geschieben abgeschliffen. Vereinzelte Serpeln, kleine, sessile Muscheln, Korallen siedelten sich auf den freigelegten Steinkernen an. Die Oolithbildung ging weiter, und eine nicht durch Schlammzufuhr gestörte Zeit lieferte schließlich aus noch mehr eingeengter Lösung das phosphoritische Bindemittel, das die oberste Oolithlage umschließt.

Mit erneuter Schlammzufuhr beginnt von neuem eine Senkung des Meeresbodens. Die Phosphoritbildung beschränkt sich wieder (wie zuunterst in Schicht f) auf die Ammonitenwohnkammern und verschwindet nach oben schließlich ganz.

Benutzte Literatur[1]).

1. Ammon, L. v., Kleiner geologischer Führer durch einige Teile der Fränkischen Alb. 1899.
2. Andersson, M. G. und N. Sahlbom, Über den Fluorgehalt schwedischer Phosphorite. Bull. of the geol Institute of the university of Upsala, IV, 1900, S. 79.
3. Andrée, K., Bemerkungen über den Rogenstein des Buntsandsteins und über Oolithe. Monatsber. d. Deutsch. Geol. ges. 1908, Nr. 6.
4. —, Die Diagenese der Sedimente usw. Geolog. Rundschau II, 3. 1911.
5. —, Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geolog. Rundschau 1912, S. 324; 1916, S. 124; 1916, S. 301; 1917, S. 36 ff.
6. —, Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspats am Meeresboden. Centralb. f. Min. usw. 1918, Nr. 9 und 10.
7. Authelin, C., Sur le Toarcien de la région comprise entre Sion et Bourmont. Bull. des séances de la soc. des sciences de Nancy, IIIe série, tome II, S. 1 (1901).
8. Barrois, Ch., Le terrain crétacé des Ardennes. Annales de la Soc. géol. du nord, 1878, S. 227 ff.
9. Benecke, E. W., Beiträge zur Kenntnis des Jura in Deutsch-Lothringen. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, neue Folge, Heft 1, 1898.
10. —, Die Versteinerungen der Eisenformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Abhandl. znr geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, neue Folge, Heft 6, 1905.
11. Bischof, G., Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. 1864.

[1]) Im Text durch die Nummern dieses Verzeichnisses zitiert.

12. Bleicher, G. M., Guide du géologue en Lorraine. Paris 1887.
13. —, Sur la structure microscopique des roches phosphatés du Dekma, Constantine. Comptes-rendus CXII, S. 1022. 1892.
14. —, Sur le gisement et la structure des nodules phosphatés du lias de Lorraine. Bull. de la soc. géol. de France 20, 1892.
15. Boguslawsky-Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl. 1907.
16. Braconnier, M. A., Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle. Paris-Nancy, 1883.
17. Branco, W., Der untere Dogger Deutsch-Lothringens. Abhandl. d. Geol. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, II, Heft 1. 1879.
18. Brandes, Th., Die faciellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Erzgebirge. Neues Jahrb. f. Min. usw., Beilage-Band 33, 1912, S. 325.
19. Bräuhäuser, M., Über Vorkommen von Phosphorsäure im Buntsandstein und Wellengebirge des östlichen Schwarzwaldes. Mitt. d. geol. Abteilung des württ. Stat. Landesamts. 1907.
20. Bruhns, W., Die nutzbaren Gesteine und Mineralien im deutschen Reich. Berlin 1906.
21. Carnot, A., Sur les variations observées dans la composition des apatites ect. Ann. des mines, tome X, S. 137 ff. Paris 1896.
22. Cayeux, M. L., Contributions à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Annales de la soc. géol. du nord, 1897, tome XXVI, S. 168 ff.
23. Cayeux, M. L., Mémoire sur la »craie grise« du nord de la France. Ann. de la soc. géol. du nord, t. XVII, S. 105, 1889/90.
24. Collet, L. W., Les concrétions phosphatées de l'Agulhas-Bank. Proceedings of the Royal society of Edinburgh. XXV, S. 862 ff. 1905.
25. —, Les dépots marins. Mémoires de la société de physique et d'histoire naturelle de Genève. Vol. 35, 1908.
26. Cori, Der Naturfreund am Strande der Adria usw. 1910.
27. Cornet, J., Sur les facies de la craie phosphatée de Ciply. Annales de la soc. géol. de Belgique, t. XXXII, 1905 (mémoires).
28. —, Sur un phosphate riche dérivé du tufeau maestrichtien de Saint-Symphorien. Ebenda, t. XXIX, 1902 (mémoires).
29. —, Sur un cas d'enrichissement primitive de la craie phosphatée de Ciply autour d'un tronc d'arbre lignifié. Ebenda, t. XL, 1913 (bulletin).
30. Credner, H., Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die norddeutschen Phosphoritzonen. Abh. d. sächs. Ges. d. Wiss. 1895, Bd. XXII.
31. Dacqué, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
32. Dall, Notes on the miocene and pliocene of gay head, Martha's Vineyard, Mass., and on the landphosphate of the Ashley river district, South Carolina. (Amer. Journ. of science, 3. series, 48. 1894, 296.)
33. Dammer, B. und O. Tietze, Die nutzbaren Mineralien usw. Stuttgart 1913/14.

34. Darton, N. H., Notes on the geology of the Florida phospate deposits. Amer. Journ. of science (3). XLI, 1891, S. 103.
35. Deecke, W., Geologie von Baden. Berlin 1916.
36. —, Paläontologische Betrachtungen:
II. (Zweischaler): Neues Jahrb. f. Mineralog. usw. 1913, Beil.-Band 35, S. 352.
III. (Echinoiden): Geol. Zentralblatt 1913, S. 498.
V. (Korallen): Neues Jahrb. 1913, 2, S. 183.
VI. (Foraminiferen): Ebenda 1914, 2, S. 21.
VIII. (Crinoiden): Ebenda 1915, 2, S. 1.
37. —, Faciesstudien über europäische Sedimente. Berichte d. naturforsch. Ges. Freiburg i. B., Bd. XX, S. 1. 1913.
38. —, Über Meerestransgressionen und sich daran anknüpfende Fragen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, S. 360.
39. —, Die phosphoritführenden Schichten Bornholms. Mitt. d. nat. Vereins f. Vorpommern und Rügen. XXIX, 1897.
40. Deffner und Fraas, Die Juraversenkung bei Langenbrücken. 1859.
41. Denckmann, A., Über die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar usw. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. VIII, 2, 1887.
42. —, Studien im deutschen Lias. Dieses Jahrb. 1892, S. 98.
43. Engel, Th., Über Pseudoschmarotzer auf unsern Petrefakten. Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, Bd. 51, 1895, S. LXXXI.
44. —, Über den Erhaltungszustand der Ammoniten im schwäbischen Jura. Ebenda, Bd. 55, 1899, S. 101.
45. —, Geognostischer Wegweiser durch Württemberg, 3. Aufl., 1908.
46. —, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des westlichen Deutsch-Lothringen. 1887.
47. Fischer, E., In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? Jahreshefte d. Ver. f. vat. Naturkunde in Württemberg. 1912.
48. Fischer, H., Beiträge zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geognost. Jahreshefte für 1908, München 1909.
49. —, Experimentelle Studien über die Entstehung der Sedimentgesteine. Monatsber. d. Deutschen Geolog. Gesellschaft 1910, 3.
50. Fraas, E., *Loliginites Zitteli* E. Fr. Jahreshefte des Vereines f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg, 45. Jahrg., 1889, S. 217.
51. Fraas, O, Geognostische Beschreibung von Württemberg, Baden und Hohenzollern. Stuttgart 1882.
52. Gruner, L., Über das Vorkommen von Phosphatknollen a. d. Perte du Rhone. Bull. soc. géol. de France, t. 28, S. 62. Referat: Neues Jahrbuch f. Min. 1871, S. 940.
53. Gaub, Fr., Die jurassischen Oolithe der schwäbischen Alb. Kokens geol. und pal. Abhandl. 9 (13), Heft 1, 1910/11.

54. Geinitz, E., Die sog. Koprolithlager von Helmstedt, Büddenstedt und Schlewecke bei Harzburg. Abh. d. Gesellschaft »Isis«, Dresden 1883 I, S. 3, V, S. 37 und 105 ff.

Gosselet. Sehr zahlreiche Arbeiten. Vergl. Annales de la soc. géol. du nord,

55. Jahrgang 1893, S. 2 (Phosphat von Templeux, Buire).
56. » 1893, S. 149 (Fresnoy-le-grand).
57. » 1893, S. 346 (Sénercy).
58. » 1896, S. 109 (Hem-Monacu, Etaves, Ponthieu).
59. » 1898, S. 16 (Haravesnes).
60. » 1899, S. 155 (Über den »tun« von Lille).
61. » 1900, S. 65 (Roisel).
62. » 1901, S. 208 (Faltenbildung i. d. Kreide, Profile).
63. » 1902, S. 44 (Étaves).
64. » 1902, S. 249 (Crécy, Ponthieu, Auxy-aux-bois).
65. » 1906, S. 125 (Courçelles, Auby).

66. de Grossouvre, Études sur les gisements de phosphate de chaux du centre de la France, Annales des mines 1885, S. 361.
67. Gümbel, W. v., Geognost. Beschreibung des Königreichs Bayern, Bd. I. Bd. IV.
68. —, Phosphorsaurer Kalk im Jura von Franken. Jahrbuch der k. k, Reichsanstalt 1865, S. 10.
69. Hammarsten, O., Lehrbuch der physiologischen Chemie. Wiesbaden 1907.
70. W. Harvey Mc. Nairn, On the origin of the Canadian Apatites. Transactions of the Canadian Institute 8, 1910, S. 495 ff.
71. Hayes, Ch. W., The Tennessee-phosphates. 16./17. ann. report of the U. S. geological survey. Washington 1897.
72. Heberle, W., Vorkommen und Entstehung von Phosphoriten der subhercynen Kreidemulde. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1914, S. 323 ff.
73. Helm, O., Über die in Westpreußen usw. vorkommenden Phosphoritknollen und ihre chemischen Bestandteile. Schriften der Naturforsch. Gesellschaft in Danzig, neue Folge, Bd. VI, Heft II, S. 240.
74. Herde, J., Über die Phosphoritknollen im Schwäbischen Jura und die Bildung der phosphorsäurereichen Geoden. Kiel 1887.
75. Heyer, G., Forstliche Bodenkunde. Erlangen 1856.
76. Janensch, W., Die Jurensisschichten des Elsaß. Abhandl. d. geol. Landesanstalt von Els.-Loth. N. F., Bd. V, 1902.
77. Joly, H., Géographie physique de la Lorraine. Nancy 1911.
78. Issler, A., Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. Paläontographica, Bd. 55, 1908/09.
79. Kalkowsky, E., Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1908.
80. Klüpfel, W., Über die Phosphorite des Oberen Lias in der Gegend von Delme. Mitteil. der philomatischen Gesellschaft. Straßburg 1909.

81. Klüpfel, W., Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geolog. Rundschau VII, 1916, S. 10.
82. —, Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geolog. Rundschau VII, Heft 3/4, 1916.
83. —, Über den Lothringer Jura. Dieses Jahrbuch, 1918, II, S. 165 ff.
84. Krupt, L., Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilur und die Verbreitung des Phosphorits im Altpaläozoikum Europas. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1902, Beilage-Band 25.
85. de Lapparent, A., Traité de géologie. 4. Aufl. Paris 1900.
86. —, La formation de la craie phosphatée en Picardie. Revue générale des sciences ect, 1891, Nr. 12.
87. Lasne, H., Sur le terrain phosphaté des environs de Doullens. Bull. de la soc. géol. de France XX, 1892.
88. Lehder, J., Die Phosphatkonkretionen des Untersten Culms in Ostthüringen und dem Vogtland. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1906, Beil. Bd. XXII, S. 48 ff.
89. Leuze, Die Versteinerungs- und Vererzungsmittel der schwäbischen Petrefakten. Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württ. 1889, S. 40.
90. Liesegang, R. E., Geologische Diffusionen. 1913.
91. Link, G., Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaer Zeitschr. f. Naturk., Bd. 45, 1909.
92. —, Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1903, Beil., Bd. XVI, S. 495.
93. Linstow, O. v., Über Mucronatensandstein mit aufgearbeiteten Senonphosphoriten und die Regression des Obersenons. Dieses Jahrb. 34. Bd., 1913, I, S. 174 ff.
94. Ludwig, Das Wachsen der Steine. Darmstadt 1853.
95. Méchin, A., Sur un cirripède nouveau du Charmouthien. Bull. de la société des sciences, Nancy 01.
96. Mercy, N., Remarques sur le gîtes de phosphate de chaux de la Picardie. Bull. de la soc. géol. de France, Bd. 19, 1890/91, S. 854.
97. Meunier, St., Théorie des phosphates sédimentaires. Ann. agronomiques 23, 1897. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1898, II, S. 265.
98. Munier-Chalmas, L'origine des phosphates de la Somme et à la formation de la craie. Bull. de la soc. géol. de France, Bd. 20, S. XLVII, 1892.
99. Murrey u. Renard, Report on deap-sea deposits. London 1891. Ref. N. Jahrb. 1893, II, S. 281.
100. Nègre, G., Note sur les gisements de phosphate de Beauval. Ann. de la soc. géol. du Nord, t. XLI, S. 235. 1912.
101. Nivoit, Acide phosphorique du terrain de transition et lias des Ardennes. Bull. soc. géol. France, 3. série, t. VIII, 1879/80.

102. Penrose, R. A. F., Nature and origin of deposits of phosphate of lime. U. S. geol. Survey, Bull. 46, 1888.
103. Philippi, E, Vorlesungen, bearbeitet v. O. Marschall. Jena 1912. S. 66 ff.: Sedimente der Gegenwart. Ebenda S. 101: Das Klima der Vorwelt.
104. Pompeckj, J., F., Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte Stuttgart 1914.
105. Quenstedt, A. Fr., Der Jura. Tüb. 1858.
106. Rabelle, Observations géologiques aux environs de Ribémont etc. Annales de la Soc. géol. du Nord, XXXI, 1902, S. 45.
107. Reis, O., Über eine Art Fossilisation der Muskulatur. Mitt. d. Gesellsch. f. Morphologie u. Physiologie in München. 1890.
108. Renard, A. F. und J. Cornet, Recherches micrographiques sur la nature et l'origine des roches phosphatées. Bull. de l'academie royale des sciences. Bruxelles 1891, S. 126.
109. Reuter, L., Die Ausbildung des Oberen braunen Jura im nördl. Teile der fränkischen Alb. Geognost. Jahreshefte für 1907, 20. Jahrg. München 1908.
110. —, Der Obere braune Jura am Leyerberg bei Erlangen. Sitzungsber. d. phys.-med. Sozietät. Erlangen 1901.
111. Roth, J., Allg. u. chemische Geologie. Berlin 1879/93.
112. Roussel, J., Sur la mode de formation du phosphate tricalcique d'Algérie et de Tunisie. Comptes-rendus 151, 1910, S. 600—602.
113. Safford, J. M., Horizons of phosphate rock in Tennessee. Bull. Geol. Soc. Amer. 13, 1902, S. 14.
114. Schalch, F., Erläuterungen zu Blatt Bonndorf.
114a. —, Die Gliederung der Liasformation des Donau-Rheinzuges. Stuttg. 1880.
115. Schiradin, J., Der Obere Lias von Barr-Heiligenstein. Mitt. d. geol. Landesanst. v. Els.-Lothr. VIII, 3, 1914.
116. Stelzner, A. W.. und Bergeat, A., Die Erzlagerstätten I. Lpz. 04.
117. Stolley, E., Über den Oberen Lias und den Unteren Dogger Norddeutschlands. N. Jahrb. f. Min. usw. 1909. Beil. Bd. XXVIII.
118. —, Die Kreide Schleswig-Holsteins. Kiel u. Leipzig, 1892.
119. Stuber, J. A., Die obere Abteilung des Unteren Lias. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. Bd. V, Heft 2, 1893.
120. Stutzer, O., Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze. 1911.
121. Thomas, P., Gisements de phosphate de chaux des hauts-plateaux de la Tunisie. Bull. soc. géol. France, t. XIX, 1891, S. 370 ff.
122. Tschirwinsky, W., Zur Frage über die mineralogische Natur der russischen Phosphate. Ref. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1911, II.
123. Vater, H., Das Alter der Phosphoritlager der Helmstädter Mulde. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. 1897, S. 628.
124. Walther, J., Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 3 Bände, Jena 1893/94.

125. Walther, J., Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1897, 2.
126. Werveke, L. van, Die Phosphoritzone an der Grenze von Lias α und β in der Umgebung von Delme in Lothringen. Mitt. d. geol. Landesanstalt v. Els.-Lothr. Bd. V, Heft 4, 1903.
127. —, Profile zur Gliederung des reichsländischen Lias und Doggers. Ebenda, Bd. V, Heft 3, 1901.
128. —, Bericht über geolog. Untersuchungen i. J. 1897. Ebenda, Bd. IV. S. CXLIII.
129. —, Bitumenvorkommen in mesozoischen Schichten des Rheintals. Ebenda VIII, 1, 1913.
130. —, Profil i. d. Schichten mit *A. spinatus* u. im Oberen Lias v. Merzweiler. Ebenda, VI, 1898.
131. —, Die ursprüngl. Umrandung der Trierer und Luxemburger Bucht und die Veränderungen im Lias innerhalb dieser Bucht. Versamml. d. niederrh. geol. Vereins zu Trier, 1910.
132. Wunstorf, W., Die Fauna der Schichten mit *Harpoceras dispansum* Lyc. vom Gallberg bei Salzgitter. Dieses Jahrb., Bd. XXV, 1904.
133. Zakrzewski, Die Grenzschichten des braunen zum weißen Jura in Schwaben. Stuttgart 1886.

Für weitere Literaturangaben seien außer Dammer und Tietze (33), Stelzner-Bergeat (116) und Stutzer (120) noch genannt:

134. X. Stainier, Bibliographie générale des gisements de phosphates (2e éd.) Annales des mines de Belgique, 1902.
135. Tietze, O., Mitt. über d. Phosphatbau Belgiens. Ztschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen. 1908, S. 485 ff.
136. Fuchs, E. u. de Launay, Traité des gîtes minéraux et metallifères. Paris 1893, Bd I.
137. de Launay, L., Les richesses minérales de l'Afrique. Paris 03, S. 201 ff.

Inhalt.

Seite

Vorwort 110
Einleitung 111
A. Die phosphoritführenden Juraschichten Lothringens 112
B. Beschreibung der beiden Hauptlager 114
I. Die Phosphorite an der Grenze zwischen Lias α und β 114
a) Fundorte, Verbreitung 115
b) Einzelprofile und deren Zusammenfassung 117
c) Beziehungen zwischen der Ausbildung des Gryphitenkalkes und des Phosphoritlagers 123
d) Mineralogische Beschreibung der Phosphoritknollen. Dünnschliffe. Chemische Verhältnisse. Verwitterung 124
e) Tier- und Pflanzenreste und ihre Bedeutung für die Beurteilung der Facies 135
f) Beurteilung der Meeresverhältnisse nach der Gesteinsbildung. Vergleich mit Nachbargebieten 144
II. Die Phosphorite des oberen Lias 147
a) Verbreitung 147
b) Profile 148
c) Arten des Phosphorits (Knollen, Fossilien, Oolith, Sinterüberzüge) . 152
d) Fauna 158
e) Erhaltungszustand der Fossilien und die daraus zu ziehenden Schlüsse . 161
f) Vergleich mit den benachbarten Juragebieten 166
C. Die Bildungsweise des Phosphorits 172
a) Phosphorit in Konglomeraten 172
b) Entstehung solcher Konglomerate 176
c) Vergleich mit den Verhältnissen des untersuchten Gebietes . . . 177
d) Herkunft der Phosphorsäure. Ihr Vorkommen in der Natur . . . 178
e) Chemische Vorgänge bei der Bildung von Phosphorit 184
f) Bildungsgeschichte unserer beiden Phosphoritlager 187
Literatur-Verzeichnis 192

Druckfertig abgeschlossen den 11. Juli 1919. Druck verfügt am 22. April 1920.

Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Palaeozoicums zwischen Albungen und Witzenhausen, besonders des Variolits.

Von Herrn **O. Mügge** in Göttingen.

Zwischen dem Harz und Kellerwald treten Gesteine des vorpermischen Palaeozoicums nur an zwei Stellen an die Oberfläche, nämlich im Werra-Tal zwischen Albungen und Witzenhausen[1]) und etwa 35 km südwestlich davon an der Fulda bei Oberellenbach[2]). In beiden Gebieten machen sich diese Gesteine namentlich gegenüber dem Zechstein durch ihre wenig gegliederten Abhänge bemerklich. Im Werratal verstärken sie dadurch noch die schon so große Mannigfaltigkeit der Bergformen, im Gebiet an der Fulda fällt das von ihnen gebildete kleine Plateau trotz seiner 300 m noch nicht erreichenden Höhe durch seine kümmerliche Vegetation außerordentlich auf: Flechten und Moose und zahlreiche kleine kreisrunde Heidepolster bedecken den Boden, nur Wacholder und wenige verkümmerte Rosenbüsche erheben sich zwischen ihnen.

Die folgenden Mitteilungen beziehen sich wesentlich auf das erste, bei weitem größere und besser aufgeschlossene Gebiet.

Der nach der Auffassung von Moesta ältere Teil der vorpermischen Gesteine besteht hier aus Grauwacken und Grauwackenschiefern von nordöstlichem Streichen und südöstlichem Fal-

[1]) Bl. Witzenhausen und Bl. Allendorf der geolog. Spez.-Karte von Preußen, bearbeitet von Moesta, erläutert von Beyschlag 1886.

[2]) Bl. Altmorschen, aufgenommen von Beyschlag 1891.

POLITECHNIKA ZAKŁ... GEOLOG... POZNAŃSKA

len, sie bilden den Hauptteil der Ablagerungen; die jüngeren Gesteine bedecken dagegen nur einen kleinen Teil der Oberfläche in der Nähe von Albungen, namentlich im Höllental und unter dem östlich der Werra ihm gegenüberliegenden Fürstenstein; sie bestehen aus Tonschiefern mit Einlagerungen von Quarziten, Kieselschiefern, Hornsteinen, Kalken und Diabasen. Diese jüngeren Gesteine sollen auch mit den älteren wechsellagern und vielfach Schieferung nach mehreren Flächen zeigen, so daß Streichen und Fallen schwer zu bestimmen sind.

Moesta betont die Ähnlichkeit seiner jüngeren Schiefer mit den Wieder Schiefern des Harzes in petrographischer Hinsicht, wenngleich ihre Einlagerungen weniger mächtig als dort zu sein pflegen. Auch die Diabase bilden solche schichtigen Einlagerungen in den Schiefern, deren Faltungen sie mit erlitten haben. Sie sollen meist dicht sein, namentlich sollen körnige, den Harzern ähnliche Gesteine ganz fehlen; u. d. M. wurde Augit nicht mehr gefunden, wohl aber viel Chlorit, wie denn auch die Analyse (wiederholt unter I, S. 213) auf starke Zersetzung schließen ließ. In dem Steinbruch bei der Haltestelle Albungen wurde eine variolitische Varietät beobachtet, hier sollen die Schiefer auch bis mehrere Fuß vom Kontakt adinolartig verändert sein.

Obwohl von organischen Resten nur schlecht erhaltene Calamarien gefunden waren, dagegen keine tierischen Reste, war Moesta geneigt, diese Sedimente mit der Tanner Grauwacke und den Wieder Schiefern des Harzes zu parallelisieren, während Beyschlag die große petrographische Übereinstimmung der Grauwacken im Gebiete der Fulda mit gewissen Culmgrauwacken des Kellerwaldes hervorhob.

1. Die Sedimente.

Die stark gefalteten Schiefer mit ihren Einlagerungen nehmen im Höllental ausschließlich den unteren Teil der Gehänge ein; ihre Schichtung war nirgend so deutlich, daß Streichen und Fallen bestimmt werden konnten; auch am Werraufer unter dem Fürstenstein sind die Aufschlüsse nicht hinreichend, um Schieferung

und Schichtung bei den z. T. starken Faltungen zu unterscheiden. Die Grauwacke erscheint im Höllental über dem Schiefer; sie wechselt im Fallen, das z. B. im großen Steinbruch am Steinberg und sonst im Gelstertal etwa 20° nordwestlich, dagegen im Steinbruch an der Straße Albungen—Allendorf bei km 19,2 fast seiger ist. Im Gelstertal in den durch den Bahnbau zwischen Witzenhausen und Hundelshausen geschaffenen Aufschlüssen wird die Grauwacke diskordant vom Zechstein überlagert. Nun kommt zwar nach Moesta's Angaben Wechsellagerung von Grauwacke und Schiefer vor, und in der Tat beobachtet man in dem großen Steinbruch am Steinberg und sonst gelegentlich schiefrige Lagen in der sonst großbankigen Grauwacke, indessen sind sie von nur geringer Mächtigkeit und weichen auch in ihrer Zusammensetzung, wie wir sehen werden, von der der Schiefer erheblich ab.

Noch ein anderer Umstand weist auf verschiedenes Alter von Schiefer und Grauwacke und zwar jüngeres Alter der Grauwacke hin: In dem verhältnismäßig großen Verbreitungsgebiet der Grauwacke sowohl an der Werra wie an der Fulda sind nirgend Einlagerungen oder Gänge von Diabas beobachtet, während dem kleinen Schiefergebiet bei Albungen sehr zahlreiche Diabase eingeschaltet sind. Wenn man also die Schiefer mit ihren Einlagerungen den Wieder Schiefern des Harzes vergleicht, wird man die Grauwacke, wie es Beyschlag für das Gebiet an der Fulda schon zu tun geneigt war, zum Culm stellen können. Mit dem jüngeren Alter der Grauwacke gegenüber dem Schiefer stimmt auch ihre mineralogische Zusammensetzung.

a) Die Schiefer.

Die normalen Schiefer sind nahezu dicht, auf den Schieferungsflächen bräunlich bis schwarz; sie fühlen sich nur wenig sandig an, und u. d. M. erscheinen die stärker gefalteten so reich an Sericit, daß der Quarz manchmal erst in der Auslöschungslage der Sericite (die meist optisch parallel orientiert sind) recht deutlich wird. Daneben sind zuweilen noch merkliche Mengen von Eisencarbonat oder statt dessen Brauneisen vorhanden, Spuren

von Turmalin und Zirkon, zuweilen ein wenig Kohle, dagegen fehlt Chlorit, Rutil nicht sicher nachweisbar.

Diese Schiefer sind häufig sehr zierlich gefältelt (was bei den Grauwackenschiefern nie beobachtet wurde), u. d. M. fallen namentlich auch die scharfen Knickungen auf und zwar durch die Veränderung der Orientierung der Sericitblättchen; dies wird (bei Benutzung nur des Polarisators) noch dadurch verstärkt, daß die Absorption auch im hellen Glimmer für Schwingungen parallel der Spaltung erheblich größer ist als senkrecht dazu. Durch die Abtönung der Lichtintensitäten für die Sericite verschiedener Lagerung erscheinen dann Stellen mit zahlreichen Knickungen wie plastische Nachbildungen eines faltenreichen Vorhangs. Zu den Schiefern mit unregelmäßig verlaufenden Knicklinien stehen andere in starkem Gegensatz, die von unregelmäßigen Adern mit Neubildungen sehr feinkörniger Quarze so erfüllt sind, daß sie in Trümer und Trümmer ganz aufgelöst erscheinen.

Kalkeinlagerungen sind sehr verbreitet. Sie sind dicht bis marmorartig, die Kalkspäte bei gröberem Korn meist sehr stark verzwillingt; manchmal sind die Körner linsenförmig und von kleinkörnigem Kalk mit wenig Sericit und Quarz, letzterer in auffallend gut abgerollten und gleichgroßen Körnern, umflasert. Zuweilen findet man 10—15 Durchschnitte roh keilförmiger Individuen um eine mittlere, stärker getrübte Partie centrisch gruppiert, was vielleicht auf organische Reste deutet. Chlorit ist nur selten und spärlich, von anderen Gemengteilen der Grauwacke keine Spur. Dagegen kommen Einschlüsse und Übergänge in die feinkörnigen Schiefer vor, und Ruschelzonen mit von Quarz und Kalk erfüllten Spalten vermitteln gradezu Übergänge auch in Diabas, dessen eckige Trümmer spilitischen Varietäten ähneln, wie sie als Gerölle auch in der Grauwacke angetroffen werden.

Kieselschiefer wurden namentlich an der Straße vom Höllental nach Apterode (Abhang der Höhe 730) beobachtet. Im frischen Bruche dicht, grau oder schwärzlich, Feuerstein ähnlich, erscheinen sie auf der verwitterten Oberfläche heller grau, und hier heben sich die mit Neubildungen erfüllten Spalten wie ein

Geäder unter der Haut ab. Diese Haut erscheint vielfach nicht ganz glatt, sondern namentlich an verletzten Stellen wie aus zarten Schüppchen von etwa 0,3 mm Durchmesser aufgebaut; der Kern dieser Schüppchen scheinen die erst u. d. M. erkennbaren Radiolarien zu sein.

Ihre Schnitte sind u. d. M. vielfach nicht kreisrund sondern elliptisch und liegen in einer Zwischenmasse von innig ineinander verflößten Fasern von Chalcedon, die durch Schüppchen und Körnchen von Sericit und auch wohl von Chlorit, seltener von kohliger Substanz stärker getrübt ist. An manchen Stellen zeigen sich massenhaft jüngere Adern und breitere Trümer reiner hellerer Neubildungen von Chalcedon mit Übergängen in deutliche Aggregate körnigen Quarzes. In diese Zwischenmasse sind hie und da eingesprengt scharf begrenzte Krystalle, die nach Form, Brechung und Doppelbrechung nur Apatit sein können, offenbar Neubildungen, meist mit einer von unbestimmbaren Körnchen dicht erfüllten Randzone. Spärlich sind auch kleine Einsprenglinge von Eisenspat, Pyrit, letzterer verdrängt durch Brauneisen oder blättrige Chamosit-artige Massen, Rutilkörnchen sind selten.

Die auf Radiolarien gedeuteten Durchschnitte (bis 0,3 mm Durchmesser) sind z. T. erfüllt von radialstrahligem Chalcedon (a ‖ der Längsrichtung), der aber meist mehrere exzentrisch gelegene Teil-Sphärolithe bildet; ebenso häufig ist Füllung mit körnigen Chalcedon- und Quarzmassen, die im Mittelpunkt dann grobkörniger werden, selten liegen zwei Kreise konzentrisch ineinander, selten auch zeigt sich eine schmale, ringförmige Zone abweichender Zusammensetzung oder ein Aufbau aus fein radial-strahligen Fasern (c ‖ der Längsrichtung) mit genau konzentrischen Absonderungsschalen. Auch als Spongien-Nadeln deutbare Gebilde sind selten.

Die Schieferung ist in diesen Gesteinen zwar deutlich, aber wenig vollkommen. Wie die Durchschnitte der Radiolarien alle in demselben Sinne (bis zum Verhältnis 1:2 der Durchmesser) elliptisch deformiert sind, so erscheinen vor und hinter den zersetzten Pyritkrystallen in der durch die langen Axen der Ellipsen angezeigten Streckungsrichtung breite Säume anscheinend chlori-

tischer Neubildungen; dabei liegt die Streckungsrichtung annähernd senkrecht zum Verlauf der meisten Klüfte. Stärkere Streckung und Schieferung zeigen Gesteine, welche durch größeren Gehalt an Sericit und Chlorit in der Zwischenmasse der Radiolarien-Durchschnitte und die Seltenheit der letzteren Übergänge in die gewöhnlichen Schiefer vermitteln.

b) Die Grauwacken.

Es sind dies meist mittelkörnige, sandig sich anfühlende, selten ein wenig flasrige Gesteine, graubraun bis grünlich, im Großen bankig, im Handstück meist massig. Konglomeratische Lagen sind selten; in solchen wurden am Eisenbahnanschnitt am Abhang des Schmachteberges im Gelstertal Spuren von Petrefakten[1]) gefunden, die aber eine nähere Bestimmung nicht erlaubten.

Von Mineralen wurden in diesen Grauwacken beobachtet: Quarz, stets nur unregelmäßige Körner ohne deutliche Kennzeichen ihres Ursprungs; Orthoklas, Bruch- und Spaltstücke, zuweilen stark perthitisch, meist stark getrübt durch sericitische und tonige Neubildungen, und, im Gegensatz zum Plagioklas, auch durch Eisenhydrate, zuweilen mit optisch abweichendem Rande; Plagioklas, ebenso reichlich wie Orthoklas, meist frischer, z. T. ebenfalls stark scheckig, wie es für die Einsprenglinge mancher Keratophyre und Quarzkeratophyre charakteristisch ist[2]); Biotit, vielfach chloritisiert oder völlig gebleicht und nur noch schwach doppelbrechend, daneben auch farbloser, stark doppelbrechender Glimmer, also Muscovit, in größeren Blättchen als der Sericit. In kleinen Mengen sind daneben vorhanden: Apatit, Zirkon, Erz, Leucoxen, Turmalin, ?Anatas und selten Rutil (in Körnchen, nicht in Nädelchen). Alle diese Gemengteile erscheinen nur als Trümmer älterer Gesteine und bilden einen Teil des Cementes zwischen den im folgenden genannten Geröllen älterer Gesteine, die, wie sie selbst, noch durch wenig tonige, quarzige und carbonatische Zwischenmasse verkittet werden.

[1]) ?Tentaculiten, Crinoiden, Muschelreste.

[2]) Die nächsten Tuffe dieser Gesteine stehen jetzt im Harz und an der Wölffte westl. Wildungen in etwa 65 km Entfernung an.

Von Gesteinsbruchstücken wurden beobachtet: Quarz-, Orthoklas-, Plagioklas-Gesteine, darunter auch schriftgranitische Verwachsungen; Labradorporphyrit, selten mit größeren Einsprenglingen von Plagioklas in scharfen Krystallen, meist nur kleine, gut abgerollte Stückchen der Grundmasse mit sehr kleinen fluidal geordneten Feldspatmikrolithen, der bisilicatische Gemengteil nicht mehr erkennbar; selten, und nur in den konglomeratischen Grauwacken, Diabas mit gut erhaltenen Plagioklasen, aber völlig zersetzter Augitfüllung bei noch gut erkennbarer diabasischer Struktur; Kieselschiefer genau übereinstimmend mit den den Schiefern eingelagerten; Quarzit und quarzitische Schiefer, vielfach mit etwas Chlorit (z. T. in Helminth-Röllchen); sehr feinkörnige, tonige und z. T. etwas kohlige Schiefer, ähnlich den vorhin beschriebenen; Carbonatgesteine, anscheinend eisenreich, z. T. mit kugeligen, vermutlich auf Organismenreste deutenden Strukturen.

In den seltenen ganz dichten Lagen der Grauwacken (die zugleich etwas gefaltet zu sein pflegen) fehlen Gesteinsstückchen völlig; sie bestehen ausschließlich aus Bruch- und Rollstückchen der oben genannten einzelnen Minerale.

Der im kleinen wenig deutlichen Schichtung und Schieferung entsprechend sind Sericit- und Chloritblättchen, deren Menge nicht unbeträchtlich ist, durchaus regellos gelagert. Daß trotzdem erhebliche Pressungen stattgefunden haben, beweisen die undulöse Auslöschung und die Streifungen der Quarze, die Zerbrechungen und Verbiegungen der Zwillingslamellen der Plagioklase, die starken Fältelungen größerer Glimmerblättchen und Zertrümmerungen der Turmaline. Neubildungen, die auf regionale Metamorphose weisen, fehlen ganz. Hier und da findet man auf von Carbonat und Quarz erfüllten Klüften eigentümlich gitterförmig angeordnete, zwischen gekreuzten Nicols scheckig erscheinende Quarzstückchen, vielleicht Pseudomorphosen nach Baryt, in welchem der Quarz sich auf Spaltrissen nach (110) ansiedelte. Solche Adern von Baryt, die zu starken Gängen anschwellen, findet man öfter (auch in dem Vorkommen von Oberellenbach); abgebaut wird er gegenwärtig am Weidschekopf, wo er auf (001) schöne Fältelung

um [010] = f, infolge Translation längs T = (001) mit t = [100] zeigt[1]).

Im Ganzen weisen die Mineral- und Gesteinsgemengteile der Grauwacken auf zerstörte granitische und gneisige Gesteine und quarzreiche etwas chloritische Sericitschiefer (vom Habitus mancher Taunus-Schiefer); dazu gesellen sich aber gerade in den Gesteinen mit größeren (bis 25 mm) und nur wenig abgerollten Bruchstücken Trümmer solcher Gesteine, welche in unmittelbarer Nachbarschaft, nach meiner Auffassung im Liegenden, anstehen: körniger Diabas, dann diesen Diabasen mindestens sehr nahe stehende Labradorporphyrite, sandig-tonige Schiefer, Kieselschiefer mit Radiolarien und eisenschüssige grobkörnige Kalke[2]).

2. Die Diabase.

a) Körnige. Der in den Felsen am Waldwege südlich der Berka gegenüber dem Wirtshaus zur Frau Holle anstehende Diabas ist, wie alle Vorkommen des Gebietes, zwar schon recht weit zersetzt, läßt aber bei seiner Grobkörnigkeit doch noch Reste von braun-violettem und nahezu farblosem Augit, stark sericitisiertem Plagioklas, zertrümmertem Apatit, ziemlich viel leukoxenisiertes Titaneisen und vielfach auch noch Reste des mit ihm verbundenen Biotits erkennen; auch sieht man spärlich scharf begrenzte von Carbonat, Chlorit und Serpentin erfüllte Durchschnitte, die nach ihrer Form Olivin angehörten, während frischer Olivin allerdings fehlt.

Die Struktur ist diabasisch, indem der Plagioklas überall deutliche, der Augit keine Krystallform hat; es kommen indessen in derartigen Gesteinen zwischen den größeren Feldspatleisten

---

[1]) O. M. Neues Jahrbuch für Min. 1898 I, 151. Nach Mitteilung von Johnsen (Zentralbl. 1918, 265) hat Veit solche Translationen künstlich bewirkt.

[2]) Diese Grauwacken sind demnach nicht unähnlich denen des Oberen Culms im Harze; in diesen findet man aber neben den oben genannten Gesteinen (mit Ausnahme der Kieselschiefer und Carbonatgesteine?) auch Knotenschiefer, vermutlich aus der Kontaktzone des (älteren) Granites, der aus diesen Grauwacken schon von Hoffmann (Karstens und v. Dechens Archiv I, 129, (1829) angegeben wurde.

(Tafeln) auch Zwickel vor, die von kleinen Feldspaten erfüllt sind, und zwischen denen vermutlich Augit nicht in größeren Individuen (als einheitliche Füllmasse), sondern in kleinen Kryställchen vorhanden war. Ähnlich grobkörnige Gesteine trifft man auch am Berghang nördlich der Straße im Höllental, wo ein bei km 0,7 abgehender Waldweg neue Aufschlüsse geschaffen hat, ebenso im nördlichen Teile des alten Steinbruchs an der Straße Albungen—Allendorf wenig nördlich der Haltestelle Albungen.

Alle diese Gesteine zeigen, obwohl die Plagioklase merklich verbogen sind, keine deutliche Schieferung; dies würde bei der starken Fältelung der umgebenden Schiefer kaum verständlich sein, wenn die Neubildungen von Chlorit und Sericit schon zur Zeit der Pressung vor sich gegangen oder vorhanden gewesen wären. Außer den oben erwähnten Neubildungen findet man auf den zahlreichen die Gesteine durchsetzenden Spältchen auch Plagioklas, anscheinend albitisch, dagegen nicht Hornblende und Epidot.

b) Dichte. An der Grenze zum Schiefer werden die Diabase dicht, an manchen Stellen etwas mandelsteinartig. Mikroskopisch fallen diese dichten Gesteine zunächst auf durch größere, wenn auch nicht sehr zahlreiche Einsprenglinge mit den charakteristischen Formen des Olivins, namentlich auch in spießigen Wachstumsformen, die offenbar große Einschlüsse von Glas- oder Grundmasse beherbergten; sie sind völlig wie oben pseudomorphosiert und heben sich von der Grundmasse daher nicht hinreichend ab, um noch makroskopisch erkannt werden zu können. Neben diesen mikroskopisch größeren Einsprenglingen gehören zum Olivin offenbar aber auch sehr zahlreiche ebenso völlig pseudomorphosierte doppeltgablige Längsschnitte und ebenso Querschnitte von der Form abgestumpfter Rhomben mit zentralem Grundmasse-Einschluß, die durch alle Übergänge mit den größeren verbunden sind.

Diese großen und kleinen Einsprenglinge, die keinerlei gesetzmäßige Lage zueinander erkennen lassen, liegen in einer Grundmasse, welche besteht aus: 1. Wirr gruppierten besenförmigen Faserbüscheln (aufzufassen als Querschnitte von dünnen

Tafeln[1]), die nur selten noch deutlich polarisieren und trüb bräunlichgrau durchscheinen; nach Brechung und Doppelbrechung handelt es sich um Plagioklas. 2. Aus einer den Untergrund der eng gedrängten Fasern bildenden Zwischenmasse, die natürlich auch in Streifen erscheint; sie zeigt nur hier und da noch deutliche ziemlich kräftige Doppelbrechung von felderweise gleicher Stärke und gleicher, wenn auch wenig scharfer Auslöschung. Ich halte diese Zwischenmasse danach für Augit, die ganze Struktur für eine höchst feinkörnige Wiederholung der Struktur der grobkörnigen Diabase, nämlich der Plagiaklastafeln mit (wenig jüngerem) Füllsel von Augit. In den Grundmasse-Einschlüssen einiger der größeren Olivin-Einsprenglinge kann man diese Struktur auch noch erkennen. Gegenüber den »körnigen« Diabasen, die nur wenig Olivin führen, sind diese Grenzformen also durch Olivin mikroporphyrisch.

Erze und andere Nebengemengteile (Biotit, Apatit) wurden nicht beobachtet[1]); ihre Ausscheidung scheint hier durch die schnelle Erstarrung ebenso verhindert zu sein wie die Wiederauflösung des gegenüber den körnigen Gesteinen so reichlich vorhandenen Olivins, von der sich allerdings deutliche Anfänge in der Korrosion der Wachstumsformen bemerklich machen. Die Erstarrung scheint gleichwohl holokrystallin gewesen zu sein. Auf der innigen Durchwachsung von Augit und Plagioklas der Grundmasse scheint die große Zähigkeit dieser Gesteine zu beruhen, die sich noch mehr bemerklich machen würde, wenn sie nicht von zahllosen Klüften durchzogen würden, auf denen sich Neubildungen derselben Art wie oben erwähnt angesiedelt haben. Sie haben an vielen Stellen natürlich auch den Bau der Grundmasse völlig unkenntlich gemacht.

c) Variolite wurden nur in dem schon von Moesta angegebenen, jetzt ganz verfallenen Steinbruch bei km 21,1 der Straße

[1]) Daß die Erze und Apatit keineswegs stets die ältesten Ausscheidungen basischer Schmelzflüsse sind, erkennt man an manchen basaltischen Gläsern, die ganz frei davon sind, aber zahlreiche Kryställchen von Olivin, Plagioklas und Augit enthalten.

Albungen—Allendorf, und zwar nur im südlichen Teil an der oberen Grenze des Diabases gefunden. Die Variolen haben 1—20 mm Durchmesser und heben sich makroskopisch grünlichgrau von ihrer grünschwarzen Zwischenmasse ab, manche zeigen wenig scharf begrenzte ringförmige, nach außen heller werdende Zonen. Das Mengenverhältnis zwischen Variolen und Zwischenmasse schwankt vom Erscheinen vereinzelter Variolen bis zum Zusammenballen zahlreicher zu formlosen Massen, die sich nicht von den oben beschriebenen dichten Diabasen unterscheiden. Längs Klüften verlaufen stärker zersetzte und dann auch wohl etwas geschieferte Partieen, in denen die Variolen ein wenig elliptisch deformiert sind.

Hinsichtlich der Zusammensetzung und Struktur weichen die Variolen von den dichten Diabasen nicht merklich ab; im besonderen sind die oben als Feldspat gedeuteten, zu besenförmigen Bündeln vereinigten Fasern (Tafeln) zwar innerhalb des einzelnen Bündels konzentrisch-strahlig bis annähernd parallel gelagert, die Bündel selbst aber, von denen sehr zahlreiche eine einzelne Variole aufbauen, zeigen keinerlei Regelmäßigkeit der Anordnung, weder zueinander, noch zum Mittelpunkt der Variole, ebenso wenig wie in den nicht variolitischen dichten Diabasen. Die Bündel sind aber im ganzen wohl noch feiner struiert, auch größere Olivineinsprenglinge seltener als dort. Die kleinen gegabelten Olivineinsprenglinge erscheinen ebenso massenhaft wie dort, ohne Unterschied innerhalb und außerhalb der Variolen; auch setzen seine einzelnen Kryställchen über die mikroskopisch ganz scharfe, wenn auch wenig ganzrandige Grenze zwischen den Variolen und ihrer Zwischenmasse fort, während von der Struktur der Grundmasse zwischen den Olivingäbelchen außerhalb der Variolen (in ihrer Zwischenmasse), nichts zu sehen ist.

Diese dunkle Zwischenmasse bestand anscheinend ganz aus basischem Glas, das jetzt in ein Gemenge graubrauner Klümpchen von Serpentin + Chlorit + Carbonat + feinen unbestimmbaren Körnchen zersetzt ist, und denselben kleinen Olivineinsprenglingen wie innerhalb der Variolen. Es ähnelt im ganzen

den Zersetzungsprodukten der Augite in den körnigen Diabasen, ist aber wohl carbonatreicher. Von der Bündelstruktur der Variolen findet man keine Spur.

Die Variolen erinnern offenbar an die sphärolithischen Bildungen der sauren Eruptivgesteine, mit denen sie ja die Form auch teilen; sie unterscheiden sich von ihnen der Struktur nach dadurch, daß bei ihnen das Zentrum, von dem die Krystallisation ausging, im Aufbau der Variole nicht erkennbar ist, obwohl ja die Kugelform auf das Vorhandensein eines solchen Zentrums ebenso deutlich wie bei den Sphärolithen der sauren Gesteine hinweist.

Die Ursache liegt offenbar in der Gegenwart der zahlreichen kleinen Einsprenglinge von Olivin innerhalb jeder Variole und der fast gleichzeitigen Ausscheidung von Plagioklas und Augit in ihnen. Schon gleich nach Beginn der Ausscheidung der ersten Feldspatfasern[1]) verhinderten die Olivine das ungestörte gleichmäßige Wachstum dieser Keime nach allen Seiten, indem diese Fasern an ihnen Ablenkungen und auch wohl Zerbrechungen erfuhren, sodaß dadurch neue Krystallisationszentren geschaffen wurden, und statt eines einzigen großen, allseitig ausgebildeten Sphärolithen zahlreiche kleine Teil-Sphärolithe, eben die erwähnten Faserbündel, entstanden. Diese störenden Wirkungen wurden noch verstärkt durch die sehr bald infolge Übersättigung in der Nähe der ausgeschiedenen Feldspate einsetzende Krystallisation auch des Augits, der das freie Wachstum der Feldspatkeime nach allen Seiten ebenfalls beeinträchtigte.

Da aber alle diese die Entwicklung radialstrahliger Feldspatsphärolithe störenden Umstände sich nach allen Seiten rings um den ersten Feldspatkeim gleichmäßig bemerkbar machten (denn die Olivingäbelchen sind regellos gleichmäßig verteilt), gestaltete sich dennoch die Grenze zwischen dem um den ersten Keim krystallin gewordenen und dem noch flüssigen Teil der Schmelzmasse in jedem Augenblick annähernd kuglig und war es auch noch in dem Augenblick, wo die zu groß gewordene

[1]) Tafeln, die im Durchschnitt als Fasern erscheinen.

Unterkühlung der weiteren Krystallisation von Feldspat und Augit ein Ende machte[1]). So kommt es, daß diese »Variolen« den Sphärolithen der sauren Ergußgesteine, deren regelmäßig zentrifugales Wachstum nicht durch das Vorhandensein zahlreicher kleiner älterer Einsprenglinge behindert war, als kuglige Wachstumsformen von Faser-(Tafel-)Aggregaten ohne regelmäßigen Bau gegenüberstehen[2]).

Die chemische Analyse der Variolen ergab die Zahlen

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	45,81	48,42	39,50	72,68
TiO_2	0,70	1,12	1,38	0,53
Al_2O_3	14,92	18,78	16,43	9,60
Fe_2O_3	1,99	1,50	3,51	2,73
FeO	6,52	5,93	11,23	3,05
MnO	—	nicht bestimmt		—
CaO	9,32	4,05	2,42	1,69
MgO	7,62	6,67	12,63	3,81
K_2O	0,31	1,18	1,26	2,41
Na_2O	4,54	5,44	0,90	0,49
H_2O	4,11	3,63	8,83	2,65
CO_2	3,88	3,24	1,91	0,48
P_2O_5	0,11	0,14	0,15	0,15
SO_3	0,06	0,07	0,08	0,12
	99,89	100,17	100,23	100,39

I. Diabas. Erläuterungen zu Blatt Allendorf S. 11 nach Moesta.

II. Variolen des Variolits von km 21,1 der Straße Albungen—Allendorf bei Bahnhof Albungen.

III. Zwischenmasse der Variolen daselbst.

IV. Schiefer aus Diabaskontakt. Bilstein, Höllental.

unter II, die ihrer Zwischenmasse die Zahlen unter III; beide Analysen sind ebenso wie IV im Laboratorium der Preußischen

[1]) An dieses wirr-unregelmäßig, aber gleichwohl nach allen Richtungen des Raumes gleichmäßige Weiterwuchern der von den ersten Feldspatkeimen abgesprengten Teile erinnerten mich die eingangs erwähnten kreisrunden Heidepolster auf der Grauwacke von Oberellenbach. Der Botaniker wird auch an Hexenringe, der Physiker an das Huygens'sche Prinzip der einhüllenden Wellen denken.

[2]) Die »Sphärolithe« der Quarzporphyre usw. würden daher auch noch erkennbar sein, wenn sie infolge Aufzehrung aller Schmelze so dicht gedrängt lägen, daß ihre Form infolge Zusammenstoßens ganz verloren ginge; die »Variolen« müssen unter diesen Umständen völlig verschwinden.

Geologischen Landesanstalt ausgeführt, wofür ihrer Direktion auch hier gedankt sei. Zum Vergleich ist unter I auch die chemische Analyse des Diabases aus den Erläuterungen zu Blatt Allendorf mit aufgeführt. Die Unterschiede zwischen den Variolen und ihrer Zwischenmasse sind danach größer, als man nach der mikroskopischen Untersuchung erwarten sollte. Der große Unterschied im Gehalt an Alkalien erklärt sich allerdings wohl größtenteils daraus, daß der Schmelzrest zur Zeit seiner Verfestigung stärker an Alkalien als an seinen andern Bestandteilen verarmt war, ferner daraus, daß die Alkalien aus der Zwischenmasse, weil glasig, bei deren späterer Zersetzung viel vollständiger entfernt wurden als aus den Feldspatfasern, die ja nicht ganz zersetzt sind; das letztere gilt auch vom CaO-Gehalt in II gegenüber III. Dagegen wird der viel reichlichere Gehalt an Eisenoxyden und MgO — 14,10 in den Variolen gegenüber 27,37 in ihrer Zwischenmasse! — wohl auf ursprünglichen Unterschieden beruhen, denn es ist anzunehmen, daß sich die Eisenoxyde ganz wesentlich in der glasigen Zwischenmasse anhäuften und hier bei vollkommen krystalliner Entwicklung ähnliche Aggregate dunkler Wachstumsformen geliefert haben würden, wie man sie als »Bärte« um die kleinen Feldspateinsprenglinge in basaltischen Gläsern findet. Der MgO-Gehalt der Zwischenmasse steckt natürlich namentlich im Serpentin und Chlorit (das Carbonat der Gesteine ist fast nur $CaCO_3$) und dürfte zum guten Teil auch den kleinen Olivineinsprenglingen der Zwischenmasse entstammen.

Gegenüber den »körnigen« Diabasen sind also seine variolitischen Ränder durch die reichliche Ausscheidung von Olivin, das Fehlen nicht nur der Erze und andern Nebengemengteile (Apatit), sondern auch des Biotits charakterisiert. Da letzterer außer Mg und Fe auch kleine Mengen Al_2O_3, Alkalien und Wasser bindet, darf man vielleicht annehmen, daß der Augit des Variolits tonerde-reicher und Mg-ärmer, sein Plagioklas alkalireicher sein wird als der des körnigen Diabases:

Körniger Diabas = Diopsid + Plagioklas + Eisenerz + Biotit + wenig Olivin + Apatit.

Variolitischer Diabas = Augit + K-haltiger Plagioklas + viel Olivin + Glas mit flüchtigen Bestandteilen (P, Cl, F, H).

Dabei bezeichnet die Ausscheidung des wasserhaltigen Biotits, die zweifellos einen erheblichen Wasserdampfdruck voraussetzt, hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung, die Holokrystallinität hinsichtlich der Struktur die Annäherung des körnigen Diabases an die Erstarrungsverhältnisse der Tiefengesteine, die Rosenbusch zeitweilig veranlaßte, die Diabase zu den Tiefengesteinen zu stellen.

Variolitische Randbildungen sind bei den Diabasen nicht allzu häufig beobachtet. Nach der hier gegebenen Darlegung würde rasche Abkühlung neben frühzeitiger Ausscheidung von Olivin, also wohl hoher Gehalt an Mg und Fe, eine Bedingung ihrer Entstehung sein; zugleich dürften aber nicht, wie bei den Pikriten, die zur reichlichen Plagioklasbildung nötigen Alkalien fehlen. Darnach erscheint es auffallend, daß an Basalten bisher, soviel ich weiß, variolitische Salbänder von der Art wie in den Diabasen nicht beobachtet sind[1]).

3. Die Sedimente aus dem Diabaskontakt.

Sie sind meist höchst feinkörnig, fast gar nicht sericitisch und daher auch nicht oder nur wenig schiefrig, dagegen bei reichlichem Chloritgehalt wohl verruschelt; undeutliche Schichtung wurde nur einmal beobachtet. Sie nähern sich im Aussehen etwas Schencks Hornschiefern aus dem Ruhrtal, indessen liegt weder nach der mineralogischen noch nach der chemischen Zusammensetzung eine Veranlassung vor, sie mit diesen auch der Entstehung nach zu vergleichen, noch weniger kann hier von Adinol-artigen Bildungen die Rede sein, auch nicht bei den Schiefern vom Variolit-Kontakt, von wo Moesta solche angibt.

Das Korn dieser Gesteine geht bis zu submikroskopischen

[1]) Die äußerlich ähnlichen von Schwantke (Neues Jahrbuch für Min. B.-B. **18**, 503, ff. 1904) beschriebenen Gesteine sind mit den hier besprochenen nicht vergleichbar.

Dimensionen herab: höchst feine und unregelmäßig gelagerte Sericithäutchen sind in manchen das allein mit Sicherheit Erkennbare; in dem analysierten Gestein (IV, p. 213) wird trotz seines Gehaltes an MgO (3,8%) ein merklicher Gehalt an Chlorit nur daraus mikroskopisch wahrscheinlich, daß er auf Klüften, vermutlich als gröber blättrige Fortwachsung sehr feiner im Innern vorhandener Blättchen, erscheint. Dasselbe gilt manchmal vom Quarz. In einigen Gesteinen vom Kontakt finden sich reichlich Radiolarien; fein verteilt, vielleicht amorph, dürfte SiO_2 in den meisten reichlich vorhanden sein. Zuweilen sind die Gesteine von Eisencarbonat durchtränkt; das ist jedenfalls eine spätere Bildung, da es gewissermaßen einen Untergrund bildet, der über größere Räume hin optisch einheitlich orientiert ist und nur aus wenigen, einander mit unregelmäßigen Grenzen durchdringenden Individuen besteht. Auf Klüften solcher Gesteine erscheint das Carbonat auch in Pseudomorphosen nach einem faserigen Mineral und zeigt seinerseits schon wieder Anfänge einer Verdrängung durch Chlorit (Chamosit)-blättchen.

Es ist zu vermuten, daß diese Durchtränkung mit Eisencarbonat aus dem benachbarten Diabas stammt, und daß dieser wesentlichen Anteil auch an der Zusammensetzung anderer chloritreicher und stark verruschelter schiefriger Massen im Diabaskontakt hat, welche Übergänge in solche Gesteine bilden, die anscheinend nur aus sehr feinen und innig verwobenen Blättchen von Sericit und Chlorit mit vielleicht etwas ? Leukoxen bestehen. Aber auch die von normalen Schiefern abweichende Zusammensetzung der erstgenannnten Nachbargesteine der Diabase scheint durch letztere insofern beeinflußt zu sein, als dem normalen Material der Sedimente schon bei ihrer Entstehung Zersetzungsprodukte des Diabases sich beimengten oder von ihm ausgehende Lösungen die Bildung z. B. von Kieselschiefern begünstigten.

Daß es aber zu einer merklichen Kontakmetamorphose der Sedimente am Diabas nicht gekommen ist, ist in Übereinstimmung mit dessen Auftreten als effusives Lager, wie dies auch durch die starke Beeinflussung seiner Struktur, namentlich der starken Ver-

kleinerung seines Kornes und der Ausbildung glasreicher variolitischer Grenzformen bezeugt wird. Dabei weist das Fehlen größerer Tuffmassen und die geringe Entwicklung von Mandelsteinen, sowie die Art der angrenzenden Sedimente wohl auf Ergüsse unter großem Wasserdruck hin, was einerseits ja schnelle Abkühlung, andererseits geringe Gasentwicklung zur Folge haben mußte.

Druckfertig abgeschlossen am 8. November 1919.
Druck verfügt am 19. Februar 1920.

Fossilführende Diluvialschichten bei Krölpa in Thüringen.

Von Herrn **J. Stoller** in Berlin.

Mit 7 Textfiguren.

Im Frühjahr 1914 war in einer Abbauniische der umfangreichen Tongruben des Tonwerkes Krölpa in Thüringen das Skelett eines Mammuts (*Elephas primigenius* Blumenb.) freigelegt worden. Der Direktor der Tonwerke, Herr Hütteningenieur Desgraz, hatte die Liebenswürdigkeit, die Geologische Landesanstalt in Berlin von dem Funde zu benachrichtigen, worauf Herr Zimmermann, der in den Jahren 1884 und 1885 die Gegend (Blatt Ziegenrück) geologisch kartirt hatte, mit der Bergung des Fundes für das Geologische Landesmuseum in Berlin betraut wurde.

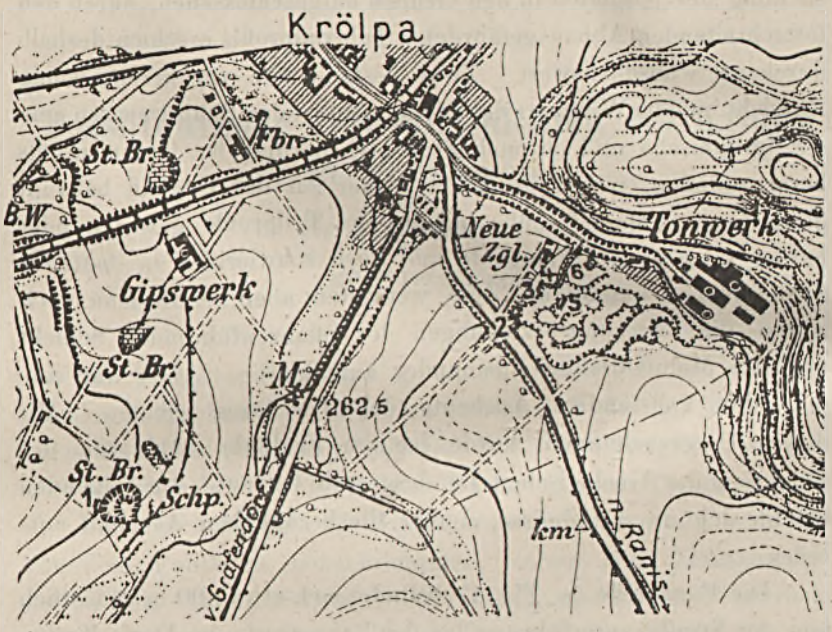
Im Herbst darauf schickte Herr Desgraz an die Geologische Landesanstalt mehrere Proben von Torf und von faulschlammigem Ton und berichtete, daß die Proben aus dem Mammutlehm stammten, in dem offenbar ein Torfnest vorkomme. Ich erhielt den Auftrag, die Proben botanisch zu untersuchen. Dabei ergab sich das Vorkommen von lauter Pflanzen eines gemäßigten Klimas, darunter Eiche, Esche, Hasel, während keinerlei Reste von Pflanzen eines kühleren oder gar kalten Klimas festgestellt werden konnten. Dieses Ergebnis stand in krassem Widerspruch zu der von den Anhängern der Interglazialtheorie unter den Diluvialgeologen geteilten Anschauung, daß das wollhaarige Mammut ein Repräsentant der eiszeitlichen Tierwelt des Diluviums sei, und

schien aufs deutlichste der von vielen Gegnern der Interglazialtheorie vertretenen Auffassung Recht zu geben, die das gemischte Vorkommen glazialer und interglazialer Faunen und Floren in ein und derselben Schicht behauptet. Eine eingehende Untersuchung des gesamten in den Gruben aufgeschlossenen, durch den fortschreitenden Abbau gefährdeten Diluvialprofils erschien deshalb durchaus wünschenswert. Zwar bestand von vornherein wenig Aussicht, in dem Wirrwarr der dortigen diluvialen Schuttmassen eine stratigraphische und chronologische Gliederung des Gesamtprofils herauszufinden, waren doch alle bisher aus der Gegend bekannt gewordenen Diluvialprofile immer nur Teilprofile gewesen oder hatten schwer zu erkennende und noch schwieriger zu deutende Schichtlücken enthalten. Zum wenigsten aber konnte man doch hoffen, die Lagerungsbeziehungen der pflanzenführenden Schicht und des Mammutlehms zueinander aufzuklären. Auch war eine möglichst vollständige Ausbeute des Torfflözes geboten. Mit diesen Untersuchungen wurde ich im Frühjahr 1915 von der Direktion der Geologischen Landesanstalt betraut. Im folgenden möchte ich die Ergebnisse meiner diesbezüglichen Arbeiten mitteilen.

Die Fundstelle (s. Fig. 1) befindet sich etwa 400 m südöstlich von der Straßenunterführung bei der Bahnstrecke im Dorfe Krölpa und östlich von der Straße, die Krölpa mit Ranis verbindet. Sie liegt in 280—282 m Meereshöhe, auf dem flachen Rücken einer 500—600 m breiten Anhöhe, die in NW-SO-Richtung zwischen dem am Fuße des steil aufragenden Schloßberges von Brandenstein vorüberfließenden Bache im Osten (im folgenden »Krölpaer Bach« genannt) und dem von Wöhlsdorf kommenden Bach im Westen (»Wöhlsdorfer Bach«) in gleichmäßigem Anstieg zu einem breiten und hohen Plateaurücken emporführt. Dieser massige Plateaurücken verläuft südlich von Wöhlsdorf, Ranis und Wernburg in südwest-nordöstlicher Richtung und beherrscht die ganze Gegend. Von ihm aus senkt sich das Land in nordwestlicher Richtung gleichmäßig bis hinab zu dem von SW nach NO verlaufenden, weiten und anmutigen Tale der Kotschau, die auch Wilde

Orla oder Falsche Orla oder Kleine Orla heißt. Sie führt ihre Wasser an Rockendorf, Krölpa, Öpitz und Pößneck vorüber bei Köstritz der Orla zu.

Figur 1.



Maßstab 1 : 12500.

Östlich von einer Linie Krölpa-Ranis ragen mehrere steil aufsteigende, meist isolierte Tafelberge in die Luft. Nicht weit von unserer Fundstelle erhebt sich majestätisch die Burg Ranis auf solch einem Tafelberg; ein anderer, noch näher unserer Fundstelle, wird von dem Schlosse Brandenstein gekrönt. Diese merkwürdigen Tafelberge sind die infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegen Massenabtragung erhalten gebliebenen Bryozoenriffe des Unteren und Mittleren Zechsteins, während das gleichmäßig abgedachte Gelände unserer Gegend teils aus den Rauchwacken des Mittleren Zechsteins teils aus den dolomit- und gipsführenden Unteren Letten sowie den Plattendolomiten des Oberen Zechsteins aufgebaut ist. Darüber breiten sich diluviale Schichten aus, die

teils aus Sand und Schotter teils aus Lehm bestehen und eine nur gering mächtige, ja oft schleierartig dünne, vielfach zerrissene Decke bilden.

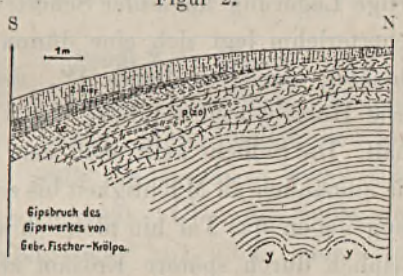
I. Beschreibung einzelner Teilprofile.

Im nachfolgenden sollen einige Profile beschrieben werden, die an verschiedenen Stellen der Grubenwände aufgenommen wurden, nachdem die Stellen vom Abraumschutt genügend frei gemacht worden waren. Das Profil 1 stammt nicht von den Tongruben des Tonwerkes Krölpa, sondern von der neuen Grube der Gipsbrüche, die zum Gipswerke der Gebrüder Fischer gehören. Die örtliche Lage der einzelnen Profile ist in der Kartenskizze Fig. 1 durch die Zahlen 1—6 bezeichnet.

Profil 1 (s. Fig. 2).

Am südwestlichen Stoß des neuen Gipsbruches der Gebrüder Fischer in Krölpa zeigt die Grubenwand in der Richtung gegen das südlich vorbeiziehende Tälchen in einer Höhenlage von NN + 280 m ein Profil, das durch die nebenstehende Fig. 2 wiedergegeben ist. Vom Liegenden zum Hangenden betrachtet, folgt

Figur 2.



Profil 1.

über dem in der Grube abgebauten Massengips, der nach oben in zahlreichen hochragenden Buckeln von gerundeten, beinahe halbkugeligen Oberflächenformen abschließt, noch ein Rest von bunten Letten in einer Mächtigkeit von 1,5—2 m.

Darüber lagert ein Schutt- und Schotterlehm **p(zo)** von 1—1,5 m Mächtigkeit. Die lehmig-tonige Grundmasse dieser

Schicht ist im wesentlichen aus einer Umlagerung der bunten Letten des Oberen Zechsteins in der nächsten Umgebung hervorgegangen und zeigt eine Art Schichtung insofern, als die bunten Farben dieser Letten (grünlichgrau, rot und braun) schlierig-schichtig angeordnet erscheinen. Untergeordnet kommen auch Schlieren von rostgelbem mittelkörnigen Sand vor, dessen Herkunft wohl auf den Hauptbuntsandstein der Gegend zurückzuführen ist. Die Lehmmasse ist durchsetzt mit kleinen Schotterstücken von plattig-eckigen bis schwach gerundeten Formen. Es wurden Plattendolomite und Rauchwacken, ferner stark sandige, ausgelaugte Dolomite und kavernöse dolomitische Kalke des Zechsteins festgestellt, also lauter Gesteine, die aus der nähern und nächsten Umgebung der Örtlichkeit stammen. Daß es sich hierbei aber nicht um Verwitterungsschutt von an Ort und Stelle ehemals anstehend gewesenem Gestein handelt, sondern um Gesteinstrümmer, die eine Umlagerung und Verfrachtung, wenn auch wahrscheinlich nur aus geringer Entfernung, erfahren haben, das geht nicht bloß aus der Mischung verschiedener Gesteine in der Zusammensetzung des Schotters hervor, sondern auch daraus, daß die Stücke nicht wirr lagern, sondern mehr oder weniger deutlich die dachziegelartige Lagerung fluviatiler Schotter erkennen lassen.

Auf den Schotterlehm legt sich eine dünne Schicht von gelbbraunem, gleichmäßig sandigem Lehm $\delta\mathfrak{L}$, der zahlreiche winzige, ganz mürbe Holzkohlesplitterchen, meist in Form kleiner Kügelchen, enthält. Die Schicht keilt nach dem Berge zu aus, talwärts gewinnt sie allmählich an Mächtigkeit bis zu 0,50 m, hört aber dann am Steilhang gegen das Tal hin plötzlich auf, da sie im Tale selbst augenscheinlich durch spätere Erosion zerstört worden ist.

Dasselbe gilt für die nächst folgende Schicht, die aus einem überaus magern, locker gelagerten, gerölle- und geschiebefreien, sandigen bis feinsandigen Lehm besteht, der in seiner untern Hälfte von einer Unmenge kleiner und kleinster Brandkohlensplitter gleichmäßig durchsetzt ist, so daß er bei flüchtigem Blick als Moorerdeschicht gedeutet werden könnte. Die Ausdehnung des Profilaufschlusses nach dem Tale hin war leider zu kurz, als

daß sich hätten Anhaltspunkte finden lassen zur Beantwortung der Frage, ob die Brandkohlenschicht nur eine örtliche, auf wenige Meter beschränkte Einlagerung im Schichtprofil darstellt oder nicht. Ihre beobachtete Mächtigkeit erreicht als Höchstmaß nur 0,4—0,5 m. Zudem ist ihre obere Grenze nicht scharf; die kohligen Beimengungen in der untern Hälfte der Schicht nehmen von unten nach oben ganz allmählich an Menge ab. Die obere Hälfte der Schicht, die zugleich die hangendste Partie des ganzen Profils bildet, ist von dunkelbrauner Farbe und unterscheidet sich petrographisch von dem magern, sandigen Lehm der Brandkohlen führenden untern Hälfte nicht. Nur durch das fast völlige Fehlen kohliger Bestandteile wird äußerlich eine Selbständigkeit dieses Profilteiles vorgetäuscht. Ob diese Schicht der weiter unten näher beschriebenen Schicht (δ is$_F$) entspricht, kann sicher nur durch die noch ausstehende geologische Neuaufnahme der Gegend entschieden werden.

Dieses Profil wurde hier aufgenommen, einesteils weil es durch den weiterschreitenden Abbau des Gipsbruches wohl bald zerstört sein wird, andernteils weil es die schon bekannten Örtlichkeiten, an denen in dieser Gegend die weiter unten noch zu besprechenden Brandkohlenschichten vorkommen, um eine vermehrt.

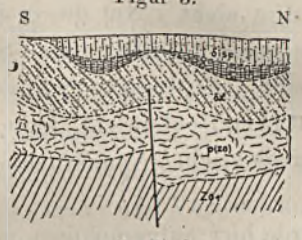
Profil 2 (s. Fig. 3).

Es ist der Grubenwand entnommen, die parallel der Straße Krölpa-Ranis, nur wenige Meter östlich von ihr, verläuft, und zwar nahe bei der Stelle, an der diese Wand mit der nördlichen Grubenwand zusammenstößt. Über die Stelle weg führte früher ein primitiver Zufahrtsweg zur alten, mehr als 30 m von der Straße abgelegenen »Lehmgrube«, so wie sie bis 1903 wenigstens bestanden hatte; das geht aus der topographischen Karte hervor, deren Aufnahme 1903 erfolgt war. Hierdurch erklärt sich das Fehlen der obersten Schicht des Profils.

Auf den intakten roten Letten des Obern Zechsteins folgt der mit einzelnen Geröllen durchsetzte Schuttlehm **p(zo)**, hervorgegangen aus den bunten Letten des Obern Zechsteins und

schwach wellig verlaufend. Er ist hier durchschnittlich 1 m mächtig. Darüber folgt ein gelbbrauner, gleichmäßig sandiger Lehm $\delta\mathfrak{L}$, ohne jegliche Schichtung, auch ohne irgend welche Geschiebe oder Gerölle. Dieser Lehm ist mit schwarzen Tupfen gesprenkelt, die von kleinen Holzkohlensplittern (Brandkohlen) herrühren. Seine Mächtigkeit beträgt ebenfalls etwa 1 m. Die folgende Schicht, im allgemeinen nur 0,2—0,4 m mächtig, füllt namentlich die kleinen Mulden des sandigen Lehms aus und besteht aus einem aschgrauen, humosen und stark tonigen, z. T.

Figur 3.



Profil 2.

faulschlammigen, locker gelagerten feinen Sand δis_F, der ebenso wie der unterlagernde sandige Lehm einzelne kleine und kleinste Splitter von Holzkohle enthält. Er geht nach oben fast unmerklich in einen hellaschgrauen, tonigen, an Humus und Faulschlammteilen weniger reichen, dafür aber mehr Holzkohlensplitterchen und Ascheteilchen enthaltenden Sand über. Damit schließt das Profil ebenflächig mit der Straße ab. Seine Ergänzung nach oben ist jenseits der etwa 1 m tief ins Gelände eingeschnittenen Straße zu sehen. Hier zeigt die dort noch erhaltene Böschung zu unterst geröllführende (?) rote Letten und darüber Lößlehm in einer Mächtigkeit von 0,6—0,8 m.

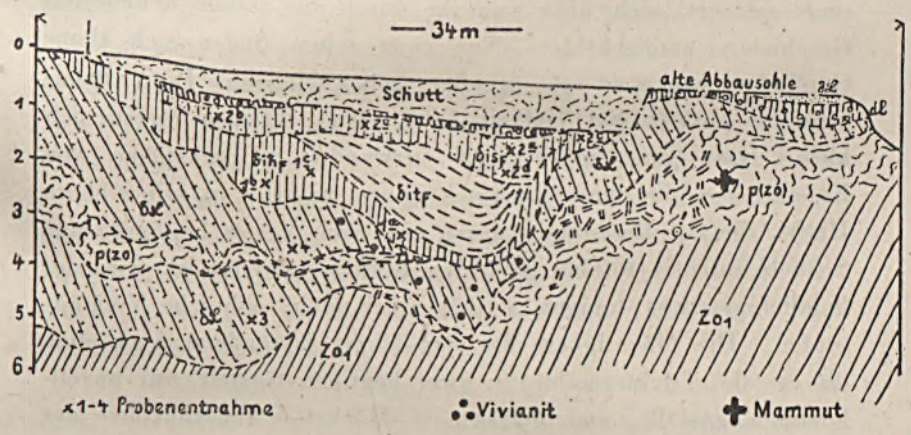
An einer Stelle des Profils geht beinahe senkrecht ein messerscharfer Spalt in die Tiefe; an ihm hat eine Verschiebung der Schichten um etwa 0,7 m stattgefunden. Es ist bemerkenswert, daß der Spalt nach oben bloß bis in die Schicht des sandigen Diluviallehms reicht. Die lokale Störung hat also zur Diluvialzeit stattgefunden. Es handelt sich wahrscheinlich um einen Einsturz infolge Gipsauslaugung im Untergrunde. Dicht unter der Stelle

dieses Teilprofils liegt noch jetzt ein mächtiger Gipsblock in der Grubensohle als ein Restzeuge der Auslaugung von Gips in früheren Zeiten.

Profil 3 (s. Fig. 4).

Das Profil zeigt die Ausfüllung eines Erdfalltrichters im Untern bunten Letten des Obern Zechsteins und enthält die Lagerstätte des eingangs erwähnten Torfflözes sowie des Mammutskelettes. Die Lagerungsverhältnisse der Schichten gehen aus der maßstäblich (mit einer Überhöhung von 2 : 1) möglichst naturgetreu gezeichneten Skizze (s. Fig. 4) hervor. Als liegendste diluviale Schicht

Figur 4.



Profil 3. Höhe : Länge = 2 : 1.

ist auch hier die oberste Partie des Zechsteinlettens zu betrachten. Sie geht zwar nach unten unmerklich in den normalen roten bezw. bunten Zechsteinletten über, giebt aber doch in ihrer schichtungs- und strukturlosen Massigkeit zusammen mit der Einlagerung von schichtfremden Gesteinsteilen deutlich zu erkennen, daß sie jenem gegenüber als selbständige Schicht zu betrachten ist. Schichtfremde Gesteinsteile sind an der Stelle dieses Teilprofils zwar nicht häufig; immerhin lassen sich unschwer kleine Gerölle von weißen Gangquarzen und von Buntsandstein auffinden. Häufiger sind eckige Bruchstücke von Plattendolomit, die namentlich am östlichen Ende dieses Teilprofils einen wesentlichen Anteil an der

Zusammensetzung der Schicht nehmen, die wir auch hier am besten als Schuttlehm p(zo) bezeichnen. Die zahlreichen Trümmer von Plattendolomit in diesem Schuttlehm stammen aus zusammengebrochenen und bei der Entstehung von Erdfällen nachgestürzten Resten von Plattendolomitbänken, die noch zur Tertiärzeit in dieser Gegend die unteren bunten Letten als dünne, lückenhafte Decke überlagert hatten.

Über dem mit stark welligem Oberflächenverlauf den Boden des Erdfalltrichters bildenden Schuttlehm folgt ein blauer, gelb verwitternder, gleichmäßig sandiger Lehm, der völlig struktur- und schichtungslos ist und an eine tonig entwickelte Grundmoräne erinnert, sich aber von ihr durch das völlige Fehlen von Geschieben unterscheidet. Nur ganz selten finden sich kleine Geröllchen von etwa erbsengroßen, hellen Quarzen. Dieser Sandlehm δ♀ enthält viel Vivianit in Tupfen. Ebenso finden sich kleine, fast ganz in Vivianit verwandelte Bruchstücke von Knöchelchen, die eine zylindrische Form haben. In seiner obern Hälfte, die von der untern durch eine von Westen hereinragende Schliere intensiv rotblau gefärbten Lettens getrennt ist, wird der Sandlehm etwas toniger, enthält aber auch zahlreiche Viviantittupfen. Die Mächtigkeit des Sandlehms ist äußerst wechselnd, da er die Trichtermulde in ihrer heutigen Gestalt nur unvollkommen ausfüllt, und beträgt im Höchstfall einschließlich der Schliere von Zechsteinletten 5 m, sinkt aber im Osten des Profils bis auf 0,4 m herab.

Es folgt ein aschgrauer bis fast schwarzer, lockerer, mehr oder weniger faulschlammhaltiger Ton δih_F, der ungeschichtet ist und viel Pflanzenhäcksel, darunter namentlich viele kleine Früchtchen und Samen, enthält. Seine ebenfalls starken Schwankungen unterworfene Mächtigkeit beträgt im Mittel etwa 0,8 m. Er bildet die unmittelbar liegende Schicht des Torfflözes.

Das Torfflöz δit_F füllt den Innenraum des Trichters als Klotz aus und besteht aus an- und eingeschwemmten und dann vertorften Pflanzenresten, also aus allochthonen Torfmassen mit ausgezeichneter Schichtung. Diese erscheint um so deutlicher, je

häufiger sich dünne, nur 1—2—3—5 mm dicke Lagen von sandigem bis feinsandigem, faulschlammhaltigem Ton zwischen die an sich schon leicht spaltbaren Torflagen einschalten. Es ist derselbe Faulschlammton, der die das Flöz unterlagernde Schicht bildet. Die Schichtung verläuft aber nicht horizontal, sondern in der Richtung der Unterkante des Flözes. Was die Torfmassen selbst betrifft, so findet sich sehr viel Holzhäcksel nebst äußerst häufigen Laubblattresten, die kreuz und quer die dünnen Schichtlagen decken, so daß das Flöz z. T. als geschichteter Laubblatttorf auf humos-faulschlammig-toniger Unterlage bezeichnet werden kann. Zum Pflanzenhäcksel des Torfflözes gehören eingeschaltete dünne, schichtige Lagen von ganz kurzen Zweigresten, von halbmazerierten Holzsplittern, ferner Bruchstücke von den oberirdischen Stengelteilen des Schilfrohrs und, allerdings seltener, Bruchstücke von Holzstämmen, namentlich der Esche. Die größte Mächtigkeit des Torfflözes (als Klotz betrachtet) beträgt 1,5 m.

Über dem Torfflöz folgt, verschieden mächtig, aber nach oben fast eben abschließend, ein im allgemeinen hellgrauer, schichtungsloser, faulschlammhaltiger, toniger feiner Sand bis Feinsand ∂is_F, der locker gelagert ist und undeutlich geschichtet erscheint. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 0,8 m.

In diskordanter Auflagerung folgt ein Schotterlehm **dl**, dessen Grundmasse aus umgelagerten braunen und grünen Letten (hervorgegangen aus den bunten Letten des Oberen Zechsteins) besteht. In ihm sind kantige und gerundete Bruchstücke von Dolomiten und Grauwacken, ferner Buntsandsteingerölle und helle Quarzkiesel regellos eingebettet. Ihre Zahl ist aber nicht groß. Stellenweise erscheint der Lehm sogar völlig frei von Schotterbestandteilen. Immer aber zeigt er deutlich eine Art Fließschichtung, indem eine fast horizontale Bänderung durch wechselnde Lagen von braunen und grünen Letten sich überall beobachten läßt. Die Mächtigkeit des Schotterlehms beträgt hier nur etwa 0,5 m.

Als hangendste Schicht des Profils folgt ein dunkelbräunlicher Lößlehm $\partial\mathfrak{L}$ von etwa 1 m Mächtigkeit. An der Stelle des soeben beschriebenen Profils ist er aber durch Abbau in früheren

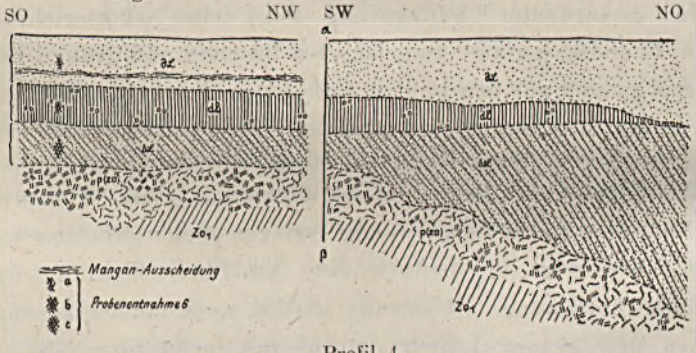
Jahren (seitens der ehemaligen »Neuen Ziegelei«) bis auf Reste entfernt worden.

Aus dem Profilbilde läßt sich ohne weiteres ersehen, daß es sich an dieser Stelle um einen Erdfalltrichter handelt, der schon vor Ablagerung des Sandlehms ∂𝔏 sich zu bilden begonnen hatte, und der sich während der ganzen Zeit, in der die verschiedenen diluvialen Schichten, einschließlich des Torfflözes, zur Ablagerung gelangten, zu wiederholten Malen vertiefte. Dabei hat sich offensichtlich das Zentrum des Trichters (d. h. sein Muldentiefstes) allmählich von West nach Ost verschoben. Dadurch erklären sich die merkwürdige Lagerung und die Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Schichten.

Profil 4 (s. Fig. 5a und 5b).

Dieses Teilprofil, etwa 40 m nordöstlich von der Stelle des Profils 3 aufgenommen, stellt ein rechtwinklig geknicktes Profil einer Abbaunische dar; sein erster Teil (Fig. 5a) liegt in der SO—NW-Richtung, sein zweiter (Fig. 5b) in der Hauptrichtung der nördlichen Grubenwand, nämlich SW—NO. In der Linie α—β stoßen die beiden Nischenwände zusammen.

Figur 5a. Figur 5b.



Profil 4.

Wie Fig. 5a zeigt, folgt hier unter 0,5 m Löß ∂𝔏 (infolge frühern Abbaues fehlen zur ursprünglichen Mächtigkeit 0,5 m) ein sandig-toniger Schotterlehm **dl**, der völlig horizontal lagert

und ebenso horizontal gebändert erscheint durch rotbraune und blaßgrüne Streifen. Eine deutliche Schichtung läßt sich aber nicht feststellen; Schichtfugen fehlen, und der Lehm bricht massig-brockig. Die Schotterbestandteile, die übrigens nicht häufig sind, bestehen aus kleinen Geröllen von Buntsandstein, Dolomit, Grauwacke und hellen Gangquarzen.

Darunter lagert, ebenfalls horizontal verlaufend, in einer Mächtigkeit von etwa 0,4 m der völlig schichtungslose Sandlehm $\delta\mathfrak{L}$ von hellgelblicher Farbe (angewitterter Zustand; unverwittert ist er blaugrau). Er enthält vereinzelt kleine, höchstens erbsengroße Quarzgeröllchen und ab und zu schwarze Tupfen, die von feuerverkohlten Holzsplitterchen herrühren.

Unter ihm folgt ein schüttiger, viele wirr lagernde Brocken und Blöcke von Dolomit enthaltender Schuttlehm **p(zo)** des Zechsteins. Der Lehm dieser Schicht zeigt ganz und gar Aussehen und Beschaffenheit der bunten Letten des Oberen Zechsteins und geht nach unten ohne erkennbare Grenze in normale, reine Letten des $\mathbf{zo_1}$ von braunroter und hellgrüner Farbe über.

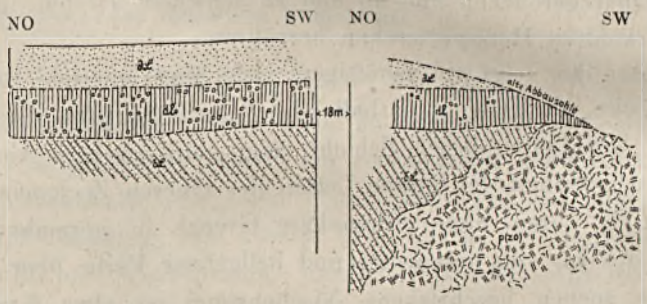
Die soeben beschriebene Nischenwand ist etwa 6 m lang. In der Linie α—β der Fig. 5 stößt rechtwinklig zu ihr die Hauptwand an. Sie zeigt das Bild der Fig. 5b. In etwa 3 m Entfernung von α—β keilt hier der Schotterlehm aus, und der Lößlehm überlagert direkt den Sandlehm. Der Schuttlehm sinkt rasch zur Tiefe, so daß die Mächtigkeit des Sandlehms bis zu 4 m anschwillt. Offensichtlich ist in diesem Profil ein zweiter diluvialer Erdfalltrichter angeschnitten, von dessen zentralen Ausfüllungsmassen leider nichts mehr vorhanden ist. Am Ostende des Trichters begegnen wir aufgeschüttetem Boden, da bis hierher von Osten bezw. von Nordosten her eine alte Grube der ehemaligen »Neuen Ziegelei« reichte.

Profil 5 (s. Fig. 6a und 6b).

Dieses Profil ergänzt das vorhergehende Profil 4 aufs beste. Es ist von der Grubenwand genommen, die der Hauptwand in etwa 30 m Abstand ziemlich gleich gerichtet ist, und zwar gerade gegenüber dem Profil 4.

Wie Fig. 6a zeigt, gleicht das Profil ganz dem in Fig. 5a dargestellten. Nur die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten sind etwas verschieden, indem hier sowohl der Lößlehm δ♀ als auch der Schotterlehm **dl** je 0,5 m ursprüngliche Mächtigkeit besitzen, während der Sandlehm δ♀ mehr als 4 m mächtig wird. Was den Schotterlehm betrifft, so enthält er hier zahlreiche gut gerollte Schotterbestandteile und nähert sich dadurch sehr einem lehmigen Schotter. Die Farbe des Lehms ist aber auch hier vorwiegend rotbraun und hellgrün.

Figur 6a. Figur 6b.



Profil 5.

In der südwestlichen Fortsetzung des durch Fig. 6a dargestellten Teilprofils, und zwar in rd. 18 m Entfernung von ihm, zeigt sich dicht vor dem Anfang einer alten Grubennische das in Fig. 6b skizzierte Bild. Die liegendste Schicht, der Schuttlehm **p(zo)**, ist hier sehr mächtig und führt zahlreiche große, z. T. etwas gerundete Dolomitbrocken in äußerst wirrer Lagerung. Seine Grundmasse ist ein stark sandiger, manganreicher, schwarz und rotbraun gefärbter, stellenweise auch grünlicher Lehm. Der überlagernde Sandlehm δ♀ liegt hier auskeilend. Der Schotterlehm **dl** führt an dieser Stelle weniger Gerölle als an der Stelle der Fig. 6a. Der Lößlehm δ♀ ist durch einen früher hier umgegangenen oberflächlichen Abbau fast vollständig entfernt.

Das Profil 5 gehört zu demselben Erdfalltrichter wie das Profil 4.

Profil 6.

Es wurde in der neuen Baugrube aufgenommen, die in der diluvialen Talebene westlich vom Krölpaer Bache, etwa 20 m von ihm entfernt, angelegt ist. Hier ist der Lößlehm ∂Ł 2,5 m mächtig. In 1,5 m Tiefe enthält er einen nur 0,2 m mächtigen, in der Richtung des Tales ziemlich horizontal verlaufenden Streifen von schwarz gefleecktem und getupftem (Folge von starker Manganausscheidung!), etwas tonigerem Lößlehm, der kleine Gerölle führt, namentlich Grauwacken und culmische Schiefer. Unter dem Lößlehm folgt, nicht in ganzer Mächtigkeit erschlossen, ein typischer Flußschotter **dag**, grob, gerollt, dachziegelig geschichtet. Er geht, wie lückenlos nachgewiesen werden konnte, aus dem auf der Anhöhe lagernden Schotterlehm **dl** hervor und bildet also talwärts dessen Fortsetzung.

Anhangsweise sei hier erwähnt, daß im Laufe des Sommers 1915 in dieser Grube, und zwar in dem manganreichen, gerölleführenden Schichtstreifen des Lößlehms ∂Ł, Reste von eisernen Werkzeugen des Menschen gefunden wurden, nämlich ein Stift oder Nagel von etwa 10 cm Länge, ein Bruchstück eines Messers (oder einer Säge?) und ein Ring, alle Gegenstände gänzlich rostzerfressen. Daneben fand sich auch ein kopfgroßes Stück von brandgerötetem Zechsteinkalk. Diese Fundstücke lagen nach ausdrücklicher Versicherung des Herrn Desgraz in völlig intaktem, »gewachsenem Boden« der Schicht, nicht etwa in Schuttboden einer ehemaligen Grube. Durch diesen Fund wird die hangende, etwa 1,5 m mächtige Schicht des Tallößes im Gegensatz zu seiner rd. 1 m mächtigen untern Hälfte (die in ihrer Mächtigkeit mit dem Lößlehm der Anhöhe durchaus übereinstimmt) als Schwemmlöß von sehr jugendlichem, alluvialem Alter gekennzeichnet.

II. Das allgemeine stratigraphische Profil der Aufschlüsse.

Aus den beschriebenen Teilprofilen ergiebt sich für das in den Gruben des Tonwerkes Krölpa aufgeschlossene Diluvium die nachstehende stratigraphische Gliederung.

a) Der Schuttlehm p(zo).

Als tiefstes und ältestes Glied des Diluviums der Gegend ist die oberste Rinde des Zechsteinlettens anzusehen. Denn diese Rinde zeigt nicht nur deutliche und tiefgreifende Spuren von Aufweichung, Aufquellung und örtlichem Auseinanderfließen der Massen, sondern enthält auch bald in größerem bald in geringerem Maße fremde Gesteinsbruchstücke als Einsprenglinge. Zu diesen gehören in erster Linie Quarzsandkörner und weiße Quarzkiesel, seltener geröllartige Bruchstücke von Grauwacke und von Buntsandstein. In der Farbe hat diese Rinde der Zechsteinletten des vordiluvialen Untergrundes vollständig ihren ursprünglichen, d. h. roten bezw. bunten (namentlich roten und blaßgrünlichen) Charakter bewahrt, wenngleich der Farbenwechsel nicht mehr in der ursprünglichen Art der Schichtung oder Bänderung auftritt. Dagegen erscheint im Bruche das Gesteinsmaterial der Rindenschicht ganz wie ein strukturloser Lehm; man wird stellenweise lebhaft an Geschiebelehm, etwa an eine Lokalmoräne, erinnert. Es handelt sich jedoch nach meiner Ansicht zweifellos um keine Grundmoräne. Die Schicht, die wir kurz als Schuttlehm **p(zo)** bezeichnen wollen, ist vielmehr so zu stande gekommen, daß durch Gipsauslaugungen im flachen Untergrunde Verstürzungen der Deckschicht stattfanden und Erdfälle sich bildeten, in denen sich naturgemäß Tagewässer sammelten. Dabei wurde der tonige Boden an den Rändern der Trichter mehr und mehr aufgeweicht und geriet ins Quellen und Fließen nach dem Tiefsten der Trichter hin, bis jeweils wieder ein stabiler Gleichgewichtszusand im Böschungswinkel hergestellt war. Durch die Tagewässer wurden Sand und Gerölle in geringem Umfang eingeschwemmt.

Die vorstehende Deutung erklärt u. a. auch die großen Unterschiede, welche der diluviale Schuttlehm der Zechsteinletten bezüglich seiner Mächtigkeit auf kurze Entfernungen von oft nur 5—8 m zeigt. Die Stellen der größten Mächtigkeiten dieses Gebildes werden stets von rotem bezw. buntem Lehm gebildet, während an den Stellen seiner geringsten Mächtigkeiten meist ein stark ausgelaugter Trümmerdolomit und Dolomitgrus oder ein

wirr lagernder Plattendolomit angetroffen wird. Alles in allem gehört dieses älteste Glied in der diluvialen Schichtfolge der Gegend von Krölpa zur Gruppe der diluvialen außerglazialen Schuttbildungen, deren bekannteste Art die Verwitterungs- und Gehängeschuttbildungen sind.

b) Der Sandlehm $\delta\mathfrak{L}$.

Die nächst höhere Schicht kann am besten als Sandlehm $\delta\mathfrak{L}$ bezeichnet werden. Es handelt sich um einen gleichmäßig sandigen Lehm, der keinerlei Schichtung erkennen läßt und in bergfeuchtem Zustande eine blaugraue Farbe besitzt. Durch Verwitterung wird er hellgelb. Sein Sandgehalt ist ziemlich beträchtlich: der Sand zeichnet sich aber dadurch aus, daß seine Körnung die des Schluffsandes nicht übersteigt, aber alle Größen von Quarzstaub aufwärts bis etwa 0,5 mm aufweist. Nur als Seltenheit findet man in diesem Lehm kleine Geröllchen, z. B. von Quarz, von Buntsandstein, von Grauwacken. In seiner völligen Strukturlosigkeit erinnert er sehr an magern, stark sandigen Geschiebelehm. Doch ist er ebenso wenig wie die unterlagernde Schicht a) als solcher zu deuten. Er ist in den Muldungen des unterlagernden Zechsteinletten-Lehms, den Erdfalltrichtern, mächtiger entwickelt als über den schwach wellig bis fast horizontal verlaufenden Rückenpartieen des letzteren. Zugleich erscheint er dort mehr tonig, hier mehr sandig. Nur an einer Stelle wird seine gleichmäßig einförmige Zusammensetzung durch eine mitten in ihn sich hineinziehende und dann auskeilende Schliere von braunrotem Lehm der unterlagernden Schicht a) unterbrochen. Das ist in dem weiter oben beschriebenen größten Trichter der nördlichen Grubenwand der Fall. Dort wurde auch das Vorkommen vieler Vivianittupfen und einzelner kleiner Knöchelchen beobachtet, die eine rund stäbchenförmige Gestalt besaßen, aber schon völlig zersetzt und z. T. in Vivianit umgewandelt waren. An andern Stellen wurden in diesem Sandlehm zerstreut vereinzelte äußerst kleine, feuerverkohlte Holzsplitterchen, auch Holzkohlenstäubchen festgestellt.

Die Mächtigkeit des Sandlehms erreicht in den Trichtern bis zu 4 m und darüber; an den übrigen Stellen der Profilwände aber beträgt sie durchschnittlich etwa 0,7 m, wobei an etlichen, nämlich den höchstgelegenen Stellen, ein völliges Auskeilen, an andern ein Anschwellen bis zu 1 m zu beobachten war. Es geht daraus hervor, daß diese Lehmschicht wesentlich zur Einebnung der vor ihrer Ablagerung vorhanden gewesenen Unebenheiten des Geländes beigetragen hat. Nur an zwei Stellen, von denen die eine jener S. 225 beschriebene Haupttrichter in der Nordwand ist, bildet die Oberfläche der Sandlehmschicht noch nennenswerte Mulden.

Was die Entstehung des Sandlehms betrifft, so erscheint es nach den soeben gemachten Ausführungen sicher, daß seine Deutung als Geschiebelehm (Grundmoräne), d. h. als ein Eissediment, von der Hand zu weisen ist. Wollte man ihn aber als ein Sediment des Wassers erklären, so könnte man wegen seiner gleichmäßig sandig-tonigen Gesteinsbeschaffenheit nur an eine Ablagerung aus einem ruhigen oder schwach bewegten Wasser, also in einem Seebecken, denken. Dem widerspricht aber vor allem seine Verbreitung, die sich keineswegs auf ein Becken oder wenigstens auf eine ziemlich allseitig geschlossene Niederung beschränkt, sondern selbst über die Rücken von ziemlich bedeutenden Anhöhen hinwegsetzt. So konnten z. B. allein in dem kleinen untersuchten Gebiet Höhenunterschiede von 20 m und mehr im Verlaufe der Oberkante dieses Lehms nachgewiesen werden. Auch das völlige Fehlen einer deutlichen Schichtung oder einer durch Sonderung nach der Korngröße erzeugten Bankung ist einer solchen Deutung nicht günstig. Denn selbst zugegeben, daß in einem so völlig gleichmäßigen sandig-tonigen Material, wie es der Sandlehm ist, eine Bankung für das Auge oft recht schwer erkennbar wird, so müßte sie doch durch eine gewisse Spaltbarkeit des bergfeuchten Gesteins nach Platten erwiesen werden können. Das ist aber nicht der Fall. Man wird deshalb nicht fehlgehen, wenn man den Sandlehm als Windsediment deutet und demnach als altdiluvialen, völlig verlehmten Löß betrachtet. Nur diese

Deutung vermag seine Lagerungsform, seine Struktur, seine Einschlüsse zu erklären. Was seine Gesteinsbeschaffenheit betrifft, so erinnert sie lebhaft an gewisse Sandlöße, die manchen Gegenden eigen sind, in denen feine Sande oder feinkörnige Sandsteine vordiluvialen Alters zutage anstehen (oder früher anstanden) und den Hauptanteil an der Zusammensetzung des Lößes ihrer nähern und weitern Umgebung geliefert haben. In unserer Gegend kommen hierfür die großen Buntsandsteinflächen im Norden des Kotschautales in Betracht. Daß sich hie und da kleine Geröllchen im Sandlehm finden, vermag seine Deutung als ein Windsediment nicht umzustoßen, kommen doch auch in anerkannt äolischen Lößen gelegentlich Geröllchen vor.

c) Die Faulschlammschichten δih_F, δit_F, δis_F.

Die folgenden drei Schichten gehören eng zusammen und sind auf die Mulden des Sandlehms beschränkt. Sie sind nicht rein mineralischer Herkunft, können vielmehr bis zu einem bestimmten Grade zu den organogenen Faulschlammgesteinen gerechnet werden.

α) Der Faulschlammton δih_F bildet die liegendste der drei Schichten. Er besteht aus einem aschgrauen, z. T. beinahe schwarzen, mehr oder weniger faulschlammigen, sandigen bis feinsandigen Ton, der keine Schichtung erkennen läßt. Er ist locker gelagert und enthält eine Menge von fein und feinst zerkleinertem Pflanzenhäcksel, dazu zahlreiche Früchtchen und Samen. Seine durchschnittliche Mächtigkeit beträgt nur 0,5 m. Er lagert in der Mulde des großen Erdfalltrichters (Profil 3) und füllt sie nur unvollständig aus.

β) In der Mulde dieses Erdfalltrichters folgt nun das faulschlammig-tonige Torfflöz, dessen genaue Beschreibung weiter oben gegeben wurde. Hier möge nur noch ergänzend bemerkt werden, daß dieses als Faulschlammtorf δit_F zu bezeichnende Torfflöz bei dem jetzigen Stande der ausgedehnten Grubenaufschlüsse zwar das einzige nachgewiesene ist, daß aber im Bereiche der Grubenanlagen früher mindestens noch ein weiteres Torfflöz

vorhanden gewesen sein muß, das mit dem gegenwärtig aufgeschlossenen nicht zusammengehangen haben oder gar mit ihm identisch gewesen sein kann; denn das letztere wurde erst im Laufe des Sommers 1914 durch den Abbau entdeckt und freigelegt. Durch die Tongewinnung in früheren Jahren war aber mindestens ein Torfnest aufgedeckt und durch den Abbau zerstört worden. Das geht daraus hervor, daß ich, worauf mich Herr Desgraz freundlichst aufmerksam machte, in altem Abraumschutt, der schon viele Jahre unberührt in einer aufgelassenen Nische der Grubensohle in etwa 25—30 m südlicher Entfernung von dem neu entdeckten Torfflöz aufgehäuft liegt, durch Schürfen torfiges Material freilegen konnte. Es handelt sich um einen durchweg stark zersetzten Torf, der aus kurzstückigem harten Häckseltorf und faulschlammigem Sumpftorf bestand. Die Lage der alten Torfstelle fällt mit der Örtlichkeit zusammen, für welche die in den Jahren 1884 und 1885 von K. Th. Liebe und E. Zimmermann aufgenommene geologische Karte (Blatt Ziegenrück der Lieferung 28 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten) als einziger Stelle des Blattgebietes das Vorkommen von d_2 verzeichnet. In der Legende der Karte aber wird d_2 als »Lehm mit eingeschwemmten Letten und Buntsandstein« charakterisiert, und im Text der dazugehörigen Erläuterungen (a. a. O. S. 33—34) wird gesagt, daß an dieser Stelle durch jüngere Lehmgebilde hindurch ein Lehmlager zutage ragt, das im »ganzen sehr feinsandiger Natur, Gerölle von Quarz, Grauwacken, Granit und porphyrischen Gesteinen einschließt«. Es ist identisch mit unserer Schicht b) = Sandlehm. Bezeichnend ist für diesen Lehm .... »die Einlagerung sehr fetter toniger Partien (identisch mit unserer Schicht c_a = Faulschlammton. D. Verf.) und das Vorkommen von torfigen, braungefärbten Schmitzen zwischen ihm und den auflagernden jüngeren diluvialen Lagern.«

γ) Die hangende Schicht besteht aus einem dunkel- bis hellaschgrauen, auffallend locker gelagerten, z. T. undeutlich horizontal geschichteten, tonigen, etwas faulschlammigen Feinsand und Sand. Er enthält auffallend viel feuerverkohlte Holzsplitterchen

und Kohlenstäubchen, welche zusammen mit Aschenteilchen die Masse gleichmäßig durchsetzen. Darin hat wohl die lockere Lagerung der Schicht ihren Grund. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 1 m. Sein Vorkommen ist wie das der beiden vorgenannten Schichten auf die Erdfalltrichter beschränkt (Profil 2 und Profil 3). Wir bezeichnen ihn kurz als Faulschlammsand-Kulturschicht δis_F.

d) Der Schotterlehm dl und der Schotter dag.

Diskordant legt sich über alle bisher genannten Schichten hinweg ein Schotterlehm **dl**, dessen Grundmasse im wesentlichen aus zerstörten Zechsteinletten besteht. In diesem Lehm liegen sowohl kantige als auch mehr oder weniger kantengerundete kleine Bruchstücke von Dolomit und Grauwacken. Auch Sandsteine, wohl dem Hauptbuntsandstein entstammend, kommen als meist nur walnußgroße Gerölle vor, ebenso helle bis schneeweiße Quarzkiesel (Gangquarze), die nebst den gleichfalls vorkommenden, aber nicht häufigen Quarziten wohl culmischen oder silurischen Alters sind. Im Lehm der Anhöhe sind alle diese Schottergesteine, gerollte wie ungerollte, überhaupt nicht häufig, dagegen nehmen sie in der Schicht den Abhang hinab in der Richtung zum Talboden des Krölpaer Baches an Zahl mehr und mehr zu. Sie überwiegen bereits in der Nähe des im Gelände deutlich heraustretenden Talknicks so sehr den lehmigen Bestandteil der Schicht, daß von hier talwärts ein richtiger Schotter **dag** entsteht, der den Talboden auskleidet. Dieser Schotter enthält denn auch alle obigen Gesteine, dazu viel Kieselschiefer und culmische Schiefer in den verschiedensten Größenverhältnissen. Gute Abrollung und dachziegelförmige Lagerung zeichnen alle Bestandteile des Schotters aus, dessen Bindemittel mehr sandig als lehmig ist.

Was im besondern den Lehm dieser Schicht betrifft, so zeigt er auf der Anhöhe, woselbst er fast horizontal und in ziemlich gleich bleibender Mächtigkeit von etwa 0,4 m verläuft, zwar keine eigentliche Schichtung, wohl aber eine deutliche horizontale Bänderung, die um so auffallender in Erscheinung tritt, als die

dunkelrotbraune und die hellgrünliche Farbe der Zechsteinletten des Untergrundes hier nach Bändern angeordnet erscheinen. Zwischendurch kommt wohl auch ein schlierenartig verlaufendes und auskeilendes Band von rostgelber Farbe vor. Dieses aber ist nicht toniger sondern tonig-sandiger Natur. Richter[1]) beschreibt in anschaulicher Weise ein ganz ähnliches Vorkommen von diluvialem Lehm auf dem Giebelstein (bei den »Fuchslöchern«; vergl. Blatt Saalfeld) und bezeichnet ihn treffend als »regenerierten Zechsteinletten«. Beim Übergang des Schotterlehms in Schotter in der Nähe des Talknicks wird die Farbe des lehmigen Bindemittels allmählich ein tiefdunkles Braun.

Die Mächtigkeit der Schicht nimmt in der Nähe des Geländeknicks talwärts rasch zu. Im Tale selbst war der Schotter mit 1 m Mächtigkeit nicht durchstoßen.

Wenden wir unser Augenmerk der Frage nach der Entstehung des Schotterlehms und des Schotters zu, so ist ohne weiteres klar, daß letzterer die Ablagerung eines fließenden Gewässers von erheblicher Transportfähigkeit bildet. Beschaffenheit und Herkunft des Schottermaterials deuten nach Süden, aber auf keine sehr weite Entfernung, die Größe der einzelnen Stücke auf starkes Gefälle und bedeutende Wassermassen. Wir können also mit Sicherheit für die Ablagerung des Schotters **dag** einen wasserreichen Fluß annehmen, der seine trüben, schlamm- und schuttbeladenen Fluten in raschem Lauf von Süden nach Norden wälzte und das Tal, in dem heute der Krölpaer Bach sein schmales Bett eingegraben hat, in seiner ganzen Breite und bis zu beträchtlicher Höhe mit grobem, lehmigem Schotter auskleidete.

Schwieriger ist die Deutung für die Entstehung des Schotterlehms **dl** der Anhöhe. Ihn lediglich als Verwitterungsprodukt zu betrachten, geht schon aus dem Grunde nicht an, weil er aus Material besteht, das von dem seiner Unterlage verschieden ist. Das gleiche gilt ja auch für den »regenerierten Zechsteinletten«

[1]) Richter, R., Aus dem Thüringischen Diluvium, Zeitschr. d. D. geol Ges. Bd. 31, 1879.

des Giebelsteins und anderer Orte seiner Umgebung. Wie auch E. Zimmermann[1]) ausdrücklich hervorhebt, lagerte[2]) auf dem Giebelstein, der aus plattiger, zerfressener Rauchwacke aufgebaut ist, ein rotbrauner, tonig-zäher Lehm, der hauptsächlich aus den in der Gegend jetzt verschwundenen Unteren Letten **zo**1 hervorgegangen ist und in reichlicher Menge kleine Tonschieferplättchen enthält, »für die sich aus den gegenwärtigen Geländeverhältnissen keine Erklärung geben läßt«. Daß dieses Gebilde kein Sediment des fließenden Wassers ist, erhellt ohne weiteres, wenn man sich den Gegensatz zwischen ihm und dem Schotter **dag** vor Augen hält. Aber auch sein Niederschlag aus einem stehenden, bis zum Höchstniveau des Lehmvorkommens aufgestauten Wasser erscheint nach Lagerung, Beschaffenheit und Struktur des Gesteins ausgeschlossen. Wir betrachten den Schotterlehm **dl** (den »regenerierten Zechsteinletten« Richter's) als Grundmoräne eines Landeises und erklären seine für einen Geschiebelehm allerdings ungewöhnliche Zusammensetzung und Struktur folgendermaßen:

Dieser »regenerierte Zechsteinletten« ist eine Lokalmoräne im engsten Sinne des Wortes. Seine äußerst geringe Mächtigkeit, die große Seltenheit von ortsfremden, insbesondere von weitverfrachteten nordischen Geschieben, das Fehlen von Stauchungs- und Schubwirkungen eines sich vorwärts schiebenden Landeises in der Schicht lassen den Schluß zu, daß wir uns in der Nähe der äußersten Grenze des ehemals vereist gewesenen Gebietes befinden, wo die Transport- und Schubkraft des Landeises vollständig erschöpft war. Tatsächlich verläuft auch in dieser Gegend nach den Beobachtungen von Richter und Liebe (vergl. allerdings demgegenüber die Bemerkung von E. Zimmermann I — a. a. O. S. 106 — der die nordische Herkunft der von Richter

[1]) Zimmermann I, E. Erläuterungen zu Blatt Saalfeld der Geol. Karte von Preußen usw. II. Aufl. 1914.

[2]) Die infolge ihres Reichtums an diluvialen Tierresten berühmt gewordene Stelle ist mehrfach ausgebeutet worden, wodurch die diluvialen Schichten gänzlich zerstört wurden. Ich selbst sah 1915 nur noch das Schuttfeld.

und Liebe auf dem Gleitschgipfel beobachteten Findlingsblöcke bezweifelt) die Südgrenze der Verbreitung nordischer Geschiebe. Die scheinbare Schichtung des Schotterlehms erklärt sich aus dem Drucke des auflastenden, aber nicht mehr schiebenden Eises, das also seine aufgeweichte, wasserdurchtränkte Grundmoräne wohl in senkrechter Richtung zu pressen (vergl. die ähnliche Erscheinung der Druckschieferung erhärteter Gesteine durch Gebirgsdruck), aber nicht durch gleichzeitigen Schub und Druck in horizontaler Richtung zu einem echten Mischgestein, wie es der normale Geschiebemergel ist, zu verkneten vermochte.

e) Der Lößlehm ∂Ł.

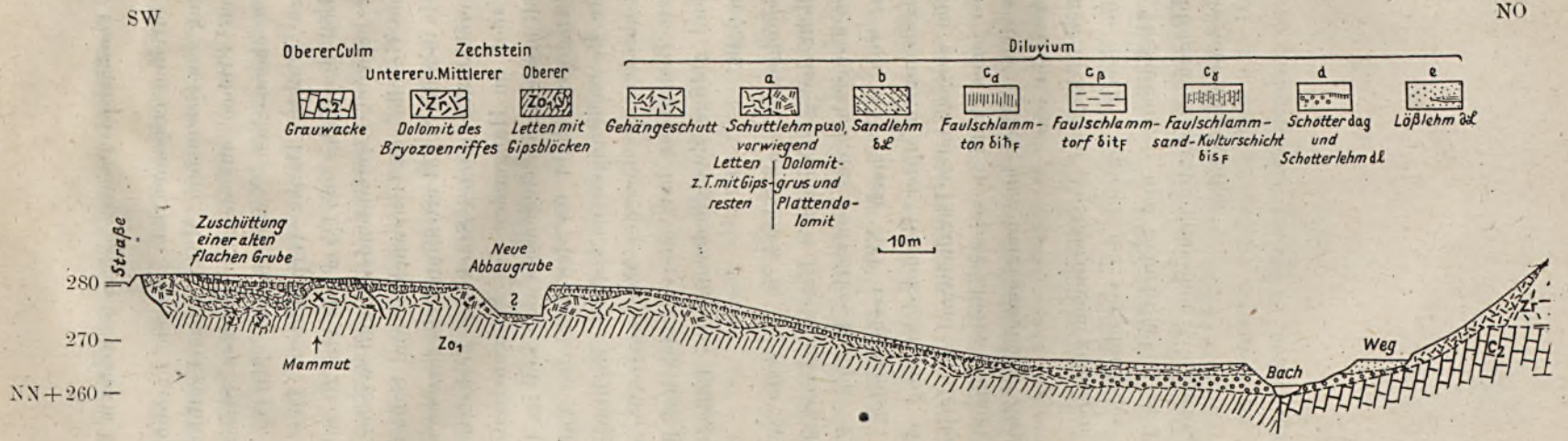
Als jüngstes Glied der diluvialen Schichtfolge erscheint der Lößlehm ∂Ł. Nach den meisten Profilen scheint er gleichmäßig den Schotterlehm und den Schotter zu überlagern; es ist jedoch wohl zu beachten, daß sich im Profil 4 (vgl. Fig. 5b) eine deutliche Erosionsdiskordanz zwischen ihm und dem Schotterlehm bemerkbar macht. Wir müssen also eine Schichtlücke zwischen Lößlehm und Schotterlehm annehmen. Der Lößlehm ist ein magerer, locker gelagerter, völlig ungeschichteter, geschiebe- und geröllefreier, gleichmäßig gelbbrauner, lichter, feinsandiger Lehm, der hier und in der weitern Umgebung unsers Profils, insbesondere entlang dem Tale der Kodscha (= Kleine Orla), mehrere geschlossene Flächen von nennenswertem Umfange bildet. Auf der Anhöhe ist er durchschnittlich 1 m mächtig, er schwillt aber im Tale bis auf 2,5 m Mächtigkeit an. Entlang der Talböschung finden sich stellenweise kleine Lößkindel in der Schicht. Dagegen suchte ich in ihr vergeblich nach den charakteristischen Lößschnecken, deren Vorkommen im Löß der weiteren Umgebung, so namentlich an der Maximilianshütte bei Unterwellenborn (Blatt Saalfeld) seit langem bekannt ist. Auch möge in diesem Zusammenhang nicht unerwähnt bleiben, daß der Lößlehm unsers Profils auf der Anhöhe an mehreren Stellen in etwa 0,4—0,5 m Tiefe einen nur 5—10 cm dicken, horizontal verlaufenden, dunklen, fast

schwarzen Streifen erkennen läßt, dessen Färbung auf reichliche Ausscheidung von Braunstein (MnO_2) zurückzuführen ist. Für den an mehreren Proben aus dem schwarzen Streifen der Schicht ausgeführten chemischen Nachweis von MnO_2 bin ich Herrn Desgraz zu großem Danke verpflichtet. Der Manganstreifen kehrt im Löß des Tales in 1,5 m als ein 20 cm dickes, in der Talrichtung horizontal verlaufendes Band wieder. In ihm kommen einzelne Gerölle von Grauwacken und Schiefern vor. Auch fanden sich in ihm die S. 231 erwähnten eisernen menschlichen Werkzeuge und ein brandgerötetes Stück von Zechsteinkalk. Dadurch wird der Tallöß im Hangenden des Manganstreifens als alluvialer Schwemmlöß erwiesen im Gegensatz zum Löß im Liegenden dieses Streifens. Dagegen bleibt für den Löß der Anhöhen, so lange nicht weitere Beobachtungen nach dieser Richtung zu verzeichnen sind, unentschieden, ob dort der Manganstreifen nur eine örtlich eng begrenzte Bedeutung hat, oder ob sich auf ihn eine für die ganze Gegend gültige Zweigliederung des Lößes begründen und durchführen läßt.

Das beifolgende maßstäblich in 1 : 1000 gezeichnete Profil veranschaulicht die geschilderten Lagerungsverhältnisse des Diluviums in den Tongruben des Tonwerkes Krölpa. Es wurde entlang der großen, von SW nach NO verlaufenden Nordwand der Gruben aufgenommen unter Berücksichtigung einer etwa 25 m südlich davon verlaufenden Parallelwand an derjenigen Stelle des Abbaues, wo jenes Profil in seiner oberen Schicht durch Abraumschutt, aus dem früher hier umgegangenen Ziegeleibetrieb herrührend, verwischt war.

Nach den bisherigen Ausführungen gelangen wir also, wenn wir noch die durch Vergleich der verschiedenen Teilprofile sich ergebenden Diskordanzen und Schichtlücken in Betracht ziehen, zu der nachfolgenden stratigraphischen Gliederung für das Diluvium der Gegend von Krölpa.

Figur 7.



Profil durch die Tongruben des Tonwerkes Krölpa in SW—NO-Richtung.

Maßstab 1 : 1000.

e) Lößlehm ∂ℒ

Lücke

d) Schotterlehm dl und Schotter dag

c) Faulschlammschichten

γ) Faulschlammsand-Kulturschicht ∂is$_F$

β) Faulschlammtorf ∂it$_F$

α) Faulschlammton ∂ih$_F$

b) Sandlehm ∂ℒ

a) Schuttlehm p(zo)

III. Die Fossilführung der einzelnen Schichten.

1. Fauna.

a) In der als Schuttlehm p(zo) bezeichneten Schicht des allgemeinen Profils wurden im Frühjahr 1914 Skeletteile eines Mammuts entdeckt und von Herrn E. Zimmermann für das Preußische Landesmuseum geborgen. Die Skeletteile harren noch der Bearbeitung durch Herrn H. Schröder, weil infolge des Kriegsausbruches die Präparation der Knochen bis auf weiteres unterbleiben mußte. Nur soviel kann schon erwähnt werden, daß es sich nach der vorläufigen kurzen Untersuchung der Knochen durch Herrn Schröder unzweifelhaft um *Elephas primigenius* Blumenb. handelt. Nach den mir von Herrn Zimmermann freundlichst gemachten Mitteilungen und meinen an Ort und Stelle eingezogenen Erkundigungen wurde der Fund in dem rotbraunen und grünlichen Lehm der Rindenschicht des Zechsteinlettens gemacht. Diese Rindenschicht enthielt hier nur sehr wenige Gerölle von Quarzkieseln und Buntsandstein, ebenso nur wenige eckige Bruchstückchen von Dolomit und Plattenkalk. An den geborgenen Knochen und Knochensplittern haften noch reichlich Reste des bunten Lehms, der sie so innig umschloß, daß es nach Herrn Zimmermann's Bericht oft nicht möglich war, aus dem bergfeuchten Lehm die Knochen vom Gestein loszulösen, ohne daß sie in Stücke zerbrachen.

Bei meinem Besuch im Frühjahr 1915 war der Abbau von der Fundstelle aus um etwa 4 m nach Norden vorgeschritten. Dies war im Verlauf des Sommers 1914 geschehen. Bei diesen Arbeiten war man zugleich auf das Torfflöz gestoßen, von dessen östlicher Umrandung die Fundstelle des Mammuts in horizontaler Richtung noch wenigstens 6 m entfernt ist. Bei der Bergung der Knochen, deren Lagerstätte sich 3—4 m tief unter der Bodenoberfläche befand, hatte man aber noch keinerlei Anzeichen vom Vorhandensein des Torfflözes wahrgenommen. Nachdem im Herbst 1914 Herr Desgraz an die Geologische Landesanstalt eine Probe des Torfes geschickt hatte, deren Untersuchung das eingangs erwähnte merkwürdige Ergebnis zeitigte, hat er auf eine dahingehende Bitte der Geologischen Landesanstalt in dankenswertester Weise die Abbau-Arbeiten an dieser wissenschaftlich wichtigen Stelle der Grubenwand einstellen lassen bis zu meiner Ankunft im Frühjahr 1915. Aus obiger Schilderung der Fundumstände geht hervor, daß das Tier am Rande des Erdfalltrichters zu Tode kam zu einer Zeit, als noch der Schuttlehm die Wände und den Boden des Trichters bildete. Vielleicht ist das Tier beim Aufsuchen der Tränke im aufgeweichten Lehm stecken geblieben und versunken.

Ergänzend möge erwähnt werden, daß nach Aussage des Herrn Desgraz und eines Vorarbeiters der Tonwerke früher in den bunten Letten — ob aber im Schuttlehm **p(z0)** oder im Schotterlehm **dl**, konnte ich nicht erfahren — auch Knochen eines Raubtieres (?) — Zähne — sowie des Auerochsen (?) — ein Hornzapfen — gefunden worden sein sollen. Meine Nachforschungen nach dem Verbleib der Stücke waren aber leider ergebnislos.

b) Im Sandlehm **δ2** des Haupttrichters fand ich mehrfach kleine Knöchelchen und Bruchstücke von solchen. Sie waren durchweg stark deformiert und in Vivianit umgewandelt. Beim Anbruch breiig-weich und von weißer Farbe wurden sie an der Luft rasch hart, barsten auf und zerbrachen. Zugleich verfärbten sie sich allmählich blau. Es war nicht möglich, ein ganzes Stück aus der bergfeuchten Lehmmasse herauszupräparieren. Die ein-

zelnen Bruchstücke ließen aber erkennen, daß es sich meist um rund stäbchenförmige Gebilde von 2—3 cm Länge und einem Durchmesser von 2—3 mm handelte. Ihre Natur als Knöchelchen konnte nur aus der Vivianitisierung der Substanz geschlossen werden. Nach Angabe des Betriebsführers sollen in der Schicht des Sandlehms schon oft solche blauen Bröckelchen und Tupfen beobachtet worden sein. Auch soll in ihr früher ein Backzahn von *Rhinozeros Mercki* gefunden worden sein (Mitteilung von Herrn Desgraz).

Damit sind die Funde an Wirbeltierresten in den untersuchten Tongruben erschöpft, wenigstens soweit sie zu meiner Kenntnis gelangt sind.

Von geringerer Bedeutung ist das vereinzelte Vorkommen von Teilen des Chitinskeletts, insbesondere der Flügeldecken, von Käfern, die ich im Faulschlammtorf δit_F des Haupterdfalltrichters feststellen konnte. Herr Dr. Schmierer hatte die Freundlichkeit, die Käferreste einer Durchsicht zu unterziehen. Er teilt darüber folgendes mit.

»Die drei Coleopterenreste bestehen aus:

1. Bruchstück einer linken Flügeldecke eines Carabiden und zwar eines Vertreters der Gattung *Pterostichus*, vermutlich des *Pt. vulgaris* L., der in ganz Mitteleuropa auf Feldern, Wiesen und Wegen gemein ist.
2. Bruchstück einer linken Flügeldecke eines anderen, vermutlich zur Gattung *Harpalus* gehörigen Carabiden. Die Vertreter dieser artenreichen kosmopolitischen Gattung bevorzugen trockene, sandige Orte; sie leben in Wald und Feld, im Mittelgebirge und in der Ebene.
3. Flügeldecken-Bruchstück einer Chrysomelide. Das lebhaft feuerrot, grün und violett glänzende Stück erinnert nach Färbung und Punktierung am ehesten an *Chrysomela fastuosa* Scop., die in Deutschland, der Schweiz, Ober-Italien, Frankreich, England und Schweden auf Labiaten und Urticaceen, besonders *Galeopsis tetrahit* und *G. versicolor* lebt.«

Ebenso möge der Fund einer länglich tonnenförmigen Chitinkapsel von 2 mm Länge, die sich in dem Faulschlammsande δisF des Haupttrichters fand, nur der Vollständigkeit halber erwähnt sein.

2. Flora.

Meine Untersuchung erstreckte sich auf alle Schichten des Diluvialprofils, und zwar wurden aus jeder Schicht an mehreren Stellen große Stichproben entnommen und an Ort und Stelle auf etwaige Pflanzenführung untersucht. Von den nach Nummern geordneten, in den Teilprofilen kenntlich gemachten Entnahmestellen gelangten große Proben, die z. T. mehr als $^1/_4$ cbm Masse darstellten, zur vollständigen Durchschlämmung. Herr Desgraz hatte mir zu diesen Arbeiten sein Laboratorium und den Schlämmapparat der Tonwerke bereitwilligst zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle verbindlichst danke. Die botanische Untersuchung der gewonnenen Pflanzenreste führte ich in Berlin im Winterhalbjahr 1915/16 aus. Die Bestimmung der Moosreste hat in entgegenkommendster Weise Herr Professor Weber an der Moorversuchsstation in Bremen übernommen. Er hat auch freundlichst die Untersuchung bezw. Überprüfung einiger Reste von Phanerogamen ausgeführt, zu deren genauer Artbestimmung mir vor allen Dingen genügendes rezentes Vergleichsmaterial fehlte. Die betreffenden Arten, die Herrn Weber vorgelegen haben, sind in der Liste durch ein * gekennzeichnet. Ich verfehle nicht, auch an dieser Stelle Herrn Professor Weber meinen verbindlichsten Dank für seine bereitwillige Mithilfe zum Ausdruck zu bringen. Nachstehend werden die ermittelten Arten nach den Schichten, in denen sie gefunden wurden, zusammengestellt.

a) Im Schuttlehm **p(zo)** fanden sich keinerlei Reste von Pflanzen.

b) Auch der Sandlehm δ♀ ist fast völlig frei von bestimmbaren Pflanzenresten. Doch lieferte die Entnahmestelle 3 eine kleine, kaum 1 mm Durchmesser besitzende Peridie von *Cenococcum geophilum* Fries und allerfeinsten, unbestimmbaren Pflanzenhäcksel, darunter auch wenige, äußerst kleine, unbestimmbare Holzsplitterchen. Auch die Entnahmestelle 4 erbrachte nur aller-

feinsten Pflanzenhäcksel; kleine Hautgewebefetzen darunter mögen von Glumifloren herrühren. Es ist auffällig, daß die Untersuchung des Sandlehms, der doch durch das Vorkommen zahlreicher Vivianitspuren die Gegenwart einer mehr oder minder reichen Organismenwelt zur Zeit seiner Ablagerung vermuten läßt, in Bezug auf Pflanzenführung solch ein negatives Ergebnis zeitigte, obwohl von den beiden Entnahmestellen 3 und 4 Lehmmassen von je 1/5 cbm durchgeschlämmt worden waren. Den Grund dafür bietet m. E. die Eigenschaft dieser Schicht als altdiluviale Lößablagerung.

cα) Recht ergiebig war die Ausbeute im Faulschlammtone $\delta 1 h_F$. An den drei Entnahmestellen 1a, 1b und 1c kamen Reste folgender Arten vor:

Carex sectio Vignea Beauv. et Rchb. neun kleine, balglose Nüßchen in 1a, eine balglose Nuß in 1c

Urtica dioica L. ein Nüßchen in 1c

Atriplex hastatum L. ein Same in 1c

Ranunculus Lingua L. zwei Früchtchen in 1a, vier in 1c

?Thalictrum sp. ein flachgedrücktes Früchtchen in 1c

?Crucifere ein flachgedrückter Same in 1c

Silene vulgaris Garcke. zahlreiche Samen sowohl in 1a als in 1c

Lycopus europaeus L. eine Fruchtklause in 1a

Sambucus racemosa L. ein Fruchtstein in 1c

Rubus Idaeus L. zwei Fruchtsteine, die wahrscheinlich dieser Art zugehören, in 1c

Rubus sectio Eubatus Focke. je zwei Fruchtsteine in 1b und 1c.

Moehringia trinervis Clairv. drei Samen in 1a, einer in 1b und drei in 1c

Crataegus Oxyacantha L. ein Fruchtstein in 1c

Stachys silvestris L. ein Nüßchen in 1c

Cornus sanguinea L. ein Fruchtstein in 1c

Komposite, zwei kleine Achänen ohne Pappus, die zu einer Art von *Cirsium* zu gehören scheinen, in 1c

Cenococcum geophilum Fries. drei Peridien in 1b, sieben in 1c.

Dazu kommen noch vier absonderliche, wahrscheinlich pflanzliche Gebilde, deren Deutung bisher nicht glückte.

cβ) Am meisten pflanzliche Reste lieferte natürlich der Faulschlammtorf ∂it_F des Haupterdfalltrichters. Hier konnte ich folgende Arten feststellen.

Phragmites communis Trin. halbmazerierte Bruchstücke vom oberirdischen Stengel, sowie Siebplatten von den Stengelknoten.

Carex Pseudo-Cyperus L. zahlreiche Nüßchen mit wohlerhaltenem Schlauch.

Carex remota L. ein stark beschädigter Balg.

Carex sectio Vignea Beauv. et Rchb. mehrere schlauchlose Nüßchen.

Betula verrucosa Ehrh. einige Laubblätter von dreieckiger Gestalt mit lang ausgezogener Spitze und scharf doppeltgesägtem Rande.

Corylus Avellana L. Von der Hasel sind zahlreiche Laubblätter, einige männliche Blütenkätzchen, ferner viele Früchte in den verschiedensten Stadien der Entwicklung vorhanden. Es fanden sich kleine, offenbar in unreifem Zustande abgefallene Kümmerformen neben völlig ausgereiften, gut entwickelten Formen. Sie gehören in der Mehrzahl zu der kurzen, fast kugeligen Form, einige zu der zwischen dieser und der langen Form stehenden.

Die Messung ausgereifter Nüsse ergab folgende Verhältnisse:

	Länge mm	Breite mm	Dicke mm	Verhältnis Länge : Breite
I	20	15	12	16 : 12
	20	15	14	16 : 12
	17	12	10	17 : 12
	16	13	11	16 : 13
II	19	17	12	19 : 17
	16	14	12	16 : 14
	16	15	13	16 : 15
III	16	16	12	16 : 16
	13	13	11	16 : 16

Ranunculus Lingua L. Bälge in größerer Zahl.

» *acer* L. einige Bälge.

Tilia platyphyllos Scop. einige Früchte, und zwar solche in halbreifem und solche in ausgereiftem Zustande.

Tilia ulmifolia Scop. zahlreiche Früchte in verschiedenen Entwicklungsstadien vom Fruchtansatz bis zur ausgereiften Frucht. Auch Laubblätter der Linde wurden beobachtet.

Acer platanoides L. Vom platanenblättrigen Ahorn fanden sich Laubblätter und zahlreiche Früchte, gut entwickelt und ausgereift, z. T. mit wohlerhaltenem Flügel. Es hatte z. B. eine Frucht samt Flügel die Länge von 38 mm; die Samen, in der Axe gemessen, sind meist 12—15 mm lang bei einer an der Anheftungsstelle gemessenen Breite von 9—10 mm.

— *campestre* L. eine Frucht mit abgebrochenem Flügel

— sp. ein ausgewachsener, vollkommener Samen ohne Flügel, in der Form dem Samen von *A. platanoides* ähnlich, aber kleiner (Länge von der Anheftungsstelle bis zur Spitze 9 mm; größte Breite, parallel der Anheftungsstelle, aber 2 mm davon entfernt, beträgt 6 mm) und nicht die grobnetzige, derbe Nervatur zeigend wie jener. Auch streben die Nervaturlängsstränge nicht wie ein Bündel am Rande des Samens entlang nach der Spitze des Samens hin, sondern gehen ungefähr parallel über die Seitenflächen des Samens hinweg. Doch scheinen die Flügel wagrecht ausgespreizt gewesen zu sein wie bei *A. platanoides*. Die Arten *A. Pseudoplatanus* und *A. campestre* kommen nicht in Betracht bei der Vergleichung.

Quercus Robur L. spec. plant. Es fanden sich kurzgestielte, geöhrte Laubblätter, Zweigbruchstückchen, rundliche Knospen, Fruchtnäpfchen und Früchte.

Fraxinus excelsior L. Von der Esche wurden außer zahlreichen Früchten und Fiederblättchen besonders viele Bruchstücke von Stamm- und Wurzelholz festgestellt.

Die Bruchstücke waren meist nur 20—50 cm lang und hatten Querdurchmesser von 5—15 cm.

Viscum album L. mehrere Blätter.

Lycopus europaeus L. zahlreiche Nüßchen, die meist in großer Zahl nesterartig beieinander in der faulschlammigtonigen Grundmasse des Faulschlammtorfes lagen.

Moosreste:

Ditrichum flexicaule Hampe. einige Sproßspitzen und Stammstücke.

Leucodon sciuroides (L.) Schwägr. ein größeres Stammstück mit Ästen.

Anomodon apiculatus Bryol. Eur. ein Stammstück mit Ästen.

Hypnum aduncum Hedw. Bruchstück eines Astes.

Acrocladium cuspidatum (L.) Lindb. Stammstück mit Ästen und einige kleine Bruchstücke.

cγ) Der Faulschlammsand (δis$_F$) des Haupttrichters schien zunächst eine ähnliche Ausbeute an Pflanzenresten zu versprechen wie der Faulschlammton unter dem Torfflöz. Aber trotz der genauesten Untersuchung, die sich auf die ganze erschlossene Breite der Schicht erstreckte, wurden an bestimmbaren Pflanzenresten nur festgestellt von

Alisma Plantago L. dreizehn Samen, alle aus 2d stammend.

Außerdem fanden sich in 2d viele kleine, unbestimmbare Hautgewebefetzen, wohl von Wasserpflanzen (vgl. *Alisma Plantago*) herrührend. Auch in 2b wurde durch die Schlämmung etwas Pflanzenhäcksel gewonnen. Es handelt sich auch hier um sehr kleine, durch Verrottung gänzlich zerfallene, unbestimmbare Hautgewebefetzen. Dagegen war die Schicht fast gleichmäßig mit Holzaschenteilchen und feinsten Splittern von Brandkohlen (darunter von Kiefernholz) durchsetzt.

d) Im Schotterlehm **dl** erbrachte die Schlämmung einer etwa $^1/_5$ cbm großen Probe aus der Entnahmestelle 6b nur in sehr spärlicher Menge allerfeinsten Pflanzenhäcksel und einen einzigen Samen von *Chenopodium* (*album* L.?).

e) Der Lößlehm δ$\mathfrak{L}$ enthielt nirgends Pflanzenreste.

Zusammenstellung der in den diluvialen Schichten des Tonlagers von Krölpa ermittelten Pflanzenarten.

	Schuttlehm p(zo) a	Sandlehm δϱ b	Faulschlammton δihF cα	Faulschlammtorf δitF cβ	Faulschlammsand δisF cγ	Schotterlehm dl d	Lößlehm ϑϱ e
1. *Cenococcum geophilum* Fries		+	+				
2. **Ditrichum flexicaule* Hampe				+			
3. **Leucodon sciuroides* (L.) Schwägr.				+			
4. **Anomodon apiculatus* Bryol. Eur.				+			
5. **Hypnum aduncum* Hedw.				+			
6. **Acrocladium cuspidatum* (L.) Lindb.				+			
7. *Alisma Plantago* L.					+		
8. ? *Glumiflorae* (Hautgewebefetzen, feinster Häcksel)		+			+	[+]	
9. *Phragmites communis* Trin				+			
10. *Carex* sect. *Vignea* Beauv. et Rchb.			+	+			
11. *Carex Pseudo-Cyperus* L.				+			
12. **Carex* cfr. *remota* L.				+			
13. *Corylus Avellana* L.				+			
14. *Betula verrucosa* Ehrh.				+			
15. *Quercus Robur* L. spec. plant.				+			
16. *Urtica dioica* L.			+				
17. [*Chenopodium* sp. (*album* L.?)]						[+]	
18. *? *Thalictrum* sp.			+				
19. *Ranunculus Lingua* L.			+	+			
20. **Ranunculus acer* L.				+			
21. **Atriplex hastatum* L.			+				
22. *?*Cruciferae*			+				
23. *Silene vulgaris* Garcke			+				
24. *Moehringia trinervis* Clairv.			+				
25. *Acer platanoides* L.				+			
26. *Acer campestre* L.				+			
27. **Acer* sp.				+			
28. *Cornus sanguinea* L.			+				

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

	Schuttlehm p(zo) a	Sandlehm δℓ b	Faulschlammton δihF cα	Faulschlammtorf δitF cβ	Faulschlammsand δisF cγ	Schotterlehm dl d	Lößlehm δℓ e
29. *Crataegus Oxyacantha* L.			+				
30. *Sambucus racemosa* L.			+				
31. *Rubus Idaeus* L.			+				
32. **Rubus sectio Eubatus* Focke			+				
33. *Tilia platyphyllos* Scop.				+			
34. *Tilia ulmifolia* Scop.				+			
35. **Viscum album* L.				+			
36. *Compositae*			+				
37. *Fraxinus excelsior* L.				+			
38. *Stachys silvestris* L.			+				
39. *Lycopus europaeus* L.			+	+			
40. feuerverkohlte Holzsplitter (*Pinus* p.p.) und Asche in größeren Mengen					+		
	0	2	17	22	3	[2]	

3. Spuren des diluvialen Menschen bezw. menschlicher Tätigkeit.

In der weiteren und näheren Umgebung von Krölpa sind schon vor vielen Jahren und seitdem wiederholt Funde gemacht worden, die Zeugnis geben von der Anwesenheit des Menschen in der Gegend zu jener Zeit, als die großen diluvialen Säuger hier lebten. Es sei in erster Linie an den im Jahre 1874 gemachten wichtigen Fund bei Gera erinnert, den K. Th. Liebe[1]) aufs sorgfältigste untersucht und eingehend beschrieben hat. Von dem als Lindenthaler Hyänenhöhle in der Literatur bekannten Fundort hat Liebe künstlich deformierte Knochen beschrieben, z. B. in regelmäßiger Weise quer durchgeschlagene Röhrenknochen, ferner ebensolche Knochen, die der Länge nach aufgespalten

[1]) Liebe, K. Th., Die Lindenthaler Hyänenhöhle. I. und II. Stück. Jahresber. d. Gesellsch. von Freunden der Naturwiss. in Gera. 1873—1874 und 1875—1877.

ZAKŁAD GEOLOGII

waren, wieder andere, die gerundete und geglättete Bruchstellen zeigten. Bemerkenswerterweise stammen diese Knochen alle von pflanzenfressenden Säugern, nämlich vom Stier, vom Pferd, von Hirscharten. Wichtig ist dabei auch der Fund eines »unzweifelhaften Bruchstückes von einem Feuersteinmesser«, sowie eines »unzweifelhaft künstlich zugehauenen« Schabers aus Feuerstein in den tiefern Schichten der Höhle. Sodann ist der reiche Fundort für diluviale Tierreste zu nennen, der sich auf dem Giebelstein bei Klein-Kamsdorf in nur 9 km südwestlicher Entfernung von unserer Fundstätte Krölpa befindet und zum erstenmal von R. Richter[1]) unter dem Namen der »Fuchslöcher« in der Literatur bekannt gegeben worden ist. Seit dem ersten im Jahre 1873 dort gemachten Funde wurden wiederholt Nachgrabungen vorgenommen, am umfangreichsten und ausgiebigsten wohl von E. Zimmermann[2]) im Jahre 1907. Unter den zahlreichen Wirbeltierarten, die bisher — die Bearbeitung der 1907 gemachten Ausbeute ist von Herrn H. Schröder in Aussicht genommen — festgestellt wurden, nehmen die Säugetiere auch hier den ersten Platz ein, und auch hier zeigte sich die Merkwürdigkeit, daß viele Knochen Spuren menschlicher Tätigkeit erkennen lassen. Überdies kamen auf dem Giebelstein auch kleine Bröckel von Holzkohle, und zwar von Kiefernholz, sowie Spuren von Asche vor, die im diluvialen Lehm und in dem mit großen Blöcken durchsetzten Dolomitgrus der Fundstelle »in äußerst unregelmäßiger Weise« (E. Zimmermann I a. a. O.) eingebettet waren. Man wird aus den angegebenen Tatsachen mit Recht folgern, daß gleichzeitig mit der ermittelten diluvialen Tierwelt auch der Mensch in der Gegend anwesend war.

Das eigenartige Vorkommen von Brandkohlen und Asche in der Fundstätte des Giebelsteins erscheint mir in diesem Zusammenhang wichtig genug, um näher darauf einzugehen. Das Auffinden von Brandkohlen oder Asche in einer diluvialen Schicht

[1]) Richter, R., a. a. O. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. Bd. 31. 1879.

[2]) Zimmermann, E., I. Erläuterungen zu Blatt Saalfeld der Geologischen Karte von Preußen usw. II. Aufl. 1914.

berechtigt an sich durchaus noch nicht zu dem Schlusse, daß diese Brandreste aus einer Feuerstelle des diluvialen Menschen herrühren; sie können vielmehr ebensogut aus einem auf natürliche Weise durch Blitzschlag entstandenen Brande stammen. Solche Fälle hat es natürlich in der Diluvialzeit ebenso gegeben, wie sie in der Gegenwart häufig genug vorkommen. Auch aus alluvialen Ablagerungen sind viele solche Erscheinungen bekannt. Namentlich in Torfmooren finden sich horizontale »Brandlagen« des öftern in den verschiedensten Tiefen. Für eine solche Brandschicht in rein phytogenen Ablagerungen erscheint als nächstliegende und natürlichste Erklärung die, daß sie aus einem durch Blitzschlag hervorgerufenen Moorbrande herrühre, durch welchen die ehemalige Vegetationsdecke des Moores mehr oder weniger vollständig eingeäschert wurde. Aber auch, wenn in rein mineralischen Ablagerungen feuerverkohlte Holzreste und Aschenspuren gefunden werden, können sie auf denselben Ursachen eines natürlich entstandenen Brandes beruhen. Ein vorzeitlicher Wald- oder Steppenbrand wird nicht nur zur Folge gehabt haben, daß, soweit die Brandfläche reichte, Holzkohlen und Aschenreste sich der Schicht mitteilten, sondern daß auch über die Brandfläche hinaus vom Winde kleine Kohlensplitter und Aschenteilchen mehr oder weniger weit verweht und schließlich abgesetzt wurden. Solche Deutung wird namentlich dann Anspruch auf Richtigkeit erheben können, wenn die Brandreste in dünner Lage schichtig liegen, oder wenn die Kohlensplitter und -stäubchen einen bestimmten, ebenfalls nur geringmächtigen Horizont innerhalb der Schicht einnehmen.

Wenn aber auf eng umgrenztem Raume die Brandreste in äußerst unregelmäßiger Weise in den verschiedensten Tiefenlagen einer und derselben diluvialen Schicht vorkommen, wie es auf dem Giebelstein der Fall ist, so glaube ich mit der Deutung nicht fehl zu gehen, sie als Zeugen für die ehemalige Anwesenheit des diluvialen Menschen zu betrachten; er hatte in nächster Nähe vorübergehend oder dauernd seine Feuerstelle. Diese Deutung halte ich unter Umständen auch für berechtigt, selbst wenn

nicht, wie es auf dem Giebelstein der Fall ist, noch andere Beweisgründe dafür vorliegen. Denn es wäre doch merkwürdig und erscheint äußerst unwahrscheinlich, daß an ein und derselben Stelle immer wieder ein Naturbrand ausgebrochen sein und derartig unregelmäßig verteilte Brandreste hinterlassen haben sollte. Aus demselben Grunde wird man auch dem Umstande, daß eine diluviale Schicht nicht bloß in einer dünnen Lage, auch nicht bloß vereinzelt sondern in gleichmäßiger Durchsetzung kleine Kohlenstückchen, -splitter und -stäubchen enthält, eine gewisse Beweiskraft für die Vermutung zugestehen dürfen, daß der diluviale Mensch in der nähern Umgebung solcher Örtlichkeit längere Zeit (vielleicht durch Generationen hindurch) seine Heimstätte aufgeschlagen hatte.

Ich möchte diese Deutung vor allem auf jene bei Röblitz, etwa 2,2 km nördlich vom Giebelstein belegene Fundstelle von diluvialen Säugetierresten anwenden, von der Richter (a. a. O. S. 287—288) mitteilt, daß beim Abbau eines mächtigen Gipslagers in den Unteren Letten des Oberen Zechsteins eine Höhle geöffnet wurde, die mit »ungeschichtetem Löß mit Lößkindchen« ausgefüllt war und Reste von *Canis lupus-spelaeus*, *Arvicola*, *Equus*, *Cervus* und ecaudaten Batrachiern, aber auch kleine Kohlenstückchen enthielt, die wahrscheinlich von der Kiefer herrührten. »Da sie durch die ganze Lößmasse zerstreut waren und eine Feuerstelle sich nicht hat entdecken lassen, so muß es einstweilen dahingestellt bleiben, ob diese Kohlen Zeugnis für ein von Menschen angezündetes Feuer ablegen oder für einen auf andere Weise entstandenen Brand« (a. a. O. S. 288).

Und ebenso glaube ich diese Deutung mit Recht ausdehnen zu dürfen auf die Schicht c_7 unseres Profils bei Krölpa, in welcher Schicht die Spuren von Feuerbränden die ganze Masse durchsetzen. Bei der Schlämmung der Proben aus den Entnahmestellen 2a bis 2e war die erste abgegossene Trübe schaumig und aschgrau und enthielt viele kleine und kleinste Splitterchen von pechschwarzer Brandkohle. Dieses Verhalten des Faulschlammsandes im Teilprofil 3 bildet einen auffälligen Gegensatz zu den

unterlagernden Schichten, insbesondere zu der Schicht b, die als Sandlehm bezeichnet wurde. Diese Schicht enthielt zwar auch Punkte und Splitterchen von kohliger Pflanzensubstanz, aber nur sehr zerstreut und vereinzelt. Mag man diese Brandreste nun auf Naturbrände oder auf künstliche Feuer zurückführen (entscheiden läßt sich das hier wohl nie sicher), jedenfalls beweisen sie, daß zur Zeit der Ablagerung des Sandlehms nur gelegentlich Brände in der Gegend stattgefunden haben, wogegen in dem darauf folgenden, durch die Schichten $c\alpha$ bis $c\gamma$ unsers Profils vertretenen Zeitabschnitt die Brände derart an Häufigkeit zunahmen, daß wir wohl für diesen ganzen Zeitabschnitt — zum wenigsten aber für seinen jüngsten, durch die Schicht $c\gamma$ in Erscheinung tretenden Teil — Grund haben anzunehmen, daß unsere Gegend vom diluvialen Menschen seßhaft besiedelt war und nicht etwa bloß vorübergehend von ihm auf Jagdzügen durchstreift wurde. Ob er sich dabei des Feuers nur zur rohen Zubereitung seiner Mahlzeiten aus dem Fleisch der erlegten Tiere oder, namentlich gegen Ende des Zeitabschnittes, in erster Linie zum Schutz gegen die Unbilden eines beständig rauher werdenden Klimas bedient hat, das läßt sich aus den bisher gemachten Funden der Gegend nicht entscheiden. Es scheint mir aber für letztere Annahme der Umstand zu sprechen, daß die Brandkohlenschichten namentlich in Löchern und unvollkommenen Höhlen oder in deren nächster Umgebung auftreten, wie denn auch für die allernächste Umgebung unserer Fundstätte bei Krölpa die Annahme nicht unwahrscheinlich ist, daß zu jener Zeit eine vielleicht nur wenig über die allgemeine Bodenoberfläche hochragende und an einer Seite vielleicht überhängende Klippe von Plattendolomit einen primitiven Unterschlupf gewährt habe. Denn es zieht, wie auch die geologische Karte verzeichnet, ein nur 20—25 m breiter, isolierter Streifen von zu Tag tretendem Plattendolomit in westöstlicher Richtung über die Straße weg an die ihr parallel laufende Wand der Tongruben heran, und diese Wand selbst zeigt gerade an der Stelle ungemein viel Schutt von Plattendolomit über Letten und Gipsmassen, die in großen Blöcken vorhanden sind.

Es ist zugleich die Stelle, in deren Nähe die Schuttreste des S. 236 erwähnten, schon vor Jahren zerstörten diluvialen Torfflözes lagern.

In diesem Zusammenhange möchte ich eine weitere Beobachtung nicht unerwähnt lassen, die ich anläßlich meines Aufenthaltes in Krölpa im Frühjahr 1915 machte. Nur etwa 250 m in östlicher Entfernung von den Tongruben steigt, direkt jenseits der Talrinne des Krölpaer Baches, ein mächtiges Bryozoenriff des Mittleren Zechsteins bis zu der stattlichen Höhe von 340 m über NN empor. Die steil aufsteigende, stellenweise senkrechte und nackte Westwand des überaus zerklüfteten Dolomites erscheint an einer Stelle nahe der nördlichen Umbiegung des Riffes deutlich rauchgeschwärzt, und zwar aufwärts von der Stelle an, an welcher die dem Berg anlagernde Schutthalde beginnt. Das ist etwa in 280 m Höhenlage. Die Rauchschwärzung ist sehr auffällig, obwohl sie bis dahin von allen Einheimischen, mit denen ich über die Erscheinung sprach, unbeachtet geblieben war, und macht sich selbst aus der Ferne gesehen deutlich bemerkbar. Zunächst vermutete ich bei diesem Anblick, daß sie von Höhenfeuern herrühre, die etwa aus festlichen Anlässen von Zeit zu Zeit von der Bevölkerung des Dorfes an der Oberkante der Schutthalde abgebrannt würden. Als mir aber von verschiedener Seite versichert wurde, daß die Dorfjugend ihre Höhenfeuer nie dort, sondern viel höher, nämlich auf der Plattform des Bergrückens abbrenne, vermutete ich einen zeitlichen und genetischen Zusammenhang dieser Erscheinung mit dem Vorkommen der Brandkohlenschicht in unserem Diluvialprofil. Eine kurze Besichtigung der Stelle brachte mir die Überzeugung, daß hier eine jetzt verschüttete Höhle vorhanden sein müsse, aus welcher heraus der Rauch emporstieg, der die Dolomitwand außen und in den Rissen und Klüften aufwärts schwärzte. Zudem fand ich auch nach einigem Schürfen lose im Schutt liegend brandgerötete Dolomitstücke und vor allem an der Felswand selbst in einer etwa 1 m felseinwärts klaffenden Spalte brandgerötete Stellen der Wand. Nebenbei bemerkt: Daß in unserer Zeit — der Gegenwart — hier keine

Höhenfeuer abgebrannt worden sind, das fand ich durch die Untersuchung vollkommen bestätigt. Die Lagen und der Verlauf der Brandspuren lassen keinen Zweifel daran, daß sie von Feuern herrühren, die unter dem Fels als schützendem Dache gebrannt haben; mit andern Worten, es muß hier eine Höhle vorliegen.

Es zieht allerdings in der Nähe ein alter Stollen an der Grenze von Culm zum Zechstein ziemlich weit und mit Abzweigung einer Strecke in den Berg hinein; durch die Freundlichkeit des Herrn Desgraz, der sich mir als Führer angeboten hatte, konnte ich diesen Stollen in seiner ganzen Erstreckung befahren und dabei feststellen, daß von ihm aus die Rauchschwärzung nicht erfolgt sein kann; denn einmal zieht der Stollen nicht unter der Stelle der Rauchschwärzung durch, sodann ist das Hangende des Stollens nirgends klüftig, zeigt auch nirgends nennenswerte Rauchschwärzung. Dazu verläuft er in einem Niveau, das mindestens 10—15 m tiefer liegt als die Oberkante der Schutthalde. Ich bin fest überzeugt, daß die genannte Rauchschwärzung das Vorhandensein einer Höhle an dieser Stelle anzeigt, und vermute zuversichtlich, daß hier eine sorgfältige, systematische Aufgrabung für die geologisch-paläontologische Diluvialforschung wie für die prähistorische Forschung wichtige Resultate liefern wird. Herr Desgraz hat auch zugesagt, daß bis dahin die Örtlichkeit unberührt bleiben solle, und daß vor allem die Stelle zum Eingang der Höhle nicht von Laien an- und aufgegraben werden dürfe. Dem steht übrigens glücklicherweise auch das preußische Ausgrabungsgesetz verhindernd im Wege.

IV. Die pflanzenführenden Schichten in ihrer Beziehung zum diluvialen Klima.

Die Untersuchung hat deutlich gezeigt, daß der Mammutlehm von Krölpa durchaus zu trennen ist von den Schichten, die die Flora von gemäßigt-klimatischem Charakter beherbergen. Diese Schichten, die ich als Faulschlammschichten zusammengefaßt habe, enthalten die Reste einer Flora, die der heutigen

Flora der Gegend ganz und gar gleicht. Sie sind ohne Zweifel als interglazial zu betrachten. Die Temperaturverhältnisse zur Zeit ihrer Ablagerung müssen den heutigen der Gegend im allgemeinen ähnlich gewesen sein, namentlich in dem Zeitabschnitte, der durch die Faulschlammtorfschicht bezeichnet wird. Und was die Feuchtigkeitsverhältnisse betrifft, so gilt hier das Gleiche. Keinesfalls war das Klima der Gegend zu jener Zeit trockener als heute, ja es ist eher anzunehmen, daß es im Höhepunkt seiner Entwicklung etwas feuchter war. Auch Herr Professor Weber-Bremen schließt das z. B. aus dem Vorkommen von *Anomodon apiculatus* in der Faulschlammtorfschicht, wie er mir unterm 21. XII. 1916 brieflich mitteilte: »Das Vorkommen von *Anomodon apiculatus* scheint auf größere oder häufigere Niederschläge und höhere Luftfeuchtigkeit hinzuweisen, als gegenwärtig in der Fundgegend herrschen«.

Im einzelnen ist bemerkenswert, daß die Verteilung der Florenelemente auf die drei Faulschlammschichten einen ebenso häufigen Wechsel der Vegetation erkennen lassen. Die Faulschlammtonschicht δib_F enthält namentlich Reste von Gräsern und Kräutern. Dazu kommen Sträucher wie Himbeeren und Brombeeren und einige mehr oder weniger strauchartig wachsende Holzgewächse wie Hartriegel, Weißdorn, Traubenhollunder. Das sind alles Arten, die zwar nur im gemäßigten Klimagürtel Europas vorkommen und nach ihrer horizontalen Verbreitung die kalte Zone meiden, wie sie nach ihrer vertikalen Verbreitung nicht bis in die alpine Region emporsteigen; aber innerhalb der gemäßigten Zone stellen sie keine besonderen klimatischen Anforderungen. Demgegenüber bezeichnet die Faulschlammtorfschicht δit_F den Höhepunkt der vegetativen und klimatischen Entwicklung. Hier herrschen Laubbäume stattlichsten Höhenwuchses vor, und zwar neben der Stieleiche (um die es sich wohl eher handelt als um die Traubeneiche) die kleinblätterige und die großblätterige Linde, die Esche und, außer einer unbekannten Ahornart, der Spitzahorn und der Feldahorn. Auch fehlen nicht die Sandbirke und der Haselstrauch. Es ist be-

merkenswert, daß von allen genannten Baumarten neben andern bestimmbaren Resten insbesondere zahlreiche vollkommen entwickelte und ausgereifte Früchte durch die ganze Mächtigkeit der Schicht hindurch vorkommen. Wägt man die Lebensbedingungen der genannten hochwüchsigen Baumarten gegeneinander ab, wie sie nicht nur in ihren Anforderungen an den Boden, sondern ganz besonders auch in ihren Anforderungen an die im jährlichen Gange der Temperatur und in den Jahresmengen der Niederschläge kontrollierbaren klimatischen Verhältnisse ihres Verbreitungsgebietes zum Ausdruck kommen, so erscheint die oben angeführte Schlußfolgerung bezüglich des Klimas vollauf gerechtfertigt. Die über dem Faulschlammtorf abgesetzte Faulschlammsand-Kulturschicht dis_F kennzeichnet sich durch eine auffällige Verarmung der Flora. Es ist sicher kein Zufall, daß trotz umfangreicher Untersuchung nur spärliche Reste von Gräsern und krautartigen Pflanzen, z. B. *Alisma Plantago*, festgestellt werden konnten. Das läßt vielmehr mit Gewißheit darauf schließen, daß die vorher so üppig hier gedeihende Laubwaldvegetation verschwunden war und an ihre Stelle eine nicht nur in ihrer äußeren Gestaltung kümmerliche, sondern auch in ihren klimatischen Anforderungen anspruchslose Pflanzenwelt trat, in der wohl die Kiefer als Baumart die Hauptrolle spielte. Wir erkennen daraus, daß nunmehr Vegetation und Klima den Höhepunkt ihrer Entwicklung überschritten haben, und daß rückschreitend in dieser Beziehung sich die Zustände wiederholen, die wir aus der untern der drei Faulschlammschichten, dem Faulschlammton, kennen gelernt haben. So leiten die klimatischen Verhältnisse der Faulschlammsand-Kulturschicht allmählich über zu denjenigen, in denen die Ablagerung des Schotterlehms **dl** und des Schotters **dag** als glazialer bezw. fluvioglazialer Bildungen möglich wurde.

Dem Funde eines einzigen Samens von *Chenopodium (album?)* sowie spärlichen Pflanzenhäcksels im Schotterlehm **dl** ist wohl keine Bedeutung beizumessen. Ich verzeichne ihn zwar, weil er eben gemacht wurde, glaube aber, daß hier eine Verunreinigung eines Teiles der untersuchten Proben vorliegt, obgleich ich mir

nicht mehr Rechenschaft darüber geben kann, wie solches möglich war. Jedoch erscheint schon der Umstand verdächtig, daß es gerade ein Same von *Chenopodium*, dieses Allerweltsunkraut (Ruderalpflanze) ist, um den es sich handelt.

Wesentlich anders als zur Zeit der Faulschlammbildungen waren die klimatischen Verhältnisse in dem voraufgegangenen Zeitabschnitt, in dem der Sandlehm $\delta\mathfrak{L}$ zur Ablagerung gelangte. Leider erfahren wir mangels jeglicher sicheren, bestimmbaren Fossileinschlüsse im Sandlehm nichts über die Temperaturverhältnisse, die das Klima unserer Gegend in jenem Zeitabschnitt beherrschten; jedoch gestattet die Ablagerung als solche einen Schluß auf die Feuchtigkeitsverhältnisse. Wir können mit Recht annehmen, daß damals in der Gegend ein trockenes Klima herrschte, das die Steppenbildung und die Ablagerung von Löß begünstigte. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, bietet die Armut des Sandlehms an bestimmbaren Pflanzenresten nichts Auffälliges. Das häufige Vorkommen von Spuren und Resten kleiner Knöchelchen aber wird zum großen Teil auf kleine Nagetiere zurückgeführt werden können, die die Steppe bevölkerten.

So sehen wir, daß das Klima der Gegend zu jener Zeit, die zwischen der Bildung des Schuttlehms **p(zo)** im Liegenden und der Ablagerung des Schotterlehms **dl** im Hangenden des Diluvialprofils von Krölpa liegt, keineswegs gleichmäßig war, sondern einem gesetzmäßigen Wechsel unterlag. Derselbe kennzeichnet sich als eine Entwicklung der klimatischen Verhältnisse von ungünstigen Vegetationsbedingungen aus zu immer günstiger werdenden fortschreitend bis zu einem Höhepunkt, der zur Zeit der Ablagerung der Faulschlammtorfschicht $\delta\,\mathrm{it_F}$ erreicht wird. Von da an werden die klimatischen Verhältnisse rasch wieder ungünstiger, bis sie zur Zeit der Ablagerung des Schotterlehms **dl** und des Schotters **dag** wiederum ein Minimum erreichen. Mit andern Worten, wir haben hier den normalen, typischen Entwicklungsgang des Klimas von einer Glazialzeit über eine Interglazialzeit bis wieder zu einer Glazialzeit vor uns.

V. Das geologische Alter der einzelnen Diluvialschichten von Krölpa.

Eine befriedigende, einheitliche Gliederung des thüringischen Diluviums ist bis jetzt noch nicht gelungen, obwohl zahlreiche verdienstvolle Untersuchungen über das Diluvium verschiedener Gegenden des Gebietes vorliegen; es sei nur an die Veröffentlichungen von K. v. Fritsch und Wüst, von Weissermel und Siegert, Naumann und Picard erinnert[1]). Die Arbeiten der genannten Forscher beziehen sich aber alle auf Gebiete, die sich teils um die Städte Weimar und Jena gruppieren, teils weiter nördlich liegen. Aus dem südlich anstoßenden Gebiet des Thüringer Buntsandsteinplateaus, im besonderen aus der Umgebung des mittleren Saaletales zwischen Saalfeld und Kahla, sind zwar auch, so namentlich von E. Zimmermann I mit Bezug auf die Gegend von Saalfeld, Mitteilungen erfolgt, in denen vom neueren geologischen Standpunkt aus die Entwicklung und die Art des Diluviums beurteilt werden; aber sie reichen noch nicht aus, um eine einheitliche Gliederung dieses Diluviums zu ermöglichen. Dazu ist vor allem die mit Ausnahme des Meßtischblattes Saalfeld noch ausstehende geologische Neuaufnahme der Gegend nötig. Aus diesem Grunde kann auch das Diluvialprofil von Krölpa nur als ein Beitrag zur Lösung der Frage betrachtet werden.

Was den Löß ∂Ł betrifft, der das Hangende des Krölpaer Diluvialprofils bildet, so ist jedenfalls sicher, daß er einen isolierten Teil der allgemeinen Lößdecke des ganzen Gebietes darstellt. Das jungdiluviale Alter dieses Lößes dürfte heute wohl unbestritten sein, wenn auch die Meinungen darüber noch auseinandergehen, ob seine Ablagerung in den Beginn oder in den Höhepunkt oder in den Schluß der letzten Eiszeit zu setzen ist. Ich selbst neige

[1]) Literatur siehe bei: Siegert, L. und W. Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abhandl. der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 60. Berlin 1911.

aus Gründen, die ich an anderer Stelle[1]) auseinandergesetzt habe, zu der Ansicht, daß der Löß im eisfreigebliebenen breiten Randgürtel der letzten Vergletscherung Norddeutschlands eine früh- und hochglaziale Bildung dieser letzten, dritten Eiszeit darstellt. »Während im vergletscherten Gebiet die Moränen des vorrückenden Landeises abgelagert wurden, herrschte im nicht vereisten Gebiet äolische Lößbildung« (a. a. O. S. 245). Das leicht bewegliche Material hat natürlich während der Postglazialzeit, namentlich in deren erstem Abschnitt, solange sich noch keine geschlossene Vegetation angesiedelt hatte, eine mannigfache Umlagerung und Verschleppung teils auf äolischem teils auf aquatischem Wege erfahren.

Zwischen dem Löß und den ihn unterlagernden Schichten besteht eine deutliche Diskordanz, die weder in unserm Profil noch in den Aufschlüssen der übrigen geologisch untersuchten Gegenden des nördlichen Thüringens fehlt. Man gewinnt hier überall die Überzeugung, daß vor der Ablagerung des Lößes die Herausbildung einer großen Denudationsfläche stattgefunden hat, wie denn auch Siegert[2]) diesen Punkt für die ganze Umgegend des Saaletales von Jena abwärts bis Halle nachdrücklich hervorhebt. Wir gehen wohl nicht fehl, wenn wir diese ausgedehnten und tiefgreifenden Denudationsvorgänge der Hauptsache nach in die zweite Interglazialzeit verlegen.

Unter dem Löß folgen bei Krölpa Schotterlehm **dl** und Schotter **dag** als gleichzeitige Ablagerungen der zweiten Eiszeit, wobei ich jenen als Grundmoräne, diesen als Fluvioglazial auffasse. Es sind in neuerer Zeit von verschiedenen Seiten, insbesondere auch von E. Zimmermann I, Bedenken gegen die soeben

[1]) Vgl. Stoller, J. Ein Diluvialprofil im Steilufer der Werre bei Nienhagen unterhalb Detmold und seine Bedeutung für die Gliederung des Diluviums jener Gegend. Dieses Jahrb. f. 1916, Bd. XXXVII, T. I. S. 225.

[2]) Siegert, L. Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. Dieses Jahrb. für 1909, Bd. XXX, T. II, S. 13.

angeführte, übrigens schon in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts aufgekommene und z. B. von Richter und von Liebe vertretene Auffassung geäußert worden, daß das diluviale nordische Landeis jemals bis in die Gegend von Saalfeld vorgestoßen sei. Diese Bedenken gründen sich auf die Feststellung einer Südgrenze der nordischen Geschiebe (wobei es sich in den allermeisten Fällen um die Feststellung von Feuersteinen und nur in ganz seltenen Fällen um aufgefundene nordische Granite, Gneiße und Porphyre handelt) und des Fehlens von typischen Grundmoränen südlich von dieser Grenze. Was jene Südgrenze betrifft, so verläuft sie, soweit sie für die Beurteilung unserer Gegend wichtig ist, nach R. Wagner[1]) von Magdala (südwestlich von Jena) südlich an Jena vorbei (Ammerbach) mit ungefähr ostsüdöstlicher Richtung über Roda nach Weida. Wenn man aber in Erwägung zieht, daß diese Grenzlinie eine ganz bedeutend nach Süden vorgeschobene Verlegung jener Grenze bedeutet, die noch im Jahre 1892 durch Regel[2]) von Jena aus in nordöstlicher Richtung über Kamburg bis Stößen und von da erst in südsüdöstlicher Richtung nach Gera gezogen worden war, daß ferner nach einer Bemerkung von Zimmermann (vergl. Wagner, R. a. a. O. S. 111) im Elstertale noch bei Greiz, das in gleicher Breite mit Saalfeld liegt, und sogar bei dem noch weiter südlich gelegenen Plauen Feuersteine im Diluvium anstehend und lose nachgewiesen wurden, ferner daß im Nordwesten unserer Gegend diese Grenzlinie nach den bisherigen Beobachtungen von Gotha aus sich in ziemlich gradem Verlauf bis gegen Arnstadt hinzieht, also in einer Richtung, die schnurstracks auf Saalfeld loszielt, so wird man dem Umstand, daß auch in der Umgebung von Saalfeld nach Zimmermann[3]) reichlich Feuersteine (wenngleich »zum größten Teil deutlich bearbeitet«) an vielen Stellen auf dem Roten Berge gefunden wurden,

---

[1]) Wagner, R. Das ältere Diluvium im mittleren Saaletale. Dieses Jahrb. für 1904, Bd. XXV.

[2]) Regel, F. Thüringen. I. Teil. Jena 1892.

[3]) Zimmermann, E. Das Diluvium auf Blatt Saalfeld. Dieses Jahrb. f. 1909, Bd. XXX, Teil II, S. 17.

und daß nach dem Zeugnis von Liebe und Richter auf dem Gleitsch nordische Blöcke von Granit und Hornblendegestein vorgekommen sein sollen, nicht ohne weiteres alle Beweiskraft für die Einbeziehung dieser Gegend in das Gebiet der Verbreitung nordischer Geschiebe absprechen können. Was aber das Fehlen von nordischen Geschieben und typischen Grundmoränenbildungen in der Form von Geschiebelehm im Gebiet des thüringischen Buntsandsteinplateaus zwischen Saalfeld und der von Wagner aufgestellten Südgrenze der nordischen Geschiebe betrifft, so kann demgegenüber bemerkt werden, daß auch in dem großen Gebietsdreieck Jena—Stößen—Gera, das von Regel noch für ein gänzlich eisfrei gebliebenes Gebiet gehalten worden war, neuerdings echte Moränenbildungen nachgewiesen wurden, die früheren Beobachtungen eben nicht zugänglich gewesen oder sonstwie entgangen waren, wie z. B. Wagner (a. a. O. S. 109) aus dem sogenannten Hochwald nicht weit nordöstlich von Lotschen einen echten Geschiebemergel nebst Bänderton auf Sandstein und Konglomerat auflagernd beschreibt und abbildet, wobei er betont, daß alle Teile dieses Diluvialprofils nordische Gemengteile, darunter auch Granite und Gneise, enthalten. Da erscheint die Annahme durchaus nicht unwahrscheinlich, daß die noch ausstehende neue geologische Durchforschung des strittigen Gebietes, dessen geologische Spezialkartierung hauptsächlich in den schon 1881 und 1885 erschienenen Lieferungen 17 und 28 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten niedergelegt ist, ebenfalls da und dort noch zerstreute Erosionsreste von echten Moränenbildungen mit nordischen Geschieben ergeben wird. Außerdem ist wohl zu beachten, daß in diesem äußersten südlichen Randgebiete des nordischen Landeises das Vorkommen von untypischen Moränenbildungen in der Form von Lokalmoränen viel häufiger zu erwarten steht als das von typischem Geschiebemergel. Alle diese Erörterungen lassen im Verein mit den Schlüssen, die weiter oben aus der petrographischen Beschaffenheit und der Art des Auftretens des Schotterlehms im Krölpaer Diluvialprofil abgeleitet wurden, die Annahme berechtigt erscheinen, daß das Land-

eis der zweiten Vergletscherung Norddeutschlands mit Bezug auf unsere Gegend erst an den Mittelgebirgen des Thüringer Waldes, des Frankenwaldes und des Erzgebirges sein äußerstes und endgültiges Hindernis gefunden hat, wobei es allerdings sehr wahrscheinlich ist, daß bis zu dieser äußersten Begrenzung nur ein einmaliger und vielleicht nur kurz dauernder Vorstoß des Landeises stattfand. Unter dieser Annahme läßt sich auch das Lager von diluvialen Wirbeltierresten auf dem Giebelstein chronologisch zwanglos in die Zeit vor, während und nach diesem Eisvorstoß der zweiten Eiszeit einordnen.

Die unter dem Schotterlehm auftretenden Faulschlammschichten kennzeichnen sich, wie dies weiter oben ausführlich begründet worden ist, als echte Interglazialschichten. Chronologisch gehören sie also der ersten Interglazialzeit an.

Es folgt der Sandlehm $\delta\mathfrak{L}$, der weiter oben als Lößbildung gedeutet wurde. Nach Ursache und Art seiner Entstehung dem jungdiluvialen Löß zu vergleichen, dürfte er chronologisch mit Recht als ein Gebilde der ersten Eiszeit aufzufassen sein, und es ergibt sich unter dieser Annahme die weitere Folgerung, daß das Landeis der ersten Eiszeit, ganz ebenso wie das der dritten (letzten) Eiszeit, nicht bis in die Gegend von Saalfeld—Krölpa vorgedrungen ist.

Damit bleibt für den das Liegende des Diluvialprofils von Krölpa bildenden Schuttlehm **p(zo)** nur die Annahme eines »präglazialen« Alters übrig, wobei allerdings nicht bewiesen werden kann, ob der Beginn seiner Bildung, wie ich vermute, in den Anfang des Diluviums mit den klimatischen Vorboten der nahenden ersten Eiszeit oder in den Ausgang des Pliocäns zu setzen ist. Ein höheres Alter erscheint aus dem Grunde ausgeschlossen, weil dieser Schuttlehm die Lagerstätte der aufgefundenen Reste von *Elephas primigenius* ist. Diese Elefantenart tritt aber in Europa frühestens im oberen Pliocän auf.

Nach den bisherigen Ausführungen ergibt sich für die chronologische Gliederung des Diluvialprofils von Krölpa folgendes Schema:

Signatur	Schichten des Profils	Zeitabschnitte
∂	Löß ∂ℭ	Glazial 3
di	Lücke	Interglazial II
d	Schotterlehm **dl** + Schotter **dag**	Glazial 2
δi	Faulschlammschichten { Sand (Kulturschicht) **δisF**; Torf **δitF**; Ton **δihF** }	Interglazial I
δ	Sandlehm δℭ	Glazial 1
p	Schuttlehm (Mammuthlehm von Krölpa) **p(zo)**	Präglazial

Druckfertig abgeschlossen am 14. September 1919.
Druck verfügt am 21. April 1920.

Zur Kenntnis der Kreidescholle von Oppeln in Oberschlesien.

Von Herrn **R. Michael** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Bohrung Schurgast.

An der Vereinigung des Neisse-Tales mit der Oder-Niederung ist zum Zwecke der Wasserversorgung des Schlosses Schurgast im Jahre 1913 an der Ziegelei westlich vom Schloß eine tiefere Bohrung niedergebracht worden, welche einige bemerkenswerte geologische Tatsachen ergab. Mehrere flachere Bohrungen in der unmittelbaren Umgebung, auch eine 85 m tiefe Bohrung für die Wasserversorgung der Stadt Schurgast, waren vorausgegangen.

Die bis 282 m Teufe niedergebrachte Bohrung wurde seitens der Staatlichen Bohrverwaltung mit großer Sorgfalt ausgeführt; die fortlaufend gewonnenen Proben konnten ständig untersucht werden. Zeitweilig wurde mit der Schappe trocken gebohrt; gelegentlich in den oberen Teufen, dann fortlaufend in den tiefsten Schichten wurden Kerne gezogen, die eine sichere Bestimmung der durchteuften Gesteine gestatteten. Der Durchmesser des Bohrloches war bei 118 m Teufe noch 435 mm, zum Schluß 92 mm.



Die Bohrung hat folgende Schichten durchsunken:

0—	0,35 m	Humose Sande	Alluvium (4,31 m)
0,35—	4,30 »	Eisenschüssige Sande	»
4,30—	5,60 »	Graue Tone	Miocän (16,90 m)
5,60 —	6,10 »	Braunkohle	»
6,10—	7,15 »	Dunkle Braunkohlentone	»
7,15—	10,00 »	Graue Tone mit Braunkohlentrümmern	»
10,00 —	13,00 »	Gelbliche Tone	»
13,00—	21,20 »	Tonige Sande, kalkfrei	»

21,20— 21,45 m	Tonige Kalksteine	Senon	(39,28 m)
21,45— 60,48 »	Kalkige Tone	»	
60,48—158,78 »	Graue tonige Mergel	Turon	(180,52 m)
158,78—170,00 »	Tonige Kalksteine mit einzelnen Quarzkörnern	»	
170,00—241,00 »	Hellgraue tonige Kalksteine	»	
241,00—243,00 »	Tonige kalkige Sandsteine	Cenoman	(24,15 m)
243,00—264,39 »	Sandsteine	»	
264,39—265,15 »	Gröbere Sandsteine	»	
265,15—282,00 »	Gelbliche und graue Steinmergel und mergeliger Dolomit	Oberer Keuper	(15,85 m)

Miocän.

Bemerkenswert ist zunächst die Tatsache, daß diluviale Schichten fehlen; die Bohrung hat sofort unter dem Neisse-Alluvium die obermiocäne Braunkohlenformation erreicht. Von den 8 flachen Bohrungen, deren 6 in Abständen von 27—50 m in NO-Richtung und 2 seitlich von dieser Linie je 50 m entfernt südlich vom Schloß niedergebracht waren, haben die nördlichsten 5 ein cr. 0,5—1,10 m starkes Braunkohlenflöz in einer Tiefe von 13—15 m angetroffen, nur Bohrloch 8 in der gleichen Teufe und Stärke wie die Tiefbohrung. In diesen Bohrungen wurden über dem Flöz feine graue und tonige Sande festgestellt. Auch die früheren Aufschlüsse der unmittelbar benachbarten Braunkohlengrube Glückauf Charlotte zu Weissdorf östlich vom Schlosse haben die Kohle in wechselnder Tiefe und Stärke nachgewiesen. Die Profile ergaben

Fundbohrloch = $\frac{\text{3 m Ton}}{\text{6 m Kohle}}$

3 Bohrlöcher unmittelbar daneben

$\frac{\text{2—8 m Ton}}{\text{4—6 m Kohle}}$

Bohrloch in Weissdorf bei etwa 148 m = $\frac{\text{3 m Ton}}{\text{3,8 m Kohle}}$

Bohrlöcher am Borkwitzer Wege südlich von Weissdorf

1. $\frac{\text{4 m Ton}}{\text{1,80 m Kohle}}$

2. 5,2 m Ton
0,62 » Kohle
0,15 » Ton
0,52 » Kohle
0,15 » Ton

			0,30 m Kohle
			0,30 » Ton
			0,30 » Kohle
3.	1,80 m Ton	4.	4,60 m Ton
	0,30 » Kohle		0,94 » Kohle
	0,30 » Ton		0,12 » Ton
	0,60 » Kohle		0,30 » Kohle
			0,45 » Ton
			0,60 » Kohle
			0,16 » Ton
			0,60 » Kohle

Unter der Kohle werden hier Sande angegeben; durch Wassereinbrüche aus den Sanden ist die Grube angeblich zum Erliegen gekommen. Die neueren Bohrungen am Schloß Schurgast haben sämtlich unter der Kohle (2 Bohrlöcher haben keine Kohle angetroffen) eine bis 6 m starke feste Tonschicht nachgewiesen.

Kreide.

Nach einer 8 m starken Schicht eines kalkfreien tonigen Sandes beginnt dann eine mehr oder weniger gleichmäßige Schichtenfolge eines grauen kalkigen Gesteins, welches bis 241 m Teufe reicht. Dennoch zeigen sich bei der näheren Betrachtung gewisse Unterschiede. Zu oberst liegen unter einer schwachen kalkreichen Schicht zunächt etwa 40 m starke Tone, die Glimmerschüppchen führen, mit mäßigem Kalkgehalt vor. (29 % $CaCO_3$.)

Zwischen 60,18—60,48 m Teufe wird diese Schicht von einem grauen tonigen Mergel mit Zwischenlagen eines stark eisenschüssigen und manganhaltigen tonigen Sandsteins begrenzt.

Dann folgt, wie durch mehrere Schappe- und Kernproben festgestellt wurde, ein grauer toniger Mergel von der gleichen Beschaffenheit, wie er aus den höheren Partieen der Oppelner Kreidescholle bekannt ist. (33,7 % $CaCC_3$.)

Zwischen 160—170 m erscheinen in den meist dunkelgrauen Schichten vereinzelt Quarzkörner, dann folgt bis 241 m ein hellgrauer toniger Kalkstein. (Bei 170 m 60,35 % $CaCO_3$, bei 206: 70,5 %.)

Wenn auch beweisende Versteinerungen fehlen, so ist es doch

nach den bisherigen Kenntnissen über die Zusammensetzung der Oppelner Kreidescholle ersichtlich, daß die obersten Schichten als Vertreter des Senons aufzufassen sind, welches hier also 40 m Mächtigkeit besitzt, während auf das Turon 180 m entfallen.

Aus den turonen Mergeln bestimmte Herr A. Franke freundlichst folgende Mikrofauna:

a) Foraminiferen

Gaudryina rugosa d'Orb. s.
Ataxophragmium variabile Rss. h.
Bulimina Murchisoniana d'Orb. s.
Frondicularia spec.
Cristellaria rotulata Lam. h.
» *alata* Rss. s.
Haplophragmium spec.
Planorbulina ammonoides Rss. s.
Rotalia nitida Rss. h.
Globigerina cretacea d'Orb. h.
» *marginata* Rss. ns.
» *aspera*

b) Ostracoden

Bairdia subdeltoidea v. Mst. ns.

Die von 241—265,15 m Teufe durchbohrten Schichten gehören zum Cenoman. Der gröbere Sandstein, von welchem Kernproben vorlagen, besteht aus weißen, gelblichen und rötlichen Quarzen, gelegentlich bis Erbsengröße, mit Glaukonit und vielen Feldspäten, Schwefelkies etc. und besitzt ein kalkiges Bindemittel.

Oberer Keuper.

Die zuerst gewonnenen Proben der Schichten unter 265 m, auf den ersten Blick den Kreidekalksteinen ähnlich, ließen doch bald gewisse Abweichungen im Kalkgehalt, Form der einzelnen Splitter und Farbe erkennen, so daß das Ziehen von Kernen veranlaßt werden mußte. Diese zeigten auch sofort, daß es sich um hell- und dunkelgraue, auch gelblich graue und weißliche Steinmergel und mergelige Dolomite des Oberen Keupers handelte in

gleicher Ausbildung, wie diese aus dem Untergrunde der Oppelner Kreidescholle bei Oppeln selbst bekannt geworden waren. Die Bohrung, welche in den cenomanen Sandsteinen artesisches Wasser ergeben hatte, dessen Austritt allerdings durch starken Sandauftrieb behindert wurde, konnte deshalb eingestellt werden.

Kreidescholle von Oppeln.

Mächtigkeit und Zusammensetzung.

Zunächst ist hervorzuheben, daß durch die Schurgaster Bohrung die Kreideformation in einer bisher in Oberschlesien noch nicht bekannten Mächtigkeit nachgewiesen worden ist; sie beträgt 244 m.

Die bisherigen hauptsächlichsten Aufschlüsse der Kreidescholle von Oppeln liegen im Odertale zwischen Schimnitz, Proskau, Oppeln und Gr. Döbern, wo die Schichten in weiter Längserstreckung von der Oder durchbrochen werden; sie befinden sich im Stadtgebiete von Oppeln selbst bezw. auf der rechten Oderseite; die Kreideschichten bilden den Untergrund des Flußbettes und setzen auch den Kern der Höhen auf dem linken Oderufer zusammen. Seit den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts werden sie bei Oppeln zur Zementfabrikation gebrochen. Ihre Mächtigkeit ist bei Oppeln verhältnismäßig gering. Die große Tiefbohrung in Oppeln auf dem Wasserwerk hat sie mit 68,3 m festgestellt, davon entfallen 34 m auf das Turon und 34 m auf das Cenoman. Nach Osten und Südosten, wo die Schichten des Cenomans als schmales Band über Kempa, Goslawitz, Grudschütz und Groschowitz zu Tage ausstreichen, verschwächt sich die Mächtigkeit derart, daß bei Goslawitz nur noch 11 m Turon und 2,6 m Cenoman, bei Groschowitz 12 m Turon und 15 m Cenoman bekannt sind.

1 km östlich von Oppeln beträgt die Kreidemächtigkeit 70 m, 35 m Turon und 35 m Cenoman; in Oppeln selbst sind durchschnittlich 35 m Turon und 40 m Cenoman nachgewiesen. Die turonen Kalksteine nördlich von Oppeln sind dann mit 37—45 m Stärke bekannt. Die größte früher bekannte Mächtigkeit der

Schichten wurde durch das Bohrloch im Hofe der Lehranstalt in Proskau südlich von Oppeln nachgewiesen. Sie beträgt hier 193 m, und zwar entfallen, wie ich an anderer Stelle gezeigt habe, 82 m auf Turon (einschließlich etwa 20 m Senon), 111 m auf Cenoman, während die tiefsten 19 m der hier erbohrten Schichtenfolge bereits zum Muschelkalk gehören[1]). In der Schurgaster Bohrung mit 244 m Kreideschichten werden dem Cenoman nur die untersten 24,15 m zugerechnet, nicht auch die von 158,78 m Teufe abwärts erbohrten Schichten, trotz ihrer Ähnlichkeit mit dem im Proskauer Bohrloch von 82—145 m Teufe erbohrten Ablagerungen. Ausschlaggebend war aber lediglich die Tatsache, daß die Beimengung sandigen Materiales, welche die Proskauer cenomane Schichtenfolge charakterisiert, in Schurgast sich auf die Teufe von 158—170 m beschränkt und überhaupt nur aus vereinzelten Quarzkörnern besteht. Weiter abwärts fehlen dann jegliche Sandkörner bis 241 m, wo die tonig-kalkigen Sandsteine einsetzen. Andernfalls müßte man dem Cenoman 24,15 + 82,12 m = 106,27 m Mächtigkeit zuweisen, die allerdings dem Proskauer Profile vielleicht besser entsprechen würde.

Aber auch dann noch würde das Turon noch über 98 m, also 3 mal so mächtig sein wie bei Oppeln selbst. Insgesammt sind also bisher folgende Maximalzahlen für die Mächtigkeit der einzelnen Glieder der Oppelner Kreidescholle anzuführen:

Senon	=	40 m
Turon	=	180 »
Cenoman	=	110 »
		330 m

Die stratigraphische Stellung der obersten Schichten der Oppelner Kreidescholle war längere Zeit noch strittig. F. Roemer hat bereits graue Sandsteine und glimmerreiche Mergel von Dambrau und Sokolnik westlich von Oppeln zum Senon gestellt[2]). Ich habe gleiches Alter für die jüngsten Schichten der Kreide auf dem linken Oderufer, ebenso von Schichten, die in Oppelner Brüchen

[1]) Michael u. Quitzow, Geologie von Proskau, her. v. d. Geol. Landesanst. 1912, S. 23 ff.

[2]) F. Roemer, Geologie von Oberschlesien. Berlin 1870. S. 327.

in Spalten mit überlagerndem Obermiocän gelegentlich abgerutscht sind, behauptet. Das senone Alter der Schichten von Dambrau wird durch das Vorkommen von *Calianassa Faujasii* und *Baculites anceps* bewiesen.

Ähnliche Schichten wie bei Dambrau hat Riehn in einer 1909 verfaßten geologischen Meldearbeit über die braunkohlenführenden Schichten westlich von Oppeln erwähnt.

Das Auftreten der turonen Oppelner Kalksteine unter diesen Schichten ist gleichfalls durch Bohrungen, u. a. eine Brunnenbohrung in Sokolnik, bestätigt, die bis 90 m Tiefe in die Kreideformation eindrang.

Auch Wegner betont auf Grund neuerer Untersuchungen das senone Alter der in Auswaschungen des Kreidepläners umgelagerten Kreidemergel[1]).

Das in der neuen Schurgaster Bohrung mit 18 m Mächtigkeit nachgewiesene Senon ist auch durch die frühere Wasserbohrung der Stadt in einer Sandgrube südöstlich vom Schloß Schurgast angetroffen worden.

Das genaue Profil dieser Bohrung ist leider nicht angegeben, jedenfalls stand sie, soweit mir Bohrproben vorlagen, mit 85 m Endteufe in den turonen Schichten und mit 56 m (bei annähernd 19 m Miocän) im Senon.

Auf der Sektion Brieg der F. Roemer'schen Karte von Oberschlesien wird nördlich von Loewen an der Straße von Lossen nach Schurgast eine kleine Partie Kr_2, Senon, verzeichnet. Im Text wird auf dieses Vorkommen kein Bezug genommen. Bei meinem leider nur flüchtigen Besuche der Gegend habe ich s. Z. die Aufschlußstelle nicht sehen können; dennoch ist bei der Genauigkeit, welche die F. Roemer'schen Angaben sonst besitzen, an der Tatsache nicht zu zweifeln.

Ausdehnung der Oppelner Kreidescholle.

Die Mächtigkeit des Schurgaster Kreideprofiles läßt ohne

[1]) Wegner, Über umgelagerte Kreide und Tertiär bei Oppeln. Palaeontographica. 60. Bd. 1913. S. 176 u. 203.

Weiteres noch auf eine größere Ausdehnung der Oppelner Kreidescholle nach Westen bezw. Nordwesten schließen. In der Gegend südlich von Brieg hat allerdings die bis jetzt bekannte tiefste Bohrung mit 90 m das Miocän noch nicht durchsunken. Dagegen wurden durch eine Bohrung an der Staustufe Linden an der Oder 10 km nordwestlich unterhalb Brieg in 73 m Teufe Kreidemergel erbohrt; ebenso wurden in einer Wasserbohrung in der Försterei Thiergarten noch weitere 6,5 km nordwestlich von Linden kalkige Tone festgestellt, deren Zugehörigkeit zur obersten Kreide nicht fraglich sein kann. Damit ist die Ausdehnung der Kreideschichten im Odertale auf eine Längserstreckung von mehr als 70 km erwiesen.

Dennoch kann man aber für die Gegend von Brieg mit einer erheblicheren Breite der Oppelner Kreidescholle nicht rechnen. Denn westlich von der Linie Brieg-Grottkau-Neisse treten die älteren krystallinen und Eruptivgesteine der Strehlener Gegend, die z. B. in Voigtsdorf bei Grottkau und in Louisdorf erbohrt worden sind, in die Nähe der Tagesoberfläche. Die Nähe der alten Gesteine wird auch durch die Zusammensetzung des cenomanen Transgressionskonglomerates der Schurgaster Bohrung angedeutet. Die alten Gesteine reichen auch südlich von Breslau, wie die Bohrungen bei Kanth und Kraika ergeben haben, bis nahe an die Oderniederung herauf. In Kraika wurden unter dem Miocän noch permische Schichten über den krystallinen Schiefern angetroffen. Die neuere Bohrung auf dem Wasserwerk in Breslau hat unter dem Tertiär in 190 m Teufe den Mittleren Keuper und bei 358 m den Muschelkalk erreicht. Ebenso ist Muschelkalk, und zwar Oberer mit *Encrinus liliiformis*, in einer Bohrung in Klein-Oels südlich von Ohlau unter 60 m Diluvium und 61 m Miocän mit 7 m Stärke angebohrt worden.

Südlich von Schurgast ist die Kreide in der Haltestelle Arnsdorf unter 42,50 m Tertiär angetroffen und bis 80 m Teufe verfolgt worden. Ebenso wurde sie in Polnisch-Leipe 6 km südlich von Schurgast unter 8 m Diluvium und 32 m obermiocänem Flammenton erbohrt; bis 56 m wurden die kalkigen Tone des Senons, darunter bis 90 m die tonigen Kalksteine des Turons von der

gleichen Beschaffenheit wie in den Schurgaster Bohrungen festgestellt.

Der südwestlichste Punkt, von welchem bisher Kreideschichten bekannt geworden sind, liegt in dem Basaltgebiet von Grasse nordwestlich von Falkenberg. Hier sind in einem Bohrloch am Nordabhang des Müllwitzberges in 24 m Teufe unter obermiocänen Schichten 9 m starke glimmrige kalkige Tone des Senons erbohrt worden. Weiter südwärts ist wohl noch eine Verbreitung der Kreide anzunehmen, doch liegen tiefere Bohraufschlüsse in der Gegend südlich von Falkenberg bis jetzt nicht vor.

Wir kennen dann erst wieder das bereits erwähnte Bohrloch im Hofe der Lehranstalt in Proskau, das, wie ich früher nachwies, die Kreide in folgender Zusammensetzung durchbohrt hat:

0— 82 m Senon und Turon
82—193 » Cenoman.

Darunter wurden noch 19 m Muschelkalk durchbohrt.

Ebenso hat eine ältere Bohrung in Gr. Schimnitz, bis zu welchem Ort die Kreideschichten am westlichen Talrande der Oder von Oppeln aus anstehend zu verfolgen sind, unter 19 m Diluvium und Turon 18 m Cenoman und darunter gleichfalls Muschelkalk nachgewiesen.

Auf dem linken Oderufer sind dann die Oppelner Kreideablagerungen noch weit nach Süden verbreitet; sie reichen hier fast an den Rand des Gebirges heran. Zahlreiche Vorkommen sind z. B. in der Gegend von Leobschütz (Nieder-Paulowitz-Matzdorf) bekannt. Leider haben wir in dem großen meist von Diluvialbildungen oberflächlich bedeckten Gebiet zwischen Oppeln und Leobschütz nur wenig Aufschlüsse durch Bohrungen, sodaß man nicht mit völliger Bestimmtheit sagen kann, ob sich die Kreideschichten in ununterbrochenem Zusammenhange von Oppeln südwärts bis in die Gegend von Leobschütz erstrecken.

Doch deutet z. B. die s. Z. mitgeteilte Erbohrung von hellen tonigen Mergeln des Senons in Lorenzdorf bei Moschen nordwestlich von Oberglogau auf eine größere Kreidemulde hin. Die Leobschützer Kreideablagerungen weisen namentlich in ihren oberen

Horizonten eine ähnliche Zusammensetzung auf wie die Schichten von Oppeln; sie führen auch die gleichen Versteinerungen, sodaß man sie gleichfalls als randliche Bildungen am Ablagerungsraum desselben Kreidemeeres ansprechen muß.

Südlich von Bladen (zwischen Jägerndorf und Deutsch-Neukirch) sind Kreidebildungen bis jetzt nicht bekannt geworden; die Kreideschichten von Bladen und Hohmdorf gehören noch zum Turon; die ältere cenomane Stufe wäre also in der unmittelbar benachbarten Gegend noch zu erwarten.

Doch ist eine weitere südliche Verbreitung der Kreideschichten nicht anzunehmen, weil südlich von Deutsch-Neukirch die Schichten des Culms weit nach Osten vorgreifen und vielfach aufgeschlossen oder unter Bedeckung durch diluviale oder mittelmiocäne gipsführende Schichten durch Bohrungen nachgewiesen worden sind.

Immerhin beträgt aber die Entfernung von Oppeln bei Bladen über 60 km. Die Schichten der Kreideformation sind infolge ihrer verhältnismäßig geringen Mächtigkeit und wegen ihres lockeren Gefüges augenscheinlich an zahlreichen Stellen der nachträglichen Abtragung und Zerstörung anheimgefallen und nur an besonders geeigneten Punkten erhalten geblieben. Versteinerungsreiche Trümmer ihrer Gesteine sind in den Sanden und Kiesen des Diluviums aber ungemein häufig vertreten. Die Ermittelung der östlichen Verbreitungsgrenze der Kreideschichten von Oppeln wird durch den Umstand erleichtert, daß östlich der Oder Tiefbohrungen in größerer Zahl zur Verfügung stehen. Nirgends sind aber bis jetzt zweifellose Kreideablagerungen erbohrt worden. Vielmehr setzt hier überall eine überaus mächtige Entwicklung des Oberen, Mittleren und Unteren Miocäns, auch des Oligocäns ein, unter welchen Schichten Triasablagerungen und dann untercarbonische oder die Schichten des Produktiven Steinkohlengebirges folgen.

Das östlichste und zugleich südöstlichste Vorkommen der Kreideformation ist durch die Tiefbohrung von Polnisch-Neukirch 12 km südlich von Kandrzin 50 km südlich von Oppeln festgestellt worden.

Von 129—139 m wurde Senon
» 139—174 » » Turon
» 174—175 » » Cenoman
erbohrt.

Im eigentlichen Industriebezirk fehlt die Kreide vollständig; Geschiebe ihrer Gesteine werden allerdings auch hier häufiger gefunden, auch in Lokalmoränen, so daß man eine ehemalige größere Verbreitung annehmen muß.

Ein interessantes Vorkommen von Kreideschichten ist dann noch auf dem Annaberg bei Leschnitz, 30 km südöstlich von Oppeln entfernt, bekannt geworden. Es handelt sich allerdings um kleine in Spalten des Muschelkalks nahe am Basalttuff des Annaberges eingeklemmte Fetzen von cenomanen Sanden und turonen Kalksteinen. Dieses Vorkommen ist seinerzeit von Penck beobachtet und dann von Volz[1]) näher beschrieben worden.

Die nördlichsten Punkte, an denen bisher Kreideschichten teils anstehend, teils durch Bohrungen ermittelt worden sind, liegen, von den oben erwähnten Vorkommen unterhalb von Brieg abgesehen, bei Karlsmarkt im Stobertal und bei Gr. Döbern.

Bemerkenswerterweise sind in dem nur 9 km von Karlsmarkt nordöstlich gelegenen Badeort Karlsruhe[2]) keine Kreideschichten, sondern unter dem Miocän sofort Ablagerungen des Mittleren Keupers erbohrt worden, ebenso wie in den Bohrungen Nieder-Mühlwitz und Gr. Zöllnig bei Bernstadt.

Mit Ausnahme von Proskau und Gr. Schimnitz tritt überall, wo unter der Kreide ältere Schichten erbohrt worden sind, Oberer Keuper als Unterlage auf. Jura fehlt bezeichnender Weise vollkommen, wie in Oberschlesien überhaupt; in der Gegend von Leobschütz und Bladen bilden die culmischen Schichten die unmittelbare Unterlage der Kreide.

Die Ausdehnung der Oppelner Kreidescholle erstreckt sich

[1]) Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft 1904. Briefl. Mittl. S. 42—48.

[2]) Michael. Beiträge zur Kenntnis des Keupers im nördlichen Oberschlesien. Dieses Jahrbuch für 1912, I, S. 88.

auf einen etwa 100 km langen und durchschnittlich mindestens 30 km breiter Streifen, meist auf dem linken Oderufer, also über ein Areal von mindestens 3000 qkm.

Das Oppelner Kreidemeer ist ausschließlich auf Oberschlesien beschränkt.

Die Ablagerungen der geologisch gleichaltrigen Schichten in der Loewenberger Gegend sowie in der Grafschaft Glatz, welche ihrerseits einen Teil der böhmischen Kreideschichten darstellen, weisen auf Küstennähe hin und besitzen so verschiedene Beziehungen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und Fauna, daß man unbedingt eine Trennung der beiden schlesischen Kreidemeere durch alte Festlandsmassen annehmen muß.

Da sich die randlichen bezw. ältesten Schichten der Kreide östlich und südöstlich von Oppeln bald zur Tagesoberfläche herausheben, muß man die Oppelner Partie nur als den Ufersaum eines größeren Kreidemeeres auffassen und zwar desjenigen, dessen Ablagerungen wir im nördlichen und nordöstlichen Teile von Deutschland, in Polen, Podolien und in Rußland[1]) in ähnlicher Zusammensetzung, aber ungleich größerer Mächtigkeit kennen. Die Entwicklung der Kreide in Oberschlesien ist die gleiche wie bei Krakau; von hier sind die Schichten dann in kaum unterbrochenem Zusammenhang über große Verbreitungsgebiete ausgedehnt.

Der Oppelner Bruch.

Ich möchte noch mit einigen Worten auf den sogenannten Oppelner Bruch eingehen, welcher nach Frech für die Tektonik Oberschlesiens eine bedeutsame Rolle spielt. Frech hat sein Vorhandensein in wiederholten Veröffentlichungen[2]) behauptet. Er soll in nordsüdlicher Richtung östlich von Oppeln verlaufen und

[1]) Vergl. Michael. Geologischer Aufbau von Polen im Handbuch von Polen, S. 52. Berlin 1918.

[2]) Frech, Über den Bau der schlesischen Gebirge. Geogr. Zeitschrift Bd. 8, Heft 10, S. 567. 1902.

» Über den Gebirgsbau Oberschlesiens. Zeitschrift der D. geol. Ges. 1904, S. 235.

» Schlesische Landeskunde, S. 37. Breslau 1913.

das Aufhören der triadischen Schichten Oberschlesiens verursachen. FRECH schließt sein Vorhandensein zunächst aus der verschiedenen Höhe der Kreideauflagerung, der Kreideschichten (Cenoman und Turon) in den Einbruchsspalten am Annaberge und der bei Oppeln aufgeschlossenen. Der Bruch scheide eine südöstliche aus harten Kalkbänken bestehende Scholle von einer nordwestlichen, die aus leicht verwitternden Mergelkalken besteht. Der Bruch sei nach der Transgression des Miocänmeeres, also im Ober-Miocän entstanden, seine Lage bezeichne gleichzeitig das Ende der Transgression des marinen Mittelmiocäns. Oberflächlich sei allerdings von dem Oppelner Bruch nichts wahrzunehmen; ein Zusammenhang mit der Eruptionsspalte am Annaberge bestehe nicht.

Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß die regelmäßige Ausbildung und Lagerung des Trias nicht für die Annahme eines Bruches spricht. Bei ihrem geringen Ausmaß ließen sich die Niveaudifferenzen durch die Annahme eines schwachen Einfallens von den Randpartieen aus erklären. FRECH berechnete ursprünglich eine Niveaudifferenz von 250 m, später von 350 m, indem er als frühere Meereshöhe der Kreide am Annaberge (385 m) = 500 m annahm gegenüber einer Meereshöhe der Kreide bei Oppeln von 150 m.

Bei seinen Erwägungen hat aber FRECH die Entfernung des Annaberges von Oppeln völlig außer acht gelassen und sich keinerlei Vorstellungen darüber gemacht, welche Niveaudifferenzen auch das schwächste Einfallen auf größere Strecken bedingt. Die Entfernung beträgt mindestens 30 km. Nehmen wir die FRECHsche Ziffer von der früheren Meereshöhe der in den Spalten am Annaberge auftretenden Kreide mit 500 m an, mithin auch seine Niveaudifferenz von 350 m, so ergibt sich dieser Betrag ohne weiteres lediglich durch die Annahme eines Fallwinkels, welcher $^1/_2{}^0$ nur unwesentlich übersteigt. Man kann ohne Schwierigkeit noch die gesamte durch die Oppelner Tiefbohrung bekannt gewordene Mächtigkeit des Oberen und Mittleren Muschelkalkes mit 50 m, des Keupers mit 250 m zur Niveaudifferenz hinzurechnen; man gelangt auch dann zur Ermittelung eines Fallwinkels von nur etwa 1 Grad. Nun ist

ein westliches Einfallen der Oppelner Kreideschichten nicht nur aus allgemeinen geologischen Gründen, dem östlichen Ausstreichen der cenomanen Unterlage, der nach Westen zunehmenden Mächtigkeit der Schichtenfolge, wie ja auch die Schurgaster Bohrung wieder erwiesen hat, und dem Auftreten der jüngeren tonigen Schichtenfolge des Senons ersichtlich. Auch in den Oppelner Brüchen läßt sich eine 1—2° betragende Neigung der Schichten wahrnehmen.

Für die Annahme eines Bruches liegt keinerlei Hinweis vor.

Zu dem gleichen Ergebnis gelangt man, wenn man das Verhalten des Trias und des Culms betrachtet.

Die Culm-Oberfläche liegt am Annaberge bei 200 m, in Oppeln bei — 486 m. Die Niveaudifferenz von 700 m ergibt bei 30 km Entfernung eine Neigung der Schichten um 1,5 Grad. Für den Röt stellt sich ein Höhenunterschied von 520 m, für den Unteren Muschelkalk von 433 m heraus; diese Höhendifferenzen werden durch einen Fallwinkel von 60—75 Minuten bedingt[2]). Dabei besitzt der Annaberg in dem oberschlesischen Muschelkalkzuge noch eine Ausnahmestellung durch seine größere Höhe (385 m). Sie beruht darin, daß auch die Schaumkalkbänke des Unteren Muschelkalkes über den Wellenkalken und Rötkalken entwickelt sind, und daß hier Basalte auftreten, die nicht nur auf den höchsten Gipfel beschränkt sind, sondern sich in kleineren Vorkommen oberflächlich in westlicher Richtung verfolgen lassen und wahrscheinlich unterirdisch zusammenhängen. Der Basalteruption wird man füglich einen gewissen Einfluß auf das die gleichen Schichten ihrer Umgebung merklich überragende Niveau der Trias nicht absprechen können. Sowohl nach Norden wie nach Westen tritt die Trias in wesentlich geringerer Meereshöhe auf; in der Gegend von Mallnie bei Krappitz, 16 km von Oppeln entfernt, z. B. in 160 m Meereshöhe, bei Groß-Stein in 200 m, bei Tarnow in 175 m. Diese Verhältnisse bedingen noch wesentlich geringere Niveauunterschiede, die auch bei der oben genannten Ausrechnung noch Maximalwerte sind, da der Annaberg nicht genau östlich

[1]) Geologie von Proskau S. 36.

[2]) Die Fallwinkel sind mit Hilfe des Kühn'schen Apparates ermittelt.

von Oppeln liegt, die Entfernungsrichtung also mit der Einfallsrichtung nicht genau übereinstimmt. Es zeigt sich also, daß die FRECH'sche Auffassung, aus dem Höhenunterschied von 350 m den großen Oppelner Bruch zu konstruiren, völlig unhaltbar ist; ebenso wenig wie oberflächlich ist auch unterirdisch nicht das geringste Anzeichen einer großen meridionalen Störung zu bemerken.

Auch hat die mittelmiocäne Meerestransgression, deren Ende FRECH mit dem Oppelner Bruch in Beziehungen gebracht wissen will, hat mit der von ihm angegebenen nordsüdlichen Linie, die FRECH von Oppeln nach Krappitz zieht, nichts zu tun. Wir kennen nämlich das marine Miocän noch, wie z. T. auch schon die alte F. ROEMER'sche Karte richtig angibt, westlich von Katscher bei Bladen, Leobschütz, Neustadt, Polnisch-Neukirch, bis in die Gegend von Neisse. Ebenso reichen seine Ablagerungen südlich von Troppau z. T. weit in das Gebirge hinein (Wigstadtl, Fulnek); auch westlich lassen Vorkommen bei Freudental den Zusammenhang mit ihrem großen Verbreitungsgebiet in Mähren erkennen. Die Verbreitungsgrenze endet also nicht an der hypothetischen nordsüdlichen Störung. Die heutige Meereshöhe der von Süden erfolgten miocänen Auflagerung, die an dem oberschlesischen Muschelkalkrücken allerdings ihre Nordgrenze findet, ist sowohl in den Culmgebieten von Leschnitz — Tost auf dem rechten wie zwischen Ziegenhals und Troppau auf dem linken Oderufer die gleiche (zwischen 250—280 m). Der Oppelner Bruch ist aus der Literatur zu streichen.

Druckfertig abgeschlossen am 5. November 1919.
Druck verfügt am 20. Februar 1920.

Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen.

Von Herrn **Paul Ramdohr** in Göttingen.

Hierzu Tafel 4 und 3 Textfiguren.

Einleitung.

Südlich und südwestlich von Eschwege a. d. Werra zeigt die geologische Karte, Blatt Eschwege und Blatt Waldkappel[1]), einige Basaltvorkommen. Es sind dies die Blaue Kuppe, 4 km südlich von Eschwege, mit der unmittelbar benachbarten Kleinen Kuppe, der Rosenbühl, schon jenseits des Wohratals gelegen, und der Alpstein bei Kirchhosbach.

Sämtliche drei Vorkommen sind altbekannt und finden sich schon sehr früh in der geologischen Literatur erwähnt. Besonders die Blaue Kuppe ist in der Zeit, als noch der Streit der Plutonisten und Neptunisten spielte, häufig besucht und beschrieben worden und bildete schließlich einen der Hauptbeweispunkte für die feurige Natur der Basalte.

Die älteste Literatur ist für den, der mit dem heutigen Standpunkt an sie herangeht, oft nicht ganz leicht verständlich; vieles, was heute selbstverständlich ist und keiner Erklärung und Erwähnung bedarf, ist dort lang und breit besprochen und gedeutet, andere Dinge, die heute besonders wichtig erscheinen, sind völlig vernachlässigt. So kommt es, daß beispielsweise die

[1]) Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte von Preußen, Bl. Eschwege und Bl. Waldkappel, aufgenommen von Moesta 1876.

von v. Hoff unterschiedenen einzelnen Basaltarten nicht mehr mit Sicherheit identifiziert werden können. Der Schluß aber, aus dem er die feurige Entstehung der Blauen Kuppe zu beweisen sucht, erscheint durchaus überzeugend. Leider ist die von ihm skizzierte Stelle des Bruches längst dem Steinbruchsbetrieb zum Opfer gefallen. Auf K. C. v. Leonhard, der etwa 20 Jahre später die Blaue Kuppe, »diesen Hügel, der ohne Widerrede zu den denkwürdigsten und am meisten belehrenden basaltischen Auftreibungen in Norddeutschland gehört«, beschreibt, macht besonders die sehr starke Einwirkung des Basaltes auf den Sandstein großen Eindruck. Andere kürzere Erwähnungen und Beschreibungen finden sich noch mancherorts bei Voigt, Hausmann, v. Cotta und Alexander v. Humboldt und wohl auch noch bei anderen Autoren, denen aber schwer nachzuspüren ist, da Literaturnachweise damals meist fehlen.

Voigt, Mineralogische Reise nach den Braunkohlenbergwerken und Basalten Hessens, Weimar 1803.

v. Hoff, Beobachtungen über die Verhältnisse des Basalts an einigen Bergen von Hessen und Thüringen. Mag. d. Berl. Ges. naturforsch. Freunde, Berlin 1811, S. 349—357.

J. F. L. Hausmann, Studien des Göttingischen Vereins bergmännischer Freunde, I. Bd., 1824, S. 500—508.

K. C. v. Leonhard, Die Basaltgebilde und ihre Beziehungen zu normalen und abnormen Felsmassen. Stuttgart 1832.

v. Cotta, Neues Jahrb. für Min., 1848, S. 132.

Alexander v. Humboldt, Kosmos I, S. 270, Stuttgart 1845.

Auch in neuerer Zeit sind die Basaltvorkommen in mannigfaltigem Zusammenhang in der Literatur erwähnt.

Geologisch haben alle drei Punkte das gemeinsam, daß es im Buntsandstein aufsetzende Basaltkuppen sind, die sich besonders durch die schönen Kontakterscheinungen auszeichnen. Der Sandstein, um den es sich handelt, ist als su kartiert, was aber nicht der jetzt üblichen Einteilung des Buntsandsteins entspricht. Das Eck'sche Konglomerat an der Basis des Mittelbuntsandsteins fehlt hier ja schon längst, außerdem ist die petrographische Entwicklung im unteren Mittelbuntsandstein

dem Unterbuntsandstein hier so ähnlich, daß die Grenze zwischen beiden sehr schwer zu ziehen ist. Sicher ist nur, daß die Grenze, die Moesta macht, schon mitten im Mittelbuntsandstein liegt. Nach seiner Einteilung bleibt für diesen nur noch sehr wenig übrig.

Die aus dünnen Lagen von Sandstein mit wechselndem Ton- und Glimmergehalt bestehenden Schichten sind übrigens gelegentlich fossilführend. Leider ist das Material sehr selten und mäßig erhalten. Es wurden zwei Arten von Muscheln gefunden. Eine davon ist vielleicht eine *Astarte*, die andere unbestimmbar. Die Basalte selbst zeigen trotz ihrer Nachbarschaft petrographisch und chemisch ziemliche Unterschiede.

Der Basalt der Blauen Kuppe.

Chemische und petrographische Beschreibung.

Die Blaue Kuppe ist von Eschwege in einer Stunde, von Reichensachsen in einer halben bequem zu erreichen. Sie erscheint in der gewöhnlichen Kegelform der Basaltkuppen, die trotz des sehr alten und intensiven Steinbruchsbetriebes noch deutlich erhalten ist. Hart nordöstlich der Blauen Kuppe liegt ein kleiner Nebenkegel, die Kleine Kuppe oder der Staufenbühl. Von der Blauen Kuppe nach Südwesten und Nordosten zieht noch je ein kleiner Basaltgang; der letztere scheint die Blaue Kuppe mit der Kleinen Kuppe zu verbinden. Auf der Blauen Kuppe selbst befinden sich zwei alte verstürzte und zwei große Brüche, die noch hervorragend schöne Aufschlüsse darstellen, obgleich auch in ihnen nur noch gelegentlich gearbeitet wird. Die beiden großen Brüche stellen vielleicht zwei gesonderte Eruptivschlote dar, die sich an einer Stelle berühren, sonst aber durch eine große Sandsteinmasse deutlich getrennt sind. Möglicherweise ist der Bau noch komplizierter. Der Ausbruch ist, wie bei fast allen mitteldeutschen Vorkommen, wohl zur Miocänzeit erfolgt, als hier noch mindestens der ganze Buntsandstein die Gegend überdeckte. Was wir vor uns haben, ist nur die

gewöhnlich erhaltene Schlotausfüllung. Von dem Tuffmantel ist nichts erhalten, dagegen im Südbruch massenhaft Tuffreste, die in den Schlot zurückstürzten und hier von dem nachquellenden Basalt zu einer Schlotbreccie verkittet wurden. Von Lavenergüssen sind nicht die geringsten Spuren zu erkennen. Der durchbrochene Sandstein entspricht den obersten su der MOESTA-schen Gliederung.

Der Basalt ist mehrfach untersucht worden, besonders von MOESTA und RINNE. Daß er in der Kontaktnähe feinkörnig ist, in der Mitte des Stocks aber grob, das haben schon die ältesten Beschreibungen erwähnt. RINNE sagt, daß unmittelbar am Kontakt der Basalt limburgitisch wird; ich selbst aber habe typisch limburgitischen Basalt nicht gefunden.

Eigentlicher Säulenbasalt fehlt fast. Manchmal sind ja Andeutungen davon vorhanden, aber wenig charakteristisch. Ob früher deutliche Säulen vorkamen, ist nicht bekannt. Dagegen ist besonders im Südbruch die plattige Absonderung des Basalts parallel der Abkühlungsfläche sehr schön aufgeschlossen. Meist ist der Basalt feinkörnig erstarrt, so feinkörnig, daß eben die alte Bezeichnung Basalt auf ihn paßt. Dieses Gestein ist es gewesen, das für die Verwendung als Pflaster- und Schotterstein geeignet war. Es ist jetzt bis fast auf den Boden der Brüche völlig abgebaut. Es springt schön glatt-muschelig und ist leicht zu bearbeiten. Anders der Dolerit im Innern der Brüche, er wurde als nicht recht brauchbar stehen gelassen. Der Fuß des merkwürdigen fingerförmigen Felsens im Nordbruch besteht aus solchem Dolerit.

Für das bloße Auge ist das Korn des gewöhnlichen Basalts nicht auflösbar. Einsprenglinge fehlen vollständig. Manchmal kommen kleine Olivinknollen vor, aber viel spärlicher als in anderen Basalten der Umgegend. Sonstige Einschlüsse sind ebenfalls sehr wenig zahlreich. Es kommen bis 10 cm im Durchmesser große Quarzknollen vor. Sie sind vom Basalt aus der Tiefe mit heraufgebracht worden. Ihrem Aussehen nach waren es sicher paläozoische Gangquarze, ein Haufwerk von 1 cm

großen Individuen ohne Cement[1]). Ähnlich sind sie von Schottler[2]) aus Basalten des Vogelsbergs beschrieben worden. Die Quarze zeigen oft schöne Porricinsäume. In der Nähe des Kontakts durchsetzen den Basalt oft Blasenzüge, die dann meist mit Carbonaten ausgefüllt sind. Gelegentlich treten auch Zeolithe darin auf; sie sind aber sehr unansehnlich, in einem Fall konnte ein Chabasit bestimmt werden. Natrolith und Stilbit, wie sie v. Hoff[3]) bezw. neuerdings W. Kunze[4]) erwähnt, habe ich persönlich von der Blauen Kuppe nicht sammeln können. Schon in geringer Entfernung vom Kontakt wird der Basalt völlig blasenfrei. Manchmal ist er, besonders gut im Schliff zu erkennen, etwas schlierig durch Anreicherung von Feldspat oder Erz und Augit.

Von sehr frischem Basalt wurde eine Analyse ausgeführt. Der Gang der Analyse folgte Hillebrand.

	I	II	III
SiO_2	46,28	49,60	S = 51,45
TiO_2	2,54	2,05	A = 5.27
Al_2O_3	18,56	11,76	C = 6,39
Fe_2O_3	3,09	1,28	F = 20,77
FeO	7,11	6,40	n = 7,5
MnO	Sp.	—	a = 3,3
NiO	0,04	0,04	c = 3,9
MgO	6,20	9,93	f = 12,8
CaO	9,18	10,62	
Na_2O	3,73	3,94	
K_2O	1,77	1,33	
H_2O^+	0,69	2,46	
CO_2	0,25	0,36	
P_2O_5	0,36	0,16	
Cl	0,07	0,13	
H_2O^-	0,32	—	
	100,19	100,00	

I. Gewichtsprozente. II. Molekülprozente. III. Osannsche Zahlen.

[1]) Tertiäre Quarzite, die in dieser Gegend in anderen Basalten ähnlich vorkommen, haben sehr reichliches Cement und sind viel feinkörniger. Vgl. auch O. Mügge, Neues Jahrb. für Min. usw., 1916, II, S. 1/2.

[2]) Schottler, Geolog. Karte des Großh. Hessen. Erl. zu Bl. Allendorf a. d. Lumda, 1913.

[3]) l. c. S. 352.

[4]) W. Kunze, Geol. Streifzüge in die Werralandschaften, S. 76, 1914.

Mikroskopisch läßt das Gestein erkennen: Olivin, Augit, Plagioklas, Erze, Apatit, sehr wenig Biotit und Hornblende. Glas fehlt oder tritt wenigstens völlig zurück. Das Korn ist auch mikroskopisch sehr fein und gleichmäßig. Am größten sind noch die Olivine, die nach Apatit, vielleicht auch vor diesem und Erz die älteste Ausscheidung bilden. Sie sind immer krystallographisch scharf begrenzt durch die gewöhnlichen Formen. Der Winkel ihrer opt. Achsen 2V ist sehr nahe 90°. Augit ist eine Ausscheidung, die in der Zeitfolge mit Plagioklas ungefähr zusammenfällt. Er ist ohne deutliche Sanduhrstruktur, ohne Pleochroismus und ohne violette Töne. Die Eigenfarbe ist schwach, im Dünnschliff nicht erkennbar. In den Partieen näher am Kontakt fällt er mehr in die Augen als in den zentralen Teilen. Formen sind die gewöhnlichen. Zwillinge nach (100) sind häufig; ebenso die bekannten knäuelförmigen Verwachsungen. Plagioklas ist teilweise älter, meist aber jünger als Augit. Er zeigt die gewöhnlichen Formen und Zwillingsbildungen. Häufig sind auch Karlsbader Zwillinge. Die Auslöschung schwankt zonar um etwa 8° im Maximum. Es ist nach dem optischen Verhalten ein ziemlich saurer Labrador, um Ab_{50} An_{50}. Biotit stellt nur feine Schuppen um die Erze dar und ist nicht näher bestimmbar. Hornblende ist ebenfalls sehr selten. Die Erze sind recht reichlich, wie dies ja schon aus der Analyse (S. 288) erkennbar ist. Der Form nach meist Magneteisen, manchmal auch Titaneisen, in sehr dünnen Lamellen tiefbraun durchsichtig. Zersetzungsprodukte sind in dem feinkörnigen Basalt spärlich; in dem grobkörnigen ist zu erkennen, daß die Zersetzung leichter eingriff. Hier ist der Olivin nur selten erhalten. Ursprünglich hat er schöne deutliche Krystalle gebildet, statt deren nun verschiedene Zersetzungsprodukte erscheinen. Außen beginnt eine fast isotrope Masse, die stark und gleichmäßig grün gefärbt ist. In der Mitte folgen mehr braungefärbte schwach doppelbrechende Partieen. Gelegentlich findet man auch ein recht stark doppelbrechendes Mineral, langfaserig und etwas pleochroitisch, parallel der Faser

liegt c gelbgrün, senkrecht dazu a hellgelb. Es ist wohl ein wenig intensiv gefärbter Iddingsit.

Der doleritische Basalt unterscheidet sich von dem gewöhnlichen mikroskopisch vor allem durch die Struktur, sie ist fast intersertal; auch beherrschen die Feldspate das Bild fast noch mehr als sonst. Der Charakter der Feldspate ist etwa Ab_{50} An_{50} bis Ab_{45} An_{55}, gemessen an Spaltblättchen nach (001) und (010) in guter Übereinstimmung. Die Augite haben die gewöhnlichen Formen und auf (110) Auslöschungsschiefen von 37°. Die Dispersion der Auslöschungsschiefe ist gering. Magnetit und Titaneisen treten in ähnlicher Form wie im gewöhnlichen Basalt auch hier auf.

Gang nach der Kleinen Kuppe.

Wir finden auf der Blauen Kuppe einen Basalt, der keinen nennenswerten Einschlag nach der alkalireichen Seite zeigt, auf der Kleinen Kuppe dagegen ein Gestein, das, obwohl es zweifellos von dem Basalt der Blauen Kuppe genetisch nicht zu trennen ist, einen ganz anderen Charakter trägt. Es enthält eine große Menge Feldspatvertreter und zeigt auch sonst abweichende Eigenschaften. Es ist nun wohl von Interesse, den Basalt des Ganges, der Blaue Kuppe und Kleine Kuppe zu verbinden scheint, kennen zu lernen. Tatsächlich bildet dieses Gestein eine gewisse Übergangsform zwischen beiden Gesteinen. Das untersuchte Stück ist etwa in $^1/_3$ der Strecke von der Blauen zur Kleinen Kuppe entnommen, dort wo der Gang den Weg, der ihn angeschnitten hat, verläßt und unter dem Ackerboden verschwindet. Der Basalt ist in Anbetracht der geringen, etwa $^1/_2$ m, Mächtigkeit des Ganges recht grobkörnig. Makroskopisch sind die Gemengteile noch nicht zu erkennen, mikroskopisch zeigen sich Olivin, Augit, Plagioklas, Hornblende, Apatit, Biotit, Perowskit und Erze. Einsprenglinge fehlen.

Der Olivin, stets idiomorphe Krystalle, ist bis zu Serpentin und weiter bis zu Carbonaten zersetzt. Augit, immer frisch, ist der herrschende Gemengteil. Er ist idiomorph und stets älter

als die Plagioklase; Formen und Zwillinge, auch nach (122), wie gewöhnlich. Oft ist schwache Sanduhrstruktur und leicht violettbraune Farbe erkennbar. Der Augit ist in den inneren Teilen stets erzfrei. Die Plagioklase sind die jüngste Ausscheidung. Sie bilden zwar nur die Grundmasse, in der alle anderen Gemengteile schwimmen, dabei aber doch recht große einheitliche Individuen, natürlich ohne krystallographische Begrenzung. Es entsteht so eine Ähnlichkeit mit poikilitischem Gefüge im Gegensatz zu dem Gestein der Blauen Kuppe. Die Verzwillingung geht nicht sehr weit. Häufig sind dünne plättchenförmige Erze eingelagert. In großer Menge erscheint ein meist braungefärbtes Mineral, aber fast immer nur in stabförmigen Längsschnitten, selten in Querschnitten von der für Hornblende charakteristischen Form und Spaltung. Die Längsschnitte sind teils stark, teils schwach, die Querschnitte stets deutlich pleochroitisch. Der Pleochroismus ist manchmal zonar an Stärke verschieden. $\mathfrak{c}$ = braun, $\mathfrak{b}$ hellbraun, $\mathfrak{a}$ grünlich, sehr schwach absorbiert. $b = \mathfrak{b}$, $c : \mathfrak{c}$ wenig geneigt. $\mathfrak{a}$ ist spitze Bisectrix. Oft kommen orientierte Umwachsungen von Hornblende um Augit vor, wo (100) und die c-Achsen zusammenfallen. Endflächen waren nicht zu erkennen, in der Prismenzone nur (110) und (010). Perowskit in stark wechselnder Menge bildet kleine sehr stark lichtbrechende Körner von dunkelbrauner Farbe, teilweise anscheinend Erz verdrängend. Sein sonst so häufiger Begleiter Melilith fehlt hier, wie auch chemisch nachgewiesen wurde. Titanit ist selten, Erze spärlicher als auf der Blauen Kuppe, meist Magneteisen. Manchmal kommt stabförmiges Erz vor, das schöne Wachstumsformen zeigt. Biotit, sehr dünntafelig, ist in manchen Partieen stark angehäuft, in anderen fehlt er.

Kleine Kuppe.

Die Kleine Kuppe, auch Staufenbühl oder Vogelskuppe[1]) genannt, steht durch den erwähnten Gang mit der Blauen

[1]) Z. B. bei J. F. L. Hausmann, l. c., p. 500.

Kuppe in Verbindung. Das hier anstehende Gestein ist ein Sodalithbasalt. Das Auftreten eines solchen Gesteins in zweifelloser Verbindung mit einem Basalt, der ohne weiteres zu den Feldspatbasalten zu stellen ist, ist auffällig.

Das Gestein der Kleinen Kuppe erscheint mit bloßem Auge völlig dicht, manche offenbar glasreiche Partieen zeigen den Harzglanz der Limburgite. Es ist kein Aufschluß auf der Kleinen Kuppe vorhanden, und sichtlich bestand auch nie ein solcher, trotzdem ist das in einzelnen Blöcken, besonders auf der nach der Blauen Kuppe zugewandten Seite, umherliegende Gestein unter einer nur etwa 3 mm dicken Verwitterungskruste recht frisch. Stark blasiges Gestein, wie es K. C. v. Leonhard von hier erwähnt, habe ich nicht sammeln können. Sonnenbranderscheinungen kommen nicht vor.

Auch unter dem Mikroskop erscheint das Gestein feinkörnig; es erweist sich aus Olivin, Augit, Sodalith, wenig Apatit und Hornblende, Erz und Glas bestehend. Perowskit und Melilith fehlt. Mikroporphyrische Einsprenglinge kommen wenig vor, gelegentlich Augit.

Der Olivin ist eine alte Ausscheidung, er besitzt das größte Korn, erreicht aber nie Einsprenglingsgröße. Er ist mehr oder weniger zersetzt, oft in tiefgrüne Massen. Durch Einschlüsse fast opaken Olivin, wie ihn Moesta erwähnt, habe ich nicht gefunden. Augit ist von allen zur Ausscheidung gekommenen Mineralien das häufigste und nach Olivin älteste. Es kommen wirtelförmige Zwillinge vor, die Sanduhrstruktur und zonare Auslöschung ist oft recht deutlich. Die Größe der einzelnen Individuen ist ziemlich gleichmäßig. Sodalith macht sich in den Schliffen als isotropes Mineral von niedriger Lichtbrechung bemerkbar. Er ist meistens idiomorph, aber jünger als Augit. Die hauptsächlich quadratischen oder sechseckigen Querschnitte zeigen im Innern sehr oft parallel (100) orientierte Einlagerungen von Erz, der Rand der Körner ist fast immer einschlußfrei. Nach dem chemischen Verhalten hat man Sodalith vor sich, der fast frei von Schwefelsäure ist. Die quantitative Bestimmung

des Chlors im Gestein ergab 0,85 %, d. h. es müssen, falls alles Chlor an Sodalith gebunden ist, mindestens 12 % von diesem Mineral vorhanden sein, was mit dem mikroskopischen Befund etwa übereinstimmt. Der Sodalith ist angereichert in dunklen Flecken, die wahrscheinlich resorbierten Einsprenglingen, vielleicht von Hornblende, entsprechen. Der Apatit ist sehr wenig auffallend in feinen Nädelchen; Biotit und Hornblende kommen nur selten in kleinen Individuen vor. An Erzen sind Magnetit und Titaneisen häufig, selten ist Eisenglanz. Das Glas ist sehr reichlich, meist braun gefärbt. Um Augit und Olivin herum ist es stark entfärbt. Bisweilen enthält es sehr schöne Wachstumsformen, wohl von Magneteisen. Von $^1/_1$-Normal-Salzsäure wird es nur wenig angegriffen. Der Kontakt nach dem Buntsandstein ist auf der Kleinen Kuppe nirgends einigermaßen deutlich aufgeschlossen.

Von ziemlich frischem Gestein, das aber Carbonate in Hohlräumen enthielt, wurde durch das Chemische Laboratorium von Max Dittrich Nachf. in Heidelberg eine Analyse angefertigt.

	I	II	III
SiO_2	39,68	42,58	S = 44,54
TiO_2	2,42	1,96	A = 6,84
Al_2O_3 . . .	11,78	7,49	C = 0,70
Fe_2O_3 . . .	6,32	2,56	F = 29,74[2])
FeO	5,15	4,64	n = 8,7
MgO	8,50	13,69	a = 4,2
CaO	12,83	14,72	c = 0,4
Na_2O	5,68	5,96	f = 15,4
K_2O	1,28	0,88	
P_2O_5	1,00	0,45	
CO_2	3,37	5,06	
H_2O[1]) . . .	1,81	—	
	99,82	100,00	

I. Gewichtsprozente
II. Molekülprozente
III. Osannsche Zahlen.

Man sieht, daß auch chemisch das Gestein von dem der

[1]) Glühverlust.
[2]) Nach Abzug von CaO für $CaCO_3$.

Blauen Kuppe nicht unbeträchtlich verschieden ist, insbesondere fällt das Anwachsen der Alkalien und die Abnahme des Aluminiums auf.

Der nur sehr wenig mächtige SW-streichende Gang ist durch einen Weg aufgeschlossen. Über seine Längsausdehnung ist nichts zu sagen. Das Gestein ist sehr feinkörnig und schon für das bloße Auge erkennbar stark zersetzt. Unter dem Mikroskop erkennt man bei sehr gleichmäßigem Korn: Olivin, Augit, Plagioklas, Erz, wenig Biotit und Apatit. Der Olivin ist völlig serpentinisiert, Augit ist im Gegensatz zur Blauen Kuppe reichlicher als Plagioklas. Das Gestein führt keine Spur von Sodalith oder anderen Feldspatvertretern.

Der Buntsandsteinkontakt.

Petrographische und chemische Beschreibung.

Der Kontakt des Basalts am Buntsandstein auf der Blauen Kuppe ist altbekannt und auch heute noch wunderschön aufgeschlossen. Die ältesten Untersuchungen auf der Blauen Kuppe erwähnen ihn ausführlich, wenn auch teilweise mit verfehlter Erklärung. Neuerdings ist er besonders von Rinne[1]) ausführlicher untersucht worden.

Meistens ist die Einwirkung des Magmas auf den Sandstein und umgekehrt recht gering, nämlich überall dort, wo der Basalt den Sandstein ungestört in seiner Lage gelassen und auch keine Gänge und Apophysen in ihn entsandt hat. Hier ist im Sandstein nur eine grobe Klüftung parallel der Oberfläche des Basalts entstanden, das Gestein ist, abgesehen von der unmittelbaren Berührungsfläche, unverändert und nicht einmal tiefergehend ausgebleicht. Auch der Basalt ist garnicht verändert.

Anders an den Stellen, wo der Ausbruch das Gefüge des Sandsteins so völlig gelockert hat, daß es schließlich zu einem völligen Schwimmen von mehr oder weniger großen Buntsandsteinschollen gekommen ist. Besonders charakteristisch ist eine

[1]) Rinne, Dies. Jahrb. XIII, 1892, S. 89 ff.; XVIII, 1897, S. 16 ff und 40 ff.

im Nordbruch aufgeschlossene Stelle, die auch von RINNE abgebildet ist. Eine andere schöne Stelle zeigt die Westseite des Südbruchs, gleich rechts vom Brucheingang.

Auch hier ist die Einwirkung auf den Basalt recht gering. Sie erstreckt sich nur auf Partieen ganz unmittelbar am Kontakt. Am weitesten noch bemerkbar sind gelegentliche Blasenzüge, die sichtlich auf den dem Sandstein entweichenden Wasserdampf zurückzuführen sind. In unmittelbarer Kontaktnähe wird der Basalt glasreich, und die Augite scheinen etwas mehr vorzuherrschen. Das Glas ist sehr häufig schon wieder zersetzt. Das sonst sehr reichliche Erz nimmt in unmittelbarer Kontaktnähe stark ab. Hier ist fast nur noch Augit vorhanden, der gelegentlich grüne Farbe hat. Olivin ist in Kontaktnähe nirgends erhalten, sondern völlig zersetzt.

Manchmal kommen auch Stücke vor, die unmittelbar am Kontakt auch wohlausgebildeten Feldspat enthalten; es müssen da besondere Abkühlungsbedingungen vorgelegen haben. Hier ist manchmal der Übergang zum Sandstein besonders in tonigen Lagen ganz allmählich. Sonst ist aber die Grenze völlig scharf.

Der unveränderte Sandstein zeigt ein Abwechseln sehr dünner Schichten von sandiger, toniger oder glimmeriger Zusammensetzung. Die sandigen Lagen lassen fast ausschließlich Quarz, gelegentlich etwas Glimmer und Feldspat erkennen. Zirkone sind recht häufig, das Bindemittel ist manchmal kieselig, häufig tonig. Wachsender Tongehalt leitet über zu den tonigen Lagen. Sie bieten in unverändertem Zustand der mikroskopischen Untersuchung große Schwierigkeiten. Es lassen sich teils zugerundete, teils scharfkantige Quarzstückchen, Chalcedonbröckchen, Muscovit, Biotit, Apatit, Zirkon und äußerst feiner Rutil erkennen. Alles liegt in einem tief braunrot gefärbten kolloiden Bindemittel. Die meist sehr dünnen glimmerigen Lagen bestehen aus Quarz, Biotit, Muscovit, Zirkon, Apatit, wenig tonigem Bindemittel, gelegentlich etwas Feldspat, Eisenglanz und Turmalin. Die Glimmer liegen alle parallel der Schichtung, sie zeigen oft zierliche Verbiegungen. Biotit herrscht

etwas vor. Der helle Glimmer ist großenteils Muskowit, teilweise auch in verschiedenen Stadien ausgebildeter Biotit, was an dem sehr viel kleineren Achsenwinkel der fraglichen Blättchen zu erkennen ist. Obwohl mehrfach Zirkon an oder im Biotit liegt, wurden keine pleochroitischen Höfe beobachtet.

Von dem unveränderten Sandstein bis zum völligen Schmelzfluß lassen sich, wie oft erwähnt wird, deutlich alle Übergänge erkennen. Die rein sandigen Partieen haben der Schmelzung naturgemäß den größten Widerstand geleistet. In größerer Entfernung vom Kontakt ist zunächst eine Verfärbung und Verfestigung zu bemerken. Diese Bleichung beruht auf dem Krystallinwerden des colloidalen Eisenoxyds unter Reduktion zu Magneteisen. Sie wird begünstigt durch geringe Mengen organischer Substanz[1]), so daß man aus der Tatsache der Reduktion an sich keinen sicheren Schluß auf die herrschende Temperatur ziehen kann. An der Luft beginnt die Dissoziation schon bei 700°[2]), bei etwa 1200° scheint sie praktisch zu Ende zu verlaufen[3]). Daß diese Temperatur hier erreicht worden ist, liegt durchaus im Bereich der Möglichkeit. Sodann tritt ein Zusammenbacken einzelner Gemengteile, eine Frittung ein. Schließlich geht die Schmelzung so weit, daß auch die rein sandigen Lagen fast völlig verglast sind. Das Gestein ist so plastisch geworden, daß es in der wirrsten Weise gebogen und gefaltet erscheint (Taf. 4, Fig. 1).

Die erste Einwirkung, die Entfärbung, geht in gleicher Weise bei tonigen und sandigen Lagen vor sich. Unter dem Mikroskop ist hier von einer Veränderung noch kaum etwas zu bemerken, die zunehmende Verfestigung beruht zunächst auf einer Entwässerung der Kolloide, später in wachsendem Maße auf Neubildungen und Zusammenschmelzungen. Mit dem ersten Beginn der Schmelzung treten sehr kleine stark lichtbrechende Körnchen, sehr wahrscheinlich Spinell, und kleine Nädelchen,

[1]) Rosenbusch, Phys. II, 107, 1907.
[2]) O. Mügge, N. J. f. Min. B. B. **32**, p. 533, 1911.
[3]) S. Hilpert, Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. **42**, p. 22, 48, 1909.

wahrscheinlich Sillimanit, auf. Sie fallen der weiteren Schmelzung anscheinend völlig wieder zum Opfer. Cordierite entstehen auch ziemlich frühzeitig, aber später als Spinell. Die Glimmer zerfallen etwa gleichzeitig mit der beginnenden Cordieritbildung. Jetzt tritt in den tonig-glimmerigen Lagen sehr bald der Zustand der völligen Verglasung ein. Sie stellen schwarze Bänder dar, die sich von den weißen sandigen Lagen, die für das bloße Auge noch wenig gelitten haben, scharf abheben.

Unter dem Mikroskop verschwinden aber diese Färbungsunterschiede stark. Es zeigt sich, daß auch die sandigen Lagen schon stark verglast sind. Die dunkleren Partieen verdanken ihre Farbe einer Erzdurchstäubung. Von den ursprünglichen Gemengteilen sind nur die Zirkone anscheinend unversehrt, die kleineren Quarze sind verschwunden, die größeren stark zugerundet, alles übrige hat sich in ein leicht braunes Glas verwandelt. Neubildungen treten auf: Cordierit, rhombischer und monokliner Augit, Erze und gelegentlich in besonderer Kontaktnähe Feldspate. Sehr selten ist Tridymit zu erkennen.

Der Cordierit ist sehr reichlich und fast nur in den ursprünglichen Ton- und Glimmerlagen enthalten. Er bildet hier manchmal den Hauptgemengteil. Die Krystalle sind meist sehr klein, oft so, daß sie dünner als Schliffdicke sind und körperlich erscheinen. An den Krystallen herrscht die Säulenzone und die Basis, am häufigsten sind demnach viereckige Querschnitte, von leicht bläulicher Farbe und gerader Auslöschung. Die basalen Schnitte zeigen stets (110) und (010), die größeren Krystalle durchweg auch (130) und (100). Die Krystalle sind meistens einfach, doch sind auch die bekannten Drillinge recht häufig. Basale Schnitte sind intensiver gefärbt als die anderen. Wenige Cordierite sind ganz klar, fast immer sind in ihrem Innern kleine stark lichtbrechende Körnchen eingelagert, vermutlich Spinell aus der ersten Phase der Metamorphose, die der späteren Resorption durch die Umschließung entgangen sind.

Sehr häufig ist ein Haufwerk von kleinen Cordieriten ver-

gesellschaftet mit oktaedrischen Körnern, Magnetit oder dunklem Spinell. An ihnen läßt sich beweisen, daß Cordierit und Erz gleichzeitig aus Biotit entstanden sind. Dies ist an den gewöhnlichen Schnitten senkrecht zur Schichtfläche daran zu erkennen, daß die Cordierite einer Partie, die einem alten Biotit entspricht, gleichzeitig bei gekreuzten Nikols auslöschen, a || c des ursprünglichen Biotits. In den Schnitten parallel zur Schichtfläche, die also die ursprünglichen Biotite meistens parallel der Basis treffen, sieht man nun anstelle der rechteckigen Cordierit-Schnitte basale, die wieder in einer Partie alle krystallographisch gleich orientiert sind. (001) des Cordierits liegt also || (001) des ursprünglichen Biotits, auch die Flächen der Prismenzone sind zweifellos gesetzmäßig zu denen des Biotits gelagert (Tafel 4, Fig. 2), in welcher Weise aber, läßt sich bei der völligen Zerstörung des Biotits und dem Fehlen seiner randlichen Begrenzung nicht angeben. Man kann an den Pseudomorphosen oft noch die Verbiegungen des ursprünglichen Glimmers deutlich erkennen. Selbstverständlich sind diese Gebilde im Zusammenhang nur dort erhalten, wo die Schichten nicht allzusehr durcheinander geknetet sind. Die Pseudomorphosen sind je nach dem Eisengehalt des Biotits heller oder dunkler durch wechselnden Erzgehalt, manche sind undurchsichtig, andere enthalten kaum ein Erzkorn.

Diese Anordnung der Cordierite ist sicher häufig auch an anderen Lokalitäten zu beobachten, ich fand sie beispielsweise sehr schön in dem verglasten Sandstein von Schillingsruhe bei Hilwartshausen nördlich von Münden. Ich vermute, daß auch P. Hopmann[1]) in den Auswürflingen des Laacher Sees ähnliches beobachtet hat, denn er erwähnt, daß er in einem Schnitt parallel der Schieferung wohl ausgebildete Durchkreuzungszwillinge von Cordierit beobachten konnte.

Reichlich sind auch Neubildungen von rhombischem Augit. Sie kommen im Gegensatz zum Cordierit hauptsächlich

[1]) P. Hopmann, Verh. Naturhist. Verein Bonn, 1911, S. 220.

in helleren Partieen vor und fehlen in den dunkleren fast völlig. Oft sind es schöne scharfe Kryställchen, die wie Apatitnadeln aussehen, aber parallel der Längsrichtung c haben. Meistens sind es aber Mikrolithen von den verschiedensten Formen; teils wenig gebogen, teils lockenförmig, teils einzeln, teils in Knäueln und in Federform, bieten sie zierliche Bilder dar. In ihrer unmittelbaren Nähe ist das bräunliche Glas mehr oder weniger entfärbt. Monokline Augite sind in ihrer Erscheinung den rhombischen durchaus ähnlich, aber viel seltener. Die Erze sind sehr kleinkörnig, meistens ist es, der Form nach zu urteilen, Magnetit, vielleicht auch ein sehr dunkler Spinell; das letztere ist anzunehmen, wo der geringe Eisengehalt des ursprünglichen Gesteins im Mißverhältnis mit der Menge der Erzkörner stehen würde. Selten sind Blättchen von Titaneisen. Gelegentlich hat sich, aber nur ganz unmittelbar am Kontakt, auch Feldspat neu gebildet. Offenbar durch Alkalienzufuhr aus dem Basalt, denn, wo er auftritt, ist die sonst stets deutliche Grenze Basalt-Sandstein verwischt. Der Charakter der Feldspäte läßt sich nicht bestimmen. Daneben sind manchmal noch aus dem ursprünglichen Sandstein Reste von Feldspat erhalten. Sie sind am Rande in einen Kranz von ihnen parallel orientierten kleinen Feldspaten aufgelöst, die netzförmig von Glas durchwoben sind. Häufig ist nur noch dieses Netzwerk ohne Kern erhalten. Die Schmelzung scheint an Spaltrissen schneller vorgeschritten zu sein und dieses Auftreten netzförmig verteilten Glases verursacht zu haben.

Dort, wo örtliche Verhältnisse oder das Ausgangsmaterial von dem beschriebenen etwas abweichen, sind viele Modifikationen erkennbar. Z. B. besteht ein kleines völlig von Basalt umschlossenes Stück ehemaligen Schiefertones jetzt fast ausschließlich aus sehr kleinen dunkelvioletten Spinellen in einem schwach doppelbrechenden über größere Flächen hin einheitlich auslöschenden Untergrund.

Es wurde versucht, auch chemisch die mikroskopisch in gelegentlicher Feldspatneubildung erkennbare Stoffzufuhr nachzu-

weisen, besonders auch wegen der Analogie zu der Alkalienzufuhr, die bei den Kontaktgesteinen paläozoischer Diabase bekannt ist. Eine verglaste Tonlage (Buchit) wurde im Weiterstreichen verfolgt und von dem völlig verglasten und dem unveränderten Material eine Analysenprobe entnommen. Leider wechselt die Zusammensetzung einer Schicht besonders im Sandgehalt schon auf wenige Zentimeter so stark, daß sichere Schlüsse auf Stoffzufuhr aus dem Analysenresultat nicht zu ziehen sind. Immerhin mögen die Analysenresultate im Vergleich mit einer Analyse von Delesse von demselben Fundort hier mitgeteilt werden.

	I	II	III
SiO_2	70,73	56,80	59,13
TiO_2	11,13	0,94	21,98
Al_2O_3		21,63	
Fe_2O_3	6,88	1,58	6,60
FeO		3,80	
MgO	1,22	2,95	2,50
CaO	0,67	0,99	0,53
Na_2O	2,39	2,97	3,70
K_2O	2,16	3,87	3,43
H_2O^+	2,48	2,38	
CO_2	0,05	0,27	3,25 [1]
H_2O^-	1,71	1,42	
	99,42	99,60	101,12

I. Sandige Tonlage.
II. Verglaste Lage.
III. Analyse eines Sandsteinglases von der Blauen Kuppe nach Delesse [2].

In I ist FeO nicht bestimmt, auch wohl nur in geringer Menge vorhanden, in III ist Fe_2O_3 als FeO mitbestimmt.

Der niedrige Gehalt an SiO_2 in II ist sicher nicht, ebensowenig wie das Anwachsen von Al_2O_3, durch den Kontakt veranlaßt. Dagegen wohl das starke Anwachsen der Alkalien, möglicherweise auch von MgO. Der Wassergehalt ist nur scheinbar wenig verändert, im Hinblick auf die Menge Al_2O_3 muß die Ursprungssubstanz von II sehr viel mehr Wasser enthalten haben. Die Reduktion des Fe_2O_3 war zu erwarten.

[1] Glühverlust.
[2] Delesse, Ann. Min. (5) **12**, p. 479—483, 1857.

Erhitzungsversuche.

Um einen Anhalt über die Temperatur zu gewinnen, bei der die Umschmelzung des Sandsteins vor sich ging, wurde versucht, künstlich das Schmelzen hervorzurufen. Von vornherein ist anzunehmen, daß ein beträchtlicher Druck dabei nicht geherrscht haben kann, da wir die verglasten Sandsteine an Stellen finden, die sehr nahe an der Oberfläche des eigentlichen Basalts liegen. Im Südbruch ist ja ein Teil der Tuffhaube erhalten. Immerhin war der Druck so hoch, daß nicht alles Wasser aus dem Gestein entweichen konnte. Es zeigten Vorversuche, daß sich an aufeinander gelegten wechsellagernden sandigen und tonig-glimmerigen Platten ähnliche Erscheinungen hervorrufen ließen, wie sie bei den zusammengeschmolzenen Sandsteinlagen vorkommen.

Die dazu in Frage kommenden Temperaturen wurden näherungsweise festgestellt in der Weise, daß die zu untersuchende Substanz längere Zeit auf eine annähernd konstante Temperatur erhitzt und dann untersucht wurde. Die Temperaturmessungen geschahen mit einem Platin-Platinrhodium-Thermoelement. Auf besondere Genauigkeit wurde kein Wert gelegt, da es sich ja nicht um Schmelzpunkte, sondern um die Feststellung handelte, in welchem Temperaturintervall die Gesteine plastisch wurden.

1. Zunächst wurde grobes Basaltpulver 10 Min. auf 1085° erhitzt. Es war zusammengebacken und oberflächlich rötlichbraun verfärbt. Keines der erkennbaren Minerale zeigte Schmelzung, es konnte kein Glas festgestellt werden. Die Rotfärbung beruht auf Oxydation des Eisenoxyduls.

2. Ein etwa 1 cm großes Stückchen zeigte nach 10 Min. langer Erhitzung auf 1145° äußerlich einen harzigen Glanz, ähnlich aber stärker als bei den Limburgiten; auch der Bruch zeigt etwas von diesem Glanz. Im Schliff ist zu erkennen, daß sich kleine rotbraune Glastropfen gebildet haben, die Olivine sind nicht verfärbt. Alle größeren Krystalle sind noch intakt. Hat die Schmelzung einmal begonnen, so kommt es nur auf

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

die Zeitdauer des Versuches an, um alles zum Schmelzen zu bringen.

Schmelzversuche an tonigen Lagen: Unverändert ist das Gestein braun gefärbt und abgesehen von Sandkörnern sehr feinkörnig.

1. 15 Min. auf 1065° ließ die Gemengteile noch unverändert; die Gele waren entwässert, das entstandene Eisenoxyd färbt jetzt das Gestein intensiv rot. Gleichzeitig beginnt aber im Innern schon die Reduktion zu Fe_3O_4.

2. 30 Min. auf 1100° veranlassen beginnende Glasbildung. Die größeren Quarze und Muscovite sind noch intakt. Durch Freiwerden von Konstitutionswasser treten Blasen im Glas auf. Die Reduktion nimmt zu.

3. 20 Min. auf 1135° brachte fast völlige Verglasung hervor. Die Blasenbildung verstärkt sich. Die Reduktion geht jetzt fast vollständig zu Ende. Bei Temperaturen über 1100° kommt es zur Erreichung der Verglasung weniger auf die Höhe der Temperatur als auf die Versuchsdauer an. So ließ beispielsweise eine Temperatur von 1215° 10 Min. lang einen großen Teil der Quarze noch intakt, während bei 1135°, aber doppelter Versuchszeit viel weniger erhalten waren. Die glimmerigen Lagen setzen dem Schmelzen wegen ihres größeren Korns einen etwas größeren Widerstand entgegen als die tonigen.

940° 45 Min., das Eisenoxydgel ist entwässert, das Gestein wird brennend rot gefärbt.

Bei 1115° zeigen sich die ersten Anzeichen der Schmelzung, die Reduktion beginnt.

1150° 30 Min., die Glimmer sind völlig verschwunden, die größeren Quarze noch alle erhalten. Das Glas ist teils farblos, teils braun gefärbt.

1260°, die Verglasung ist fortgeschritten. In den ehemaligen Glimmerlagen sind auch die Quarze meist verschwunden. Auch in den quarzreichen Lagen ist soviel Glas, daß das Gestein völlig plastisch ist.

Es läßt sich also über die Temperatur, bei der der Kontakt

auf der Blauen Kuppe erfolgt ist, folgendes sagen. Der Basalt ist noch so heiß gewesen, daß auch die Sedimente[1]) bis auf wenige größere Quarze und Zirkone geschmolzen sind. Das deutet nach den Versuchen auf eine Temperatur von 1100 bis 1200° hin. Viel höher ist die Temperatur sicher nicht gewesen, sonst wären keine Reste von Quarz erhalten, und auch die Schichtung wäre verwischt. Der Basalt, der nach obigem Versuch bei 1100—1200° zwar schmilzt, bei dieser Temperatur aber noch reichlich viskos ist, wird in der Natur durch mitgeführte Dämpfe bedeutend dünnflüssiger gewesen sein. Die eingetretene Reduktion des Fe_2O_3 zu Fe_3O_4 war in dieser Weise zu erwarten.

Pneumatolytische Wirkungen an der Blauen Kuppe.

Cristobalit-führendes Gestein.

Mineralien, die auf pneumatolytische und hydrothermale Vorgänge hindeuten, sind von der Blauen Kuppe schon längst bekannt, so der Magnetit, der Apatit und der Aragonit.

Die Teile des Basalts, die starke Einwirkung pneumatolytischer Vorgänge aufweisen, sind für den Steinbruchbetrieb verständlicherweise ganz unerfreulich gewesen; infolgedessen sind sie meist schlecht aufgeschlossen. Die Fundstellen, an denen ich mein Material sammelte, liegen fast durchweg im Südbruch, und zwar an seiner Nordostseite, wo man eine Geröllhalde hinauf zum höchsten Punkte der Kuppe gelangen kann. Viele Stücke sind auch auf dieser Geröllhalde gesammelt. Man muß sich auf der von unten gesehen rechten Seite halten, hier trifft man ganz oben das Anstehende.

Es haben, räumlich recht beschränkt, intensive pneumatolytische Prozesse stattgefunden, deren Produkte hier zu finden sind: Magnetit, Eisenglanz, Cristobalit, Tridymit, Chalcedon, Apatit, Hypersthen, Augit, Feldspat, Glimmer und Titanit. Es

[1]) R. B. Sosmann u. H. E. Merwin, Journ. of Wash. Acad. of Ss. Vol. III, p. 389 ff., 1913, beobachteten, daß beim Palissadendiabas die Schmelzung der Sedimente, dort Arkosen und Sandsteine, nicht stattfand.

ist zu bemerken, daß Apatit und Cristobalit nicht häufig unmittelbar nebeneinander vorkommen. Die Mineralien sitzen aufgewachsen auf den Hohlräumen des im folgenden näher beschriebenen Gesteins. Der Basalt ist hier in hohem Maße zerklüftet. Er liegt den erhaltenen Resten des Tuffhutes benachbart und geht fast unmerklich in ihn über.

Das Gestein, in dem nun die pneumatolytischen Mineralien in der Hauptsache gefunden wurden, fällt gegenüber dem normalen Basalt sofort auf. Es ist nicht mehr schwarz oder dunkel blaugrau gefärbt, sondern schmutzig braun; es ist von Hohlräumen durchzogen und zeigt starke Zerrüttungserscheinungen. Sehr oft kommen auch Einschlüsse vor, vermutlich von Sandstein. Sie sind aber als solcher kaum mehr zu erkennen und stellen fast nur noch erdige zerreibliche Produkte dar.

Kurzum, dem bloßen Auge erscheint das Gestein hochgradig zersetzt. Die Analyse und der Schliff zeigen nun, daß Verwitterungs- und Zersetzungsvorgänge doch nicht so weitgehend waren, wie man zunächst erwartete. Zur Analyse wurde das Gestein so ausgesucht, daß sorgfältig Partieen, die mit Carbonaten ausgefüllte Hohlräume enthalten, vermieden wurden. Das wurde dadurch erleichtert, daß häufig die Oberflächenwässer diese Carbonate unter Zurücklassung einer braunen pulverigen Substanz, die wesentlich aus Eisenhydroxyd besteht, ausgelaugt haben.

	I	II	II
SiO_2	52,24	59,06	S = 60,43
TiO_2	1,61	1,37	A = 4,76
Al_2O_3 . . .	18,66	12,44	C = 7,68
Fe_2O_3 . . .	4,85	1,97	F = 11,86
FeO	2,80	2,64	n = 7,5
MnO	0,03	0,02	a = 4.2
MgO	2,56	4,35	c = 6,9
CaO + SrO .	7,33	8,90	f = 8,9
BaO	0,18	0,08	
Na_2O	3,24	3,56	
K_2O	1,65	1,20	
H_2O^+ . . .	0,99	3,64	
CO_2	0,16	0,24	

P_2O_5	0,44	0,20
Cl	0,05	0,09
F	0,07	0,24
H_2O^-	2,94	—
	99,80	100,00

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülprozente.
III. Osannsche Zahlen.

Der SiO_2-Gehalt nähert sich schon dem der Andesite. Der Gehalt an gebundenem Wasser und vor allem an unter 110° entweichendem ist ein Maß der Unfrische des Gesteins. Die geringe Kohlensäuremenge beruht auf der erwähnten teilweisen Auslaugung der Carbonate. Die sonstigen Analysenresultate bieten wenig Auffälliges. Der BaO-Gehalt ist etwas hoch, geht aber über das von HILLEBRAND noch für normal gehaltene Maß nicht hinaus. Die Mineralisatoren Cl und F, die man in einem stark pneumatolytisch veränderten Gestein in größerer Menge erwartet, gehen keineswegs über die Menge hinaus, die fast in jedem Gestein nachzuweisen wäre. Ein Vergleich mit der Analyse des nomalen Basalts von hier ergibt ein ziemlich rasches Anwachsen der Kieselsäure auf Kosten der Basen, besonders des Eisens und der Magnesia. Das Verhältnis der Alkalien hat sich nur unmerklich verschoben. Die starke Oxydation des Eisenoxyduls ist schon nach dem äußeren Aussehen zu erwarten. Einigermaßen auffallend ist die Abnahme des TiO_2-Gehalts. Trotzdem ist man bei der Untersuchung des Gesteins im Dünnschliff zunächst im Zweifel, wo man den verbleibenden TiO_2-Gehalt überhaupt unterbringen soll. In dem veränderten Gestein ist nach dem Verhältnis der Kieselsäure zu A, C und F freie Kieselsäure zu erwarten.

Im Schliff macht das Gestein einen sehr unruhigen Eindruck, es herrschen bei weitem die Feldspäte vor, daneben tritt Augit in reichlicher Menge, Erz, Apatit, eine zunächst nicht bestimmbare Hornblende, Cristobalit und Zersetzungsprodukte auf. Olivin fehlt völlig. Die Plagioklase sind die jüngste Ausscheidung, abgesehen vom Cristobalit, alle anderen Minerale durch-

spicken sie. Am ältesten sind Apatite und Erze, auch die Augite sind streng idiomorph. Die Plagioklase zeigen gedrungene leistenförmige Querschnitte mit wenig scharfer Begrenzung und durch zonaren Bau in manchen Schnitten sehr beträchtliche Unterschiede der Auslöschungsrichtung, wobei aber der Übergang ganz allmählich ist. Dieser Unterschied beträgt im selben Krystall bis etwa 40°. Etwa 20 untersuchte Spaltblättchen nach (001) zeigten Auslöschungsschiefen von $+2^0$ bis -12^0, wobei im Kern immer die basischere Mischung war, Spaltblättchen nach (010), die seltener zu erzielen waren, zeigten $+5^0$ bis -27^0. Diese Auslöschungsrichtungen führen mit genügender Übereinstimmung auf Mischungen $Ab_{80}\ An_{20}$ bis $Ab_{35}\ An_{65}$. Der Durchschnitt wird einem Feldspat von der Grenze Andesin nach Labrador mit etwa $Ab_{55}\ An_{45}$ entsprechen. Es liegen meist einfache Albitzwillinge vor. Doch sind auch gelegentlich Periklinlamellen und Karlsbader Zwillinge zu erkennen.

Der Augit tritt in manchen Schliffen recht zurück, in anderen wieder bildet er einen wesentlichen Gemengteil. Er ist idiomorph mit (110), (010), ($\bar{1}11$), (001) und selten verzwillingt. Er ist grünlich, ohne Pleochroismus, auch ohne besondere Farbentöne, die auf Titanaugit schließen ließen. Manchmal ist schwache Sanduhrstruktur zu erkennen. Spaltblättchen nach (110) haben eine Auslöschungsschiefe von etwa 37°. Gelegentlich ist er in Klumpen angehäuft, wie dort, wo er eine intersertale Zwischenklemmungsmasse bildet. Erz kommt in Körnern oder gedrungenen Leisten vor; es tritt manchmal stark zurück. Einige der größeren Erzbrocken sind Titaneisen. Apatit ist eine sehr alte Ausscheidung, durchspickt aber nur selten Augit; er bildet lange dünne Nadeln in großer Anzahl. Der Habitus der gesteinsbildenden Apatite unterscheidet sich wesentlich von den gedrungenen Formen der aufgewachsenen. In großer Menge findet sich ein Mineral, dessen Bestimmung Schwierigkeiten macht. Es ist etwas älter als Feldspat. In den meisten Schliffen erscheint es nur in langen undurchsichtigen Nadeln, die höchstens bei ganz starker Beleuchtung durchscheinend werden;

ganz dünne Krystalle zeigen braune, ja gelbe Farben (Taf. 4, Fig. 3). Man könnte an Rhönit[1]) denken, mit dem es die hornblendeähnliche Spaltbarkeit, Zwillingslamellen parallel der Längsrichtung, Tafelform nach einer Fläche der Zone der vertikalen Achse (bei Rhönit nach (010)), die Streckung parallel der c-Achse und die schwere Durchsichtigkeit gemein hat. Auch ist anzunehmen, daß es mit Rhönit in einem hohen Titangehalt übereinstimmt, denn keinem der anderen Gemengteile kann der nicht unbedeutende Titangehalt des Gesteins zugeschrieben werden. Gegen die Identifizierung mit Rhönit spricht aber folgendes: Zunächst ist Rhönit gewöhnlich kurz säulenförmig[2]), dieses Mineral ausgesprochen nädelförmig, die Auslöschungsschiefe c:c beträgt bei Rhönit 39—40°, hier, soweit es sich übersehen läßt, 22°. Die optischen Untersuchungen sind dadurch erschwert, daß einigermaßen dicke Nadeln undurchsichtig sind, die sehr dünnen aber stets von anderen Mineralen über- oder unterlagert werden. Gegen Rhönit spricht aber vor allem der völlig fehlende Pleochroismus, der ja dort »besonders stark« ist. Man muß das Mineral vorläufig als eine nicht näher bestimmbare Hornblende bezeichnen, in deren Verwandtschaft es nach Licht- und Doppelbrechung und Spaltungswinkel zweifellos gehört. Durch schwere Lösungen oder chemische Trennung war das Mineral nicht zu isolieren.

Cristobalit ist in den Dünnschliffen dieses Gesteins sehr reichlich vorhanden (Tafel 4, Fig. 4 und 5). Der Verteilung nach ist er als durchaus gesteinsbildend anzusehen. Genetisch stellt er aber auch hier ein Produkt pneumatolytischer Vorgänge dar, was daran zu erkennen ist, daß er in der Nähe von Poren angereichert ist. Im Schliff ist er, wenn man sich an seinen Anblick gewöhnt hat, sehr leicht zu erkennen. Von Krystallform ist im Gestein nichts zu beobachten, da er ja deutlich jünger als alle anderen Gemengteile ist. Seine sehr niedrige Lichtbrechung

[1]) J. Söllner, Über Rhönit usw. N. J. f. Min. BB. **24**, S. 475 bis 547, 1907.

[2]) A. Lacroix, Bull. Soc. Min. Franc. **32**, p. 325, 1909 erwähnt, daß der Rhönit vom Puy de Barneire manchmal sehr lang ‖ c gestreckt ist.

gibt ihm ein starkes negatives Relief, die Doppelbrechung ist so niedrig, daß sehr dünne Schliffe ihn fast isotrop erscheinen lassen. Das bezeichnendste Merkmal sind die bekannten Sprünge, die dem Material im Schliff das dachziegel- oder schuppenförmige Aussehen geben. Sie erscheinen bei starker Vergrößerung, wenn durch schräges Beleuchten oder teilweises Abblenden auf scharfes Relief eingestellt wird, sehr deutlich. Auf die optischen Verhältnisse wird weiter unten eingegangen werden.

Zersetzungsprodukte sind in diesem Gestein, wie ja auch die Analyse zeigt, reichlich vorhanden. Vorherrschend sind Eisenhydrogele, daneben Carbonate und gelegentlich Serpentin. Der Serpentin entspricht aber anscheinend nie zerstörtem Olivin, der bei dem niedrigen Magnesiagehalt wohl überhaupt nicht gebildet wurde, sondern geht, wie die anderen Zersetzungsprodukte, hauptsächlich auf Glas zurück.

Pneumatolytische Minerale.

1. Magnetit.

Magnetit ist das häufigste Produkt der Pneumatolyse. Er findet sich auch an solchen Stellen, an denen andere Minerale dieser Art nicht nachweisbar sind. Entsprechend seiner Häufigkeit ist er auch am längsten von hier bekannt[1]). Besonders in die Augen fallend ist das Vorkommen auf manchen Gesteinsklüften, wo die ganze Fläche mit einer Unzahl von höchstens 1 mm großen Krystallen besetzt ist. Hier wird er dann höchstens von spärlichem Apatit begleitet. Außerdem findet er sich aber sehr reichlich in allen Hohlräumen, die sonstige pneumatolytische Mineralien führen. Auffallend ist sein Vorkommen neben Eisenglanz: ähnliches ist gelegentlich von K. Busz vom Krufter Ofen erwähnt[2]). Die Krystalle zeigen meist nur (111), auf den Gesteinsklüften finden sich aber auch recht flächenreiche Formen. (110) ist recht häufig, (311) nicht selten, (533) nur sehr klein, ebenso (100). Ganz schmal fand sich an einem sehr flächen-

[1]) v. Hoff, Mag. d. Ges. Naturforsch. Freunde Berlin 1811, S. 349.
[2]) K. Busz, Zeitschr. f. Krist. usw. **19**, S. 24, 1891.

reichen Krystall noch (221). Deutliche natürliche Ätzfiguren wurden nicht beobachtet. Trotz der Kleinheit der Krystalle ließen sie sich aber in der von O. MÜGGE[1]) beschriebenen Weise mit Kaliumbisulfat ätzen. Nach $^1/_2$—2 Minuten zeigten sich meist sehr kleine Felder, die in 3 Azimuten reflektierten. Manchmal konnte man deutlich die linienförmige Anordnung der herausgeätzten Eisenglanze erkennen.

2. Eisenglanz

ist selten. Er kommt gelegentlich vergesellschaftet vor mit Cristobalit usw. Besonders gern scheint er die Augite zu begleiten. Die Krystalle sind drei- oder sechsseitige, gelegentlich auch rautenförmige Täfelchen. Herrschend und meist allein sicher zu erkennen ist (0001). Die sechsseitige Begrenzung wird durch $(10\bar{1}1)$ bewirkt, in einem Fall kam $(11\bar{2}0)$ hinzu. Verzwillingung nach $(10\bar{1}0)$ bringt die rautenförmigen Tafeln zustande. Dadurch, daß es möglich war, in einem Fall $(10\bar{1}1):(0001)$ näherungsweise zu 57—58° zu messen, und daß einige Stellen mancher Präparate tiefrot durchscheinend waren, ist die Zugehörigkeit zum Eisenglanz erwiesen.

3. Cristobalit.

Im Sommer 1913 fand ich auf der Blauen Kuppe und im Sommer 1914 auch am Rosenbühl den Cristobalit. Die Örtlichkeit auf der Blauen Kuppe, die dieses Mineral in sehr reichlicher Menge führt, liegt im Südbruch an der oben beschriebenen Stelle.

Der Cristobalit bildet schöne weiße, meist porzellanartig aussehende Krystalle, die nur selten über 1 mm Größe hinausgehen. Sie erscheinen hauptsächlich in drei verschiedenen Trachten:

I. Reguläre Oktaeder in gewöhnlicher Ausbildung;
II. Sechsseitige Tafeln mit rhomboedrischer Begrenzung;
III. Solche, die geometrisch durchaus dem Tridymit gleichen.

[1]) O. MÜGGE, N. J. f. Min. BB. **32**, S. 476 ff., 1911.

In den Formen kommen alle Übergänge vor; optisch und auch nach der Umwandlungstemperatur sind die drei Typen identisch.

Tracht I. Neben herrschendem Oktaeder, der für Cristobalit bisher ja allein bekannten Form, ist manchmal auch der Würfel zu beobachten und zwar ziemlich groß. Spinellzwillinge sind sehr häufig. Zu Messungen sind die Krystalle schlecht geeignet, die Reflexe sind nicht einheitlich. An einem Krystall mit relativ guter Flächenbeschaffenheit konnte ein Oktaederwinkel zu 109° 32′ gemessen werden. Andeutung einer Spaltbarkeit nach (111) war vorhanden. Die Ursache der porzellanartigen Trübung ist in den bekannten Sprüngen zu suchen, die bei der Umwandlung von α- in β-Cristobalit[1]) entstehen. Diese Trübung, die natürlich bei jeder Beobachtung sehr störend ist, ist leicht durch Aufhellung mit einem Tropfen Wasser oder, was bei Beobachtung des Umwandlungspunktes empfehlenswert ist, mit hochsiedendem Paraffinöl zu beheben. Optische Untersuchungen lassen die Krystalle der Tracht I im allgemeinen erst in Dünnschliffen zu.

Tracht II. Diese nach der Oktaederfläche stark tafligen Krystalle sind besonders häufig (Taf. 4, Fig. 6). Bei einfachen Krystallen werden so Formen gebildet, die eine hexagonal rhomboedrische Kombination von vorherrschend (0001) und mit untergeordnetem $(10\bar{1}1)$ vortäuschen. An ihnen erscheint häufig der Würfel als nächst stumpferes Rhomboeder. Oft kommen auch Krystalle vor, die nach der Oktaederfläche verzwillingt sind. Bei diesen Spinellzwillingen, wie auch bei gleichartigen der Tracht I sind fast stets die einspringenden Winkel zugewachsen. Das Ganze erscheint als trigonale Doppelpyramide mit Basis. Es ist übrigens wegen der geringen Dicke der Tafeln meist nur mit Hülfe eines Drehtischchens möglich, die randliche Begrenzung mit Sicherheit festzustellen. Auffallend sind häufige Wachstumsformen. Bei manchen Krystallen sind die Seiten der

[1]) Ich benenne nach Bowens Vorschlag (in seinen Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie) die bei höchster Temperatur (und gewöhnlichem Druck) beständige Modifikation α usw.

sechsseitigen Tafeln etwas eingekerbt, und die Ecken sind spitzbogenförmig. Häufig sind auch Krystalle, bei denen die eine groß ausgebildete Oktaederfläche vollkommen intakt ist, während die Gegenfläche mit bastionsartigen Fortwachsungen bedeckt ist. Diese Wachstumsformen leiten über zu den Krystallen der I. Tracht. Dasselbe tun Krystalle dieser II. Tracht, die wie überzuckert erscheinen. Die kleinen Subindividuen zeigen nach dem gleichzeitigen Reflex mit den Flächen des Hauptkrystalls: (111) und gelegentlich (100). Auch die Krystalle der II. Tracht sind milchig trübe, doch kommen hier Randpartieen und zarte Fortwachsungen vor, die fast ohne Sprünge und daher vollkommen durchsichtig sind.

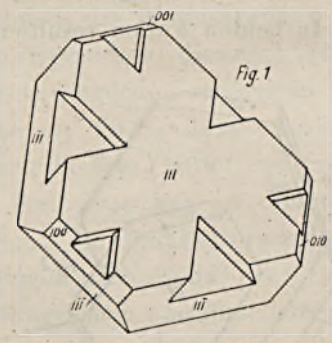
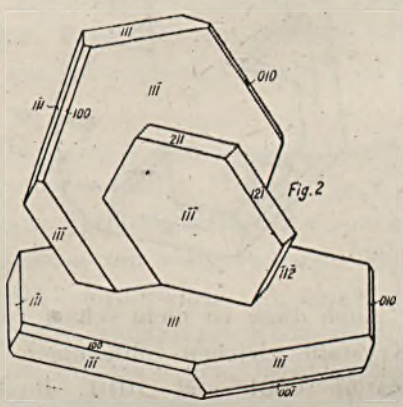


Fig. 1

Tracht III. Auch diese ist nicht scharf von der vorigen zu trennen. Die Krystalle gleichen vollkommen Tafeln der hexagonalen Kombination (0001) und ($10\bar{1}0$), durchaus ähnlich den Tridymitkrystallen des gewöhnlichen Habitus. Unter dem Mikroskop erkennt man nun allerdings sehr häufig, daß die scheinbare Prismenfläche aus vielen abwechselnden Flächen (100) und (111) gebildet wird. Oft ist auch das scheinbare Prisma, bei regulärer Deutung also nach dem Zonenverband (211), mehr oder weniger groß daneben oder auch allein tatsächlich vorhanden. In diesem Fall ist es häufig ausgeschlossen, den Krystall ohne weiteres als Cristobalit anzusprechen, zumal er bei sehr geringer Dicke auch völlig klar und ohne die milchige

Trübung sein kann. Sprünge sind zwar vorhanden, aber da sie häufig parallel dem Umriß verlaufen, könnten sie als die beschriebenen Spaltrisse des Tridymits gedeutet werden. Sie sind aber viel zahlreicher und deutlicher als beim echten Tridymit. Auch die optische Unterscheidung ist bei so dünnen Blättchen nicht sicher.

Von hohem Interesse sind die Verwachsungen der Cristobalitkrystalle, die täuschend den bekannten Tridymitzwillingen nach $(10\bar{1}6)$ und $(30\bar{3}4)$ ähneln. Ganz besonders häufig sind zwei Krystalle II. Tracht so verwachsen, daß alle Flächen und Kanten einander parallel sind. Nur ist der eine Krystall nach einer anderen Fläche von (111) verzerrt als der andere. Häufig ist auch der 2. Krystall in Zwillingsstellung nach dem Spinellgesetz zum ersten. In beiden Fällen resultieren scheinbare Tri-



dymitzwillinge nach $(30\bar{3}4)$. Sehr häufig sind auch Zwillinge nach einem Ikositetraeder, das etwa $17^1/_2{}^0$ gegen (111) geneigt ist, also vielleicht (955) ($955:111 = 16^0\,34^1/_2{}'$). Da nun auf einer verzerrten Oktaederfläche (111) nicht nur Zwillinge aufsitzen, deren Zwillingsebene in der Zone nach (100) nach der einen Seite unter etwa $17^1/_2{}^0$ zu (111) geneigt ist, sondern daneben auch solche, wo sie nach der anderen Seite geneigt ist, so muß ein zweites Zwillingsgesetz angenommen werden, näm-

lich nach einem Triakisoktaeder, das wieder etwa $17^1/_2{}^0$ gegen das Oktaeder geneigt ist, etwa (994) (994:111 = 17° 49′). Hier entstehen Gebilde, die den Tridymitzwillingen nach $(10\bar{1}6)$, gegebenenfalls nach mehreren Flächen davon, täuschend ähneln. Solche Verwachsungen kommen nun natürlich auch vor bei Krystallen III. Tracht, wo die Tridymitähnlichkeit besonders schlagend ist, und nach demselben Schema zwischen Krystallen I. und II. oder I. und III. Tracht. Letztere erinnern wieder vollkommen an die orientierten Verwachsungen von Tridymit und Cristobalit, wie sie von S. CRISTOBAL bekannt sind[1]).

Die außerordentliche Ähnlichkeit der Cristobalitkrystalle und ihrer Verwachsungen mit Formen des Tridymits führt zu dem Schluß, daß hier Pseudomorphosen nach Tridymit vorliegen. Ich wiederhole nochmals die Beweisgründe: Das ungemein häufige Auftreten von Krystallen, die nach (111) taflig verzerrt sind (von den mir vorliegenden mehreren Tausend Krystallen zeigen sicher mehr als 90 % diese Ausbildung); das Vorkommen von Prismenflächen $(10\bar{1}0)$ entsprechenden Ikositetraederflächen (211) und zwar nur an den den Prismenflächen zukommenden Stellen; die Parallelverwachsungen und Spinellzwillinge, die Zwillingen nach $(30\bar{3}4)$ des Tridymits entsprechen; schließlich die Zwillinge nach unwahrscheinlichen Gesetzen nach (955) und (994), die den Tridymitzwillingen nach $(10\bar{1}6)$ gleichen. Die Ähnlichkeit erstreckt sich sogar auf gewisse Eigentümlichkeiten im Habitus, wie die lose Aufeinanderpackung von dünnen Tridymittäfelchen in ungefähr paralleler Lage. Sie tritt hier bei den Cristobaliten III. Tracht ganz allgemein auf.

Zunächst entstandene Tridymite wurden durch vorläufig nicht festzustellende Vorgänge paramorphosiert und wuchsen als Cristobalite weiter, wobei (0001) immer zu einer Oktaederfläche, $(10\bar{1}0)$ zu (211) wurde. Es entstanden weiter noch Würfel und gelegentliche Triakisoktaeder, in Verteilung und Ausbildung sich an die Formen des verschwundenen Tridymits

[1]) G. v. RATH, N. J. f. Min. 1887, I, S. 198.

anlehnend. Bei dem Fortwachsen verschwinden zunächst (211) und die Triakisoktaeder, schließlich auch der Würfel auf Kosten des Oktaeders. Das Fortwachsen der neu entstandenen Cristobalite ist in allen Zwischenstufen von der hexagonalen Tafel bis zum modellähnlichen Oktaeder zu erkennen.

Ein charakteristisches Merkmal des Cristobalits sind die im Schnitt »dachziegel«förmig aussehenden Sprünge (Taf. 4, Fig. 6). Sie sind begründet in der bei der Umwandlung des regulären in quadratischen Cristobalit erfolgenden Kontraktion, die Endell experimentell nachgewiesen hat. Es ist damit nicht gesagt, daß die Sprünge dann auch entstehen müssen, es lassen sich vielmehr Krystalle genug finden, die Sprünge nur in sehr geringer Anzahl zeigen. Auch diese Krystalle, die immer sehr dünntafelig sind, zeigen Spannungen, die sich in Sprüngen auslösen, wenn sie erhitzt und einigermaßen schnell abgekühlt werden, oder wenn sie ein oder mehrmals über die Umwandlungstemperatur erhitzt werden.

Die Sprünge sind natürlich räumlich; sie scheinen oft vollkommen ohne krystallographische Orientierung zu verlaufen, manchmal sieht man jedoch in oktaedrischen Schnitten, daß sie unzweifelhaft die drei Richtungen parallel dem Umriß bevorzugen. Durch Heben und Senken des Tubus läßt sich feststellen, daß sie schräg in das Krystallinnere verlaufen. In Schnitten nach dem Würfel verlaufen die Sprünge parallel der Spur der Oktaederflächen. Es besteht also ein zweifelloses Kohäsionsminimum nach (111). An abgebrochenen Stücken läßt sich auch gelegentlich ein schwacher Reflex nach (111) erkennen.

Daß die Sprünge nicht etwa schon beim Wachstum angelegt sind und sich bei der Umwandlung nur verbreitern, sondern hier erst entstehen, wird dadurch bewiesen, daß die als Tridymit gebildeten und später pseudomorphosierten Krystalle die Sprünge so zeigen, wie es der regulären Symmetrie entspricht.

Dichte. Mit der Westphal'schen Wage wurde in Thoulet'scher Lösung die Dichte eines schönen Krystalls zu 2,331 bestimmt. Diese Bestimmung ist übrigens bei allen drei Trach-

ten sehr schwer genau durchzuführen. Die teilweise sehr feinen Sprünge, die bei der Abkühlung entstehen, sind sehr schwer völlig frei von Luft zu bekommen. Das vermindert die Dichte; im Gegensatz dazu erhöhen die den meisten Krystallen anhaftenden Chalcedonhäutchen, die beim Aussuchen der Krystalle leicht übersehen werden, das Gewicht. Bei einer großen Menge von Krystallen aller drei Trachten (etwa 1000 Stück), die vorher mit verdünnter Salzsäure von anhaftendem Eisenhydroxydgel befreit waren, und wo außerdem mit dem Magneten solche Krystalle ausgelesen waren, die mit Magnetit verwachsen waren, ergab sich, daß etwa:

20 % eine Dichte unter 2,300,
30 % eine Dichte 2,300—2,310,
15 % eine Dichte 2,310—2.320.
30 % eine Dichte 2,320—2,330 hatten.

Geringere Dichte als 2,290 kam nicht vor, Krystalle mit höheren Dichten als 2,335 waren mit feinen Erzpartikelchen verwachsen, die der magnetischen Trennung entgangen waren. Die Luft war dadurch, daß die Substanz vor der Bestimmung etwa $^1/_2$ Stunde im Vakuum ausgekocht war, möglichst entfernt. Der Fehler, den eingeschlossene Luft verursachte, ist wohl geringfügiger als der durch anhaftende Chalcedonhäutchen veranlaßte. Der wahrscheinlichste Wert für die Dichte scheint daher zwischen 2,290 und 2,320 zu liegen.

Optisches. Die Krystalle sind infolge der erwähnten Sprünge milchig trüb. Nach der Aufhellung durch Öl werden sie wasserhell. Klar sind auch die sehr dünnen Krystalle III. Tracht und auch gelegentlich Randzonen an anderen Krystallen. Die Krystallflächen sind fettglänzend, der Bruch körnig-weiß. Beim Erhitzen über die Umwandlungstemperatur werden die Krystalle etwas klarer (»Cristobalitreaktion«).

Die Feststellung der optischen Konstanten wird durch die sehr weitgehende und unübersichtliche Zwillingsbildung erschwert (Taf. 4, Fig. 8).

Das scheinbare Oktaeder baut sich nach der MALLARD'schen

Auffassung[1]) aus drei quadratischen Individuen auf, deren c-Achsen den vierzähligen Achsen des Oktaeders entsprechen. Meine Beobachtungen lassen sich mit einer Ausnahme durch diese Auffassung erklären.

Schnitte parallel (100) zeigen bei gekreuzten Nikols drei Orientierungen. Eine Partie entspricht dem parallel zur Basis getroffenen Individuum, die beiden anderen Partieen zeigen Interferenzfarben von gleicher Höhe, die Elastizitäten sind aber gekreuzt. Fallen demnach die Nikolhauptschnitte mit den Richtungen der krystallographischen Achsen zusammen, so ist der ganze Krystall dunkel. Der bündige Beweis, daß quadratische Symmetrie und keine andere vorlag, ließ sich deshalb nicht erbringen, weil in diesen Schnitten keine isotropen Felder von der Größe auftraten, daß das Achsenbild zu beobachten gewesen wäre.

Schnitte parallel (111). Manchmal vorkommende sehr dünne nach (111) verzerrte Krystalle zeigen den lamellaren Aufbau, der in dickeren Krystallen durch die Überlagerung meist verdeckt ist, recht gut. In hier ziemlich großen einheitlich auslöschenden Feldern sind sehr zarte scharfe und verwaschene Lamellen zu erkennen; die verwaschenen Lamellen verlaufen parallel den Seiten, die scharfen ⊥ dazu (Taf. 4, Fig. 7).

Auch in größeren Krystallen sind bei starker Vergrößerung solche Lamellen, aber nur ganz kurz und gewöhnlich schon beim nächsten Sprung absetzend, zu erkennen.

Die Orientierung ist nun folgende: In den größeren einheitlichen Partieen und in der Mehrzahl der Lamellen herrschen drei um 120° gedrehte optische Orientierungen. Die größere Elastizität α liegt immer ⊥ zu den Kanten des Oktaeders. In den größeren optisch einheitlichen Partieen ist Beobachtung im konvergenten Licht möglich. Danach scheint ein sehr schräg zur optischen Achse getroffener einachsiger Krystall vorzuliegen.

Neben dieser Orientierung, die mit der Mallard'schen Auf-

[1]) Mallard, Bull. Soc. franc. de Min. **13**, p. 175, 1890.

fassung verträglich ist, sind aber auch noch drei gegenüber den anderen um 90° gedrehte Orientierungen vorhanden. Sie sind, soweit beobachtet wurde, nur in dünnen, teils scharfen, teils verwaschenen Lamellen vertreten. Um sie zu erklären, muß ein weiteres Zwillingsgesetz herangezogen werden. Welcher Art dieses aber ist, läßt sich nach den wenigen gemachten Beobachtungen nicht mit Sicherheit sagen. Erstens sind Lamellen, die auf dieses Zwillingsgesetz zurückzuführen sind, bis jetzt nur an Tafeln nach (111) beobachtet worden; zweitens läßt sich in diesen Lamellen nur die Lage der größeren und kleineren Elastizität feststellen, aber nichts über ihr Verhältnis zu denen im Hauptkrystall. Möglich wäre beispielsweise eine Einlagerung nach (hol) oder (hhl) der quadratisch gedachten Krystalle.

Schnitte parallel einer Rhombendodekaederfläche werden wie die Würfelschnitte auf einmal bei gekreuzten Nikols dunkel. Beim Drehen erkennt man zwei durch Höhe der Interferenzfarben und Lage der Elastizitätsachsen verschiedene Orientierungen. Die erste mit höherer Interferenzfarbe und der Lage a parallel der längeren Diagonale des Schnitts entspricht dem parallel zur c-Achse geschnittenen Individuum, die andere mit niedrigerer Farbe und a parallel der kürzeren Diagonale den beiden andern schräg zur c-Achse getroffenen Individuen. Im ganzen sind aber diese Schnitte zu Untersuchungen wenig geeignet. Lamellen nach dem zweiten Gesetz wurden hier nicht erkannt.

Die ganze optische Untersuchung macht große Schwierigkeiten; es scheitert daran auch die genaue Bestimmung der optischen Konstanten.

Den Brechungsexponenten etwa an einem natürlichen Prisma mit den Flächen 111 und $\overline{1}11$ zu bestimmen, scheitert an der mangelhaften Flächenbeschaffenheit und der Undurchsichtigkeit. Es wurde schließlich die mittlere Brechung bestimmt durch Eintauchen in Ölgemische, deren Brechungsexponent jedesmal mit dem Abbe-Pulfrichschen Totalreflektometer gemessen wurde. Sie betrug 1,485. Dieser Wert stimmt mit dem

von Mallard (1,482) und Fenner[1]) ($\omega = 1{,}487$, $\varepsilon = 1{,}484$) gefundenen recht gut überein.

Die Doppelbrechung ist wegen der Überlagerung von verschieden orientierten Teilchen schwer zu bestimmen. Daß der von Mallard angegebene Wert 0,00053 viel zu niedrig ist, erkennt man sofort, wenn man den Cristobalit neben anderen Mineralen im Dünnschliff sieht, also beispielsweise in Dinassteinen oder im Gestein der Blauen Kuppe. Ich möchte seine Doppelbrechung auf $^1/_3$ bis $^1/_4$ des Quarzes schätzen. Sonst ist sie noch bei Fenner auf 0,003 angegeben, was Mügge für etwas zu hoch hält; andererseits ist auch Endell's Angabe (»wenig niedriger als Quarz«) offensichtlich zu hoch. In einem Schliff parallel (100) aus einem schönen Oktaeder wurde mittelst Babinet'schen Kompensators $\omega - \varepsilon$ zu 0,0018 gemessen (bei einer Schliffdicke von 126 μ). Ein nach (111) verzerrter Krystall ergab auf (111) eine Doppelbrechung von 0,0011 (bei einer Dicke von 134 μ), ein anderer 0,0013 (80 μ Dicke), was für $\omega - \varepsilon$ 0,0014 und 0,0015 entsprechen würde.

Es hat demnach ein Schnitt der Lage, die für die Gesamtheit der drei Mallard'schen Krystalle die niedrigste Interferenzfarbe ergibt, immer noch eine Doppelbrechung höher als Leucit. Dabei ist zu beachten, daß die Doppelbrechung wegen der Überlagerung eher zu klein als zu groß gefunden wird.

Die Krystalle der Tracht I waren so schwer durchsichtig zu erhalten, daß sie für Erhitzungsversuche nicht geeignet erschienen. Die Krystalle der II. Tracht waren wegen ihrer Dünntafeligkeit dagegen manchmal schon ohne Aufhellungsmittel genügend durchsichtig, um das Isotropwerden bei der Umwandlung scharf beobachten zu können. Versuche zur Ermittlung dieser Temperatur wurden bei sehr vielen Krystallen angestellt. Einige seien herausgegriffen.

1. Ein kleiner Krystall der Tracht II, ursprünglich sehr klar und wenig von den charakteristischen Sprüngen zeigend,

[1]) Cl. N. Fenner, Zeitschr. f. anorg. Chem. **85**, S. 160, 1914.

wurde 10 mal über seine Umwandlungstemperatur erhitzt und wieder abgekühlt. Nach dieser wiederholten Umwandlung war nur noch mit großer Mühe festzustellen, daß die optische Orientierung noch genau dieselbe wie ursprünglich war, weil nämlich der Krystall derartig zersprungen und daher undurchsichtig geworden war, daß selbst die Aufhellung mit Paraffinöl nicht genügte. Die Umwandlung trat beim Erhitzen ein bei 245°, einzelne Teile bis 3° früher oder später; die Rückverwandlung bei 227°. Diese von FENNER schon beobachtete Verzögerung der Rückverwandlung konnte auch durch ganz langsames Abkühlen nicht vermieden werden. Längeres Halten der α-Modifikation auf 237° brachte keinen Umschlag in die β-Modifikation hervor, ebensowenig ergab sich bei ganz langsamem Erhitzen ein niedrigerer Umwandlungspunkt $\beta \rightarrow \alpha$.

2. Ein Krystall der Tracht II mit Wachstumsformen wurde einmal erhitzt und abgekühlt, zu wiederholten Versuchen war er schon nach dieser einmaligen Umwandlung unbrauchbar.

Umwandlung beim Erhitzen 242°.
Umwandlung beim Abkühlen 217°.

3. Ein Krystall der II. Tracht mit sehr schönen charakteristischen Sprüngen wurde umgewandelt; Rückverwandlung war wegen der großen Anzahl neu entstandener Sprünge überhaupt nicht mehr zu beobachten. Umwandlung beim Erhitzen 237°.

Es konnte bei diesem Krystall schon 14° unter der Umwandlungstemperatur beobachtet werden, daß neue Sprünge plötzlich entstanden, während andere sich schlossen.

4. Aus einem »Tridymit«zwilling der Tracht III wurde das eine Individuum, es zeigte ganz einfache Felderteilung und deutliche Spaltrisse parallel dem Umriß, der Erhitzung unterworfen. Die Umwandlungstemperatur war 239°.

Die Rückverwandlung war auch hier nicht mehr sicher zu bestimmen. Der Krystall zeigte jetzt in Anordnung der Felder und Durchsichtigkeit wesentlich größere Ähnlichkeit mit Tracht II.

5. Ein Krystall III. Tracht zeigte dieselbe Umwandlungstemperatur 239°, doch folgten auch die neu entstandenen Risse deutlich dem Umriß.

Da die Krystalle der III. Tracht nur in beschränkter Zahl vorhanden waren und sie fast immer dabei zerstört wurden, unterblieben hier Erhitzungsversuche in größerer Zahl.

Eine Anzahl von Krystallen II. Tracht ergab noch Umwandlungstemperaturen von 235—250° und beim Abkühlen die Rückverwandlung stets 20—25° darunter, falls dieser Punkt überhaupt beobachtet werden konnte.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Das mehrfach beobachtete starke Schwanken der Umwandlungstemperatur wurde auch hier festgestellt, ebenso die starke Verzögerung der Rückverwandlung.

Schema der Umwandlung:

$$\beta \text{ Cristobalit} \underset{215—230^0}{\overset{235—250^0}{\rightleftharpoons}} \alpha \text{ Cristobalit.}$$

Schwankungen, aber von bedeutend geringerem Ausmaß, wurden auch in ein und demselben Krystall beobachtet, ebenso die von Mügge[1]) beschriebenen plötzlichen Vertauschungen der optischen Elastizitäten kurz vor der Umwandlung. Bei der Rückverwandlung scheint die optische Orientierung dieselbe zu werden wie vor der Umwandlung.

Cristobalit von anderen Fundpunkten.

Schon Fenner erwähnt, daß der Cristobalit wohl viel häufiger, als gewöhnlich angenommen, in der Natur sei; er zitiert selbst neue Vorkommen[2]). Der Umstand, daß in der Literatur als Kennzeichen des Tridymits seine angebliche »Schuppenstruktur« angeführt wird, gibt ebenfalls einen Hinweis auf die Möglichkeit, daß viel Tridymit eigentlich Cristobalit ist. Denn eben diese Struktur ist ja ein Produkt der bedeutenden Kontraktion[3])

[1]) O. Mügge, N. J. f. Min. 1916, II, S. 9.
[2]) Cl. N. Fenner, l. c. S. 150.
[3]) Endell und Rieke. Tschermaks Mitt. **31**, 1912, S. 507—510.

bei der Umwandlung aus der regulären in die quadratische Modifikation, eine Kontraktion, die der Tridymitumwandlung fast völlig fehlt.

Das häufige Nebeneinandervorkommen von Cristobalit neben Tridymit macht es begreiflich, daß dem Tridymit ein Merkmal zugeschrieben wurde, das dem Cristobalit zukam.

Ich habe daher einige Gesteine, aus denen Tridymit beschrieben war, und ferner andere Gesteine von wesentlich andesitischem Charakter, die einigermaßen blasenreich waren, auf das Vorkommen von Cristobalit geprüft.

In ganz besonders hervorragender Weise zeigt nun den Cristobalit das von ROSENBUSCH, Physiographie I, 2, Tafel 3 abgebildete Gestein von Pomasqui bei Quito in Equador. Das Gestein ist anscheinend dasselbe, das G. v. RATH mehrfach erwähnt[1]). Es stammt aus einem Trachytblock aus den Calacalituffen einer Quebradaschlucht östlich von Pomasqui bei Quito. VOM RATH bemerkt bereits die Schuppenstruktur dieses »Tridymits« und die gelegentlich sechsseitige Anordnung der Sprünge. Der bei ROSENBUSCH abgebildete Tridymit ist sehr charakteristischer Cristobalit mit deutlichen Sprüngen.

Das Gestein ist dadurch interessant, daß es in ganz ähnlicher Weise wie auf der Blauen Kuppe neben echtem Tridymit, der kenntlich ist durch die keilförmigen Zwillingsquerschnitte und die Auslöschungsrichtungen parallel und ⊥ 0001 der hexagonal gedachten Krystalle, Cristobalit führt und zwar ebenfalls in Krystallen, die allem Anschein nach weiter gewachsene Paramorphosen nach Tridymit sind.

Leider lag mir das Gestein nur in Schliffen der Sammlung FUESS vor, so daß makroskopische Beobachtungen nicht gemacht werden konnten.

Der Cristobalit ist hier vom Tridymit, dem er in der Brechung ja fast gleicht, zu unterscheiden durch die schiefe

[1]) G. v. RATH, Verhandl. d. naturhist. Vereins d. preuß. Rheinlande, **29**, 1872, S. 137; Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. **27**, 1875, S. 321; Pogg. Ann. d. Phys. **147**, 1872, S. 279.

Auslöschung der ebenfalls leistenförmigen Querschnitte der nach (111) verzerrten Oktaeder, durch die optische Felderteilung, die viel wirrer ist als je bei Tridymit, und durch eben die charakteristischen Sprünge. Er ist übrigens mindestens ebenso reichlich vorhanden wie Tridymit. Der Habitus der Krystalle ist gewöhnlich dicktafelig nach (111). Die ursprünglichen Säulenflächen des Tridymits sind nie erhalten, sondern, soweit im Schliff festzustellen war, durch Würfel und Oktaederflächen ersetzt. Sehr häufig sind Spinellzwillinge, die Zwillingsnaht ist auch gelegentlich im gewöhnlichen Licht zu beobachten, da die Sprungsysteme in beiden Krystallen an ihr plötzlich absetzen. Orientierte Verwachsungen, die ehemaligen Tridymitzwillingen entsprechen, kommen ebenfalls vor, meistens nach $(30\bar{3}4)$, aber auch nach $(10\bar{1}6)$. Die Schnitte parallel der Würfelkante geben bei gekreuzten Nikols gleichzeitige Auslöschung über den ganzen Krystall, es bestehen zwei gekreuzte optische Orientierungen. Die dritte Orientierung ist schwer erkennbar, weil nie zu entscheiden ist, ob isotrope Stellen einem parallel zur Basis getroffenen Individuum oder einer weitgehenden Überlagerung entsprechen. Wie bei der Blauen Kuppe geben Schnitte parallel (111) drei um 120^0 gegeneinander geneigte Orientierungen. Hierbei kann durch die Überlagerung von drei möglichen Orientierungen häufig die Doppelbrechung fast Null werden.

Dieses Gestein, von G. v. Rath und Rosenbusch als Trachyt bezeichnet, zeigt gewisse an die Blaue Kuppe erinnernde Merkmale, es besteht aus Feldspat, Erz, Hornblende und Cristobalit. Die Plagioklase, in zwei Generationen, sind wenig verzwillingt und zeigen sehr deutliche Zonarstruktur. Die Hornblenden sind große idiomorphe Krystalle. Sie sind, bis auf einen kleinen lebhaft pleochroitischen Rest pseudomorphosiert durch sehr dunkelbraune Leisten von Rhönit oder Erz. Cristobalit ist, wenn er in die Hohlräume hineinragt, idiomorph, etwa gleichaltrig mit den Grundmassenfeldspaten.

Ein mit Trachyt bezeichnetes Gestein der Göttinger Sammlung von Banks Peninsula auf Neu-Seeland zeigt in den

sehr zahlreichen fluidal gestreckten miarolithischen Hohlräumen in reichlicher Menge Zwillinge von Tridymit. Im Dünnschliff erkennt man nun neben deutlichem gerade auslöschendem und sprungfreiem Tridymit auch hier den Cristobalit. Er ist in seiner Lichtbrechung leicht mit Glas zu verwechseln, zumal er wie die letzte Zwischenklemmungsmasse im Gestein erscheint. Er zeigt aber höchst charakteristisch die Sprünge und die komplizierte Felderteilung. Das Gestein führt als Einsprenglinge Sanidin und Plagioklas, fast keine dunklen Gemengteile, wenig Erz. Die Grundmasse sind Sanidinleisten, häufig in Karlsbader Zwillingen. Der Einsprenglingsplagioklas hat starke Zonarstruktur, auch anscheinend teilweise Ränder von Sanidin. Der Sanidin ist wohl infolge beginnender Entmischung äußerst fein gestreift; er zeigt gelegentlich Aureolenbildung. Ferner führt das Gestein etwas Glas, Spuren von Hornblende, Eisenglanz und Apatit.

Unter den frei in die Hohlräume hineinragenden Krystallen ist der Cristobalit nicht mit Sicherheit erkannt worden. Alle untersuchten Krystalle waren Tridymit mit der bemerkenswert hohen Umwandlungstemperatur von etwa 160°, für die Rückverwandlung von etwa 145°.

Schließlich sei an angebliche Tridymitzwillinge von Lyttleton Harbour bei Christchurch, Provinz Canterbury, Neu-Seeland, erinnert, die reguläre Krystalle in eigenartigen Skeletten nachahmen. Die Beschreibung dieser Krystalle durch G. v. Rath[1]) erinnert so lebhaft an die Verwachsungen von der Blauen Kuppe und von Quito, daß man beides für gleiche Erscheinungen halten muß. Auch der geologische Befund zeigt merkwürdige Übereinstimmung. In den abgebildeten Zwillingen entspricht genau wie auf der Blauen Kuppe (0001) einer Oktaederfläche und $(10\bar{1}0)$ dem Ikositetraeder (211), auch der ganze Zonenverband würde übereinstimmen.

Auch das Vorkommen von San Cristobal, wo neben dem

[1]) G. v. Rath, Zeitschr. Krist. usw. 5, p. 260, 1881.

glasharten Tridymit auch milchig trüber, also wohl in Cristobalit verwandelter vorkommt[1]), sei erwähnt.

4. Tridymit (Taf. 4, Fig. 9 u. 10).

Neben dem Cristobalit, ja möglicherweise mit ihm orientiert verwachsen, konnte hier durch Erhitzungsversuche auch Tridymit nachgewiesen werden. Die Anzahl der aufgefundenen Krystalle ist recht gering. Sein Vorkommen beschränkt sich auf die Hohlräume des Cristobalit führenden Gesteins, als Gesteinsgemengteil konnte er nicht festgestellt werden.

Die Formen sind allein $(10\bar{1}0)$ und (0001). Zwillinge wurden nicht sicher nachgewiesen, immerhin mögen unter den »Tridymit«zwillingen des Cristobalits III. Tracht vielleicht ein oder der andere noch intakte Tridymit sein. Die von Tridymit angegebene undeutliche Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}0)$ konnte auch hier bemerkt werden, die Risse sind wenig zahlreich und leicht von den Sprüngen im Cristobalit zu unterscheiden. Die Spaltrisse nahmen bei mehrfacher Umwandlung nicht merklich zu. Ein Teil der Tafeln war so dünn, daß die Doppelbrechung in der Basis auch mit dem Gipsblättchen kaum zu erkennen war.

Die Umwandlungstemperatur variiert bei Tridymiten eines Fundpunktes weniger als bei Cristobaliten vom selben Vorkommen. Aus vier Krystallen ergab sich 144° mit nur ± 3° Schwankung. Die Rückverwandlung war wie bei Cristobalit ebenfalls stark verzögert, 122°. Danach waren die Krystalle noch völlig intakt.

Der Übergang in eine weitere Modifikation bei 165° (nach Fenner) macht sich optisch nicht bemerkbar.

Optisch zeigen diese Tridymite nichts besonders auffallendes. Das pseudohexagonale Täfelchen zeigt bei gewöhnlicher Temperatur eine Felderteilung mit drei, Winkel von 120° miteinander bildenden, Orientierungen. In jedem Felde tritt eine spitze positive Bisektrix in einem Achsenwinkel von $2V = 35-40°$ aus. Die Ebene der optischen Achsen liegt $\perp$ zu

[1]) O. Mügge, N. J. f. Min. 1916, II, p. 15.

den Seiten des Blättchens. Beobachtungen, die auf eine andere als rhombische Symmetrie hinweisen, wurden nicht gemacht. Die Felderteilung ist lange nicht so weitgehend wie beim Cristobalit; Lamellen, die beim Cristobalit so ungemein häufig sind (s. o. S. 316), sind hier selten. Die Feldergrenzen verlaufen hauptsächlich ⊥ zu den Seiten, gelegentlich aber auch ihnen parallel oder auch unregelmäßig. Manche Felder scheinen nicht scharf voneinander abgegrenzt zu sein, die Auslöschung scheint undulös von dem einen ins andere Feld zu verlaufen. Das beruht aber, wie sehr starke Vergrößerung zeigt, auf sehr fein lamellarer Verzahnung der Felder. Die hierbei auftretenden Lamellen verlaufen teils parallel, teils ⊥ zu den Seiten. Daß Lamellen schräg einfallen, wurde nicht bemerkt.

Mit dem BABINET'schen Kompensator wurde bei einem Blättchen von 60 μ Dicke der Wert $\beta - \alpha$ näherungsweise bestimmt zu 0,0006. Dieser Wert ist nicht unbeträchtlich höher als der von MALLARD[1]) dafür gefundene.

Zur Unterscheidung des Tridymits von dem Cristobalit der Tracht III empfiehlt es sich, die Kryställchen in ein Öl vom Brechungsexponent 1,48 einzutauchen; an der Verschiebung der Becke'schen Linie lassen sich dann, da der mittlere Brechungsexponent für Tridymit 1,477 oder 1,478, für Cristobalit etwa 1,485 ist, beide ziemlich sicher voneinander unterscheiden.

5. Chalcedon.

Die ältesten Kluftminerale sind fast durchgängig ganz oder teilweise mit Chalcedon inkrustiert. Diese Kruste trennt häufig Cristobalit usw. von den jüngeren Carbonaten. Der Chalcedon ist gelartig abgeschieden. Das Korn ist so fein und die fraglichen Krusten so dünn, daß er gewöhnlich isotrop erscheint. Manchmal sind Sphärolithe zu erkennen mit negativem Charakter der Faserachse.

---

[1]) MALLARD, Bull. soc. franç. de min. **13**, p. 169, 1890. MALLARD nennt irrtümlich die Doppelbrechung in basalen Schnitten $\gamma - \beta$ statt $\beta - \alpha$. Diese bei HINTZE korrigierte Angabe verwirrt die Literatur darüber beträchtlich.

6. Apatit.

Der Apatit der Blauen Kuppe ist schon bekannt seit Hessel[1]) und Landgrebe[2]). Die kleinen Krystalle, höchstens 1 cm lang und 2 mm dick, bei dieser Größe dann durchgängig hohl, sitzen auf den Klüften des Basalts in Kontaktnähe, besonders gern vergesellschaftet mit Magnetit.

Sie zeigen $(10\bar{1}0)$, (0001), $(10\bar{1}1)$, gelegentlich $(11\bar{2}0)$; Habitus meist kurz säulenförmig, Spaltbarkeit parallel (0001) sehr deutlich, im Schliff auch parallel $(10\bar{1}0)$. Drei Krystalle wurden gemessen; (0001) : $(10\bar{1}1)$ = 39° 55′ ± 5′. Daraus a : c = 1 : 0,7246. Dieser Wert gehört zu den niedrigsten bekannten; er deutet nach Pusirewsky[3]), Wolff und Palache[4]) und Baumhauer[5]) auf hohen Cl-Gehalt. Diese Ansicht ist gestützt von Cameron[6]), der einen reinen Chlorapatit mit (0001) : $(10\bar{1}1)$ = 39° 4′ darstellte.

Der Apatit ist ohne optische Anomalieen, von leicht gelblicher Farbe, ohne Pleochroismus. Die Brechungsindices wurden an zwei klaren, aber sehr kleinen Krystallen am natürlichen Prisma $(10\bar{1}0)$ bestimmt.

I.	II.
$\omega_{Na} = 1{,}6449$	$\omega_{Na} = 1{,}6446$
$\varepsilon_{Na} = 1{,}6406$	$\varepsilon_{Na} = 1{,}6403$
$\omega_{Na} = 0{,}0043$	$\omega_{Na} = 0{,}0043$

Die Lichtbrechung müßte in Anbetracht des hohen Chlorgehalts (s. Analyse) nach R. Nacken[7]) höher sein, denn ω_{Na} für Cl-Apatit liegt bei 1,6667, für F-Apatit bei 1,6325. Sie müßte also hier bei Annahme der linearen Zunahme der Brechungsexponenten mit zunehmendem Chlorgehalt bei etwa 1,650 liegen. Die von mir gefundenen Werte beweisen, daß auch die

---

[1]) Hessel, K. C. v. Leonhard's Zeitschr. f. Min. 1826, I, S. 439 ff.

[2]) Landgrebe, Mineralogie der Vulkane, Kassel, 1870, S. 34.

[3]) Pusirewsky, Nach Koksharow, Materialien zur Mineral. Rußlands, Bd. 5, 1862, S. 100

[4]) Wolff u. Palache, Zeitschr. f. Krist. **36**, S. 447, 1902.

[5]) Baumhauer, Zeitschr. f. Krist. **18**, 1890, S. 31 ff.

[6]) F. K. Cameron u. W. S. Mc. Caughey, Journ. Phys. Chem. **15**, S. 463, 1911.

[7]) R. Nacken, Zentralbl. f. Min. 1912, p. 552.

übrigen Beimengungen, hier also Hydroxylgehalt, ihrerseits die Brechungsindices beeinflussen.

Die Dichte wurde in THOULET'scher Lösung mit der WESTPHAL'schen Wage zu 3,157 bestimmt. Die Mehrzahl der Apatite ist makroskopisch trübe, im Schliff erkennt man, daß die Trübung auf Tausenden von kleinen, meist parallel c gestreckten Hohlräumen mit Flüssigkeitseinschlüssen beruht. Daß die Flüssigkeit nicht CO_2 war, war zu erkennen, weil beim Erhitzen die Libellen nicht verschwanden. Zierliche Würfelchen fanden sich in der Flüssigkeit. Erhitzung brachte keine bemerkbare Änderung der Farbe der Apatite hervor. Gute, klare, aber sehr kleine Krystalle wurden zur Analyse unter der Lupe ausgelesen. Obgleich etwa 5000 Stück verwendet wurden, standen zu den Bestimmungen nur Portionen von etwa 0,2 g zur Verfügung.

	I	II		
CaO	54,43	0,971	$Ca_3P_2O_8$	0,289
FeO	0,45	0,006	$CaCl_2$	0,029
P_2O_5	41,12	0,286	CaF_2	0,031
Cl	2,06	0,058	$Ca(OH)_2$	0,028
F	1,18	0,062	CaO (Überschuß)	0,024
H_2O^+	0,51	0,028		
CO_2	Sp.	—		
H_2O^-	0,50			
Unl.	0,85			
	101,10			
ab für Cl u. F.	0,88			
	100,22			

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülproportionen.

MnO, Na_2O, SO_3 in Spuren; K_2O und V_2O_5 fehlen. MgO und Al_2O_3 nicht bestimmt.

Zur Entfernung etwa anhaftenden Calcits war die Substanz zunächst mit Essigsäure ausgezogen worden. Der Aufschluß geschah mit etwa $^1/_{25}$-n. HNO_3, Wasserbestimmung im Quarzrohr nach DITTRICH-EITEL.

Da ich zur gleichen Zeit auf dem Katzenbuckel sehr

schöne Apatitkrystalle sammeln konnte, wurde dieser Apatit zum Vergleich herangezogen und ebenfalls analysiert.

Verwendet wurden zur Analyse sehr schöne, relativ große und durchaus klare, auch mikroskopisch so gut wie einschlußfreie Krystalle. Es war aber nicht in allen Fällen möglich, die dünne Haut von Verunreinigungen, die besonders die Endflächen fast stets bedeckt, völlig zu entfernen. Diese Haut war in stark verdünnter Salpetersäure teilweise löslich, größtenteils lieferte sie aber das Unlösliche der Analyse.

	I	II		
CaO	54,16	0,967	$Ca_3P_2O_8$	0,277
Al_2O_3	0,15	—	$Fe_3P_2O_8$	0,001
FeO	0,11	0,002	$Mn_3P_2O_8$	0,008
MnO	1,76	0,025	$CaCl_2$	0,012
MgO	—	—	CaF_2	0,059
K_2O	0,15	—	$Ca(OH)_2$	0,007
Na_2O	0,28	—	$CaSO_4$	0,006
P_2O_5	40,70	0,286	CaO (Überschuß)	0,052
Cl	0,83	0,024		
F	2,23	0,117		
SO_3	0,59	0,006		
H_2O^+	0,13	0,007		
CO_2	—	—		
H_2O^-	0,17			
Unl.	0,55			
	101,81			
ab für F u. Cl	1,15			
	100,66			

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülproportionen.

Qualitativ wurde auch V_2O_5 sicher nachgewiesen, SrO wurde seinerzeit von Jannasch[1]) in diesem Apatit gefunden.

Der Apatit des Katzenbuckels enthält also, ebenso wie die während des Krieges beschriebenen Apatite des Laacher Seegebietes[2]) und die durch Voelker[3]) schon lange bekannten

[1]) Doelter's Handb. d. Mineralchem. Bd. 3, S. 300.
[2]) R. Brauns, N. J. f. Min. BB. **40**, S. 60—92, 1916.
[3]) J. A. Voelker, Chem. Zus. d. Apatite. Diss. Giessen, 1883.

Apatite, Schwefelsäure. Sie wurde bestimmt durch Lösen von 1,2 g Substanz in HNO_3 und Fällung mit $BaCl_2$, nachdem das Unlösliche abfiltriert war; das ergab 0,58 % SO_3. Ferner durch Aufschließen mit Na_2CO_3 und Fällung des angesäuerten wässerigen Auszugs der Schmelze mit $BaCl_2$; hierbei wurden bei 2,3 g Substanz 0,61 % SO_3 gefunden.

Das mir vorliegende reichliche und schöne Material zeigte die von SEEBACH[1]) angegebenen Flächen (0001), $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}0)$, $(10\bar{1}1)$, $(40\bar{4}1)$, $(11\bar{2}2)$ und auch wohl $(11\bar{2}1)$, $(21\bar{3}1)$, $(31\bar{4}1)$. Gegenüber SEEBACH fand sich, daß (0001) keineswegs so selten ist.

Das auffallenderweise von SEEBACH nicht angegebene Achsenverhältnis wurde an zwei Krystallen festgestellt zu $a : c = 1 : 0{,}7315$, wo $(10\bar{1}0) : (10\bar{1}1) = 49^0\,49' \pm 3\frac{1}{2}'$ war. Die optischen Konstanten wurden in guter Übereinstimmung mit SEEBACH von A. EHRINGHAUS[2]) neu festgestellt.

SEEBACH:

$\omega_{Li} = 1{,}6345$	$\varepsilon_{Li} = 1{,}6303$
$\omega_{Na} = 1{,}6379$	$\varepsilon_{Na} = 1{,}6336$
$\omega_{Te} = 1{,}6410$	$\varepsilon_{Te} = 1{,}6368$

A. EHRINGHAUS:

t^0	$\lambda\mu\mu$	ε	ω	$\omega - \varepsilon$
18,8°	690,7	1,63013	1,63449	0,00436
20,5°	623,9	1,63264	1,63693	422
20,6°	579,05	1,63479	1,63922	443
23,3°	546,1	1,63662	1,64113	451
23,4°	491,6	1,64064	1,64522	458
23,4°	435,9	1,64652	1,65116	464
21,8°	404,7	1,65094	1,65574	480

Die Farbe ist leicht grüngelb, der Pleochroismus schwach, der außerordentliche Strahl stärker absorbiert.

Das spezifische Gewicht nach SEEBACH 3,215—3,218.

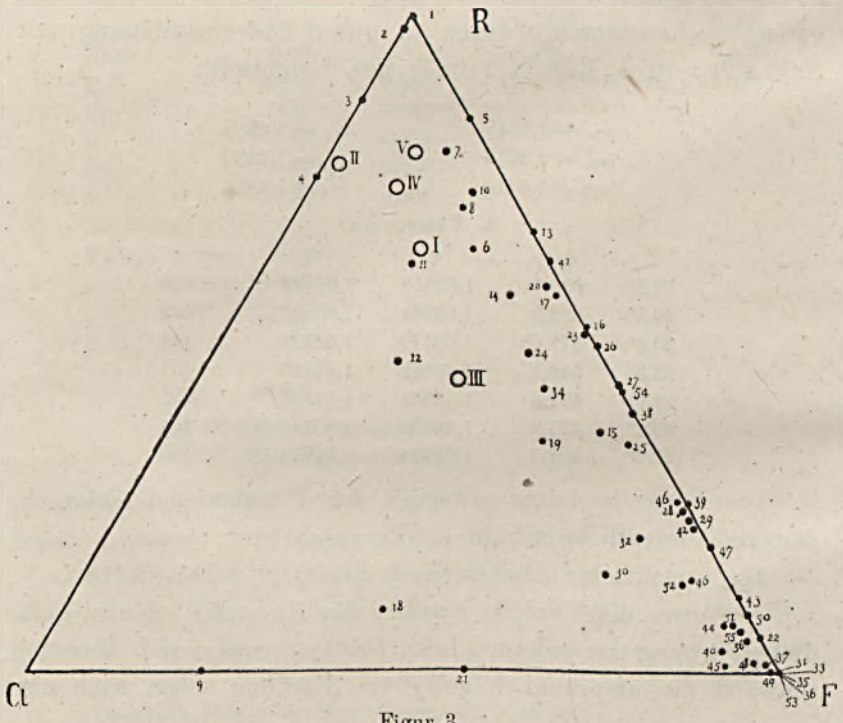
Auf etwa 400° erhitzt wurden die Krystalle intensiv gelb, diese Färbung trat jedesmal beim Erhitzen wieder auf. Dagegen schwand die ursprünglich gelbgrüne Färbung schon nach ein-

[1]) SEEBACH, Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg. N. F. **11**, S. 445, 1911.
[2]) A. EHRINGHAUS, N. J. f. Min. BB. **41**, S. 360, 1917.

maligem Erhitzen auf beginnende Rotglut, die Krystalle waren nach dem Erkalten wasserhell.

Die chemische Zusammensetzung der Apatite schwankt bekanntlich außerordentlich stark. Im natürlichen Vorkommen kann CaO sicher durch SrO, MnO, FeO, MgO und seltene Erden vertreten werden; sodann kann $CaCl_2$ bezw. CaF_2 durch $Ca(OH)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$ und sogar CaO ersetzt werden. Auch kann V_2O_5 Phosphorsäure vertreten. Künstlich sind noch viele andere Radikale eingeführt worden. Daneben zeigen die natürlichen Apatite im Verhältnis $Ca_3P_2O_8 : CaX_2$, das nach Rammelsberg[1]) gewöhnlich mit 3:1 angegeben wird, bedeutende Schwankungen.

Es wurde versucht, nach den Angaben in der neueren Lite-



Figur 3.

[1]) C. Rammelsberg, N. J. f. Min. 1897, II, S. 38.

ratur in einer Dreiecksprojektion das molekulare Verhältnis von $CaCl_2 : CaF_2$ zu $(Ca(OH)_2 + CaCO_3 + CaSO_4 + CaO)$ darzustellen. Leider sind die Analysen fast ausnahmslos nicht vollständig; sehr oft ist CO_2 und H_2O, von SO_3 ganz abgesehen, garnicht bestimmt, oder es ist von Cl oder F das eine nur aus der Differenz berechnet. Auch ist oft ganz unreines Material analysiert, manche Analysen zeigen bis 12 % Unlösliches neben einer Menge von säurelöslichen Sesquioxyden und Alkalien. In der Projektion sind die Verhältnisse unter Berücksichtigung des CaO-Überschusses bei $Ca([OH]_2, CO_3, SO_4)$ dargestellt. Das ist natürlich nicht immer richtig, da der CaO-Überschuß häufig einer zu niedrigen Fluorbestimmung entsprechen wird; dieser Fehler läßt sich aber ebensowenig, wie der u. U. durch die Hinzuziehung der CO_2- und H_2O-Gehalte entstehende, vermeiden.

Aus der Projektion scheint hervorzugehen, daß zwar Chlor- und Fluor-Apatite einerseits und Fluor- und Hydroxyl-Apatite andererseits unbeschränkt mischbar sind, daß aber zwischen den Chlor- und Hydroxyl-Apatiten eine deutliche Mischungslücke besteht. Dabei ist aber zu beachten, daß bisher nur sehr wenig ausgesprochene Chlorapatite analysiert sind.

In der Analysenliteratur, die nach steigendem Fluorgehalt der betreffenden Analyse geordnet ist, bezeichnen die Nummern in Klammer die entsprechenden Analysen in Doelters Handbuch der Mineralchemie.

Literatur zu Apatit-Analysen.

1. (64) Rotenkopf, Zillertal. J. König in Baumhauer, Zs. f. Krist. usw. **18**, S. 40. 1890.
2. Beaver River Canon. Hillebrand in H. W. Turner, Amer. Journ. of Sc. **13**, p. 343, 1902.
3 (58) Tiree, Schottland. W. C. Hancock, Quart. Journ. Geol. Soc. London **59**, p. 91, 1903.
4. (55) Norwegen. J. A. Voelker, Chemische Zusammensetzung der Apatite. Diss. Gießen 1883.
5. Tonopah. F. A. Rogers, Zs. f. Krist. usw. **52**, S. 213, 1913.
6. (46) Golling. M. A. Carnot, Bull. Soc. franç. de min. **19**. p. 136—152, 1896.
7. (47) Greiner, wie 6.

8. Laacher Seegebiet. R. Brauns, N. J. f. Min. B.-B. **40**, S. 60—92, 1916.
9. (52) Ödegaarden, wie 6.
10. Dachsbusch, wie 8.
11. (53) Ceylon. Jannasch und Locke, Zs. f. anorg. Chem. **7**, S. 154, 1894.
12. Blaue Kuppe. Paul Ramdohr.
13. (11a) Zillertal, wie 5.
14. (45) Templetown, wie 6.
15. (44) Ciply (Belgien). J. Clement, Bull. Mus. Belg. **5**, p. 159, 1888.
16. (8—11) Zillertal. J. L. Hoskyins-Abrahall, Diss. München, 1889 (Zs. f. Krist. **21**, S. 390).
17. Laacher Seegebiet, wie 8.
18. (51) Ödegaarden, wie 6.
19. (42) London Grove Pa., wie 6.
20. (41) Jumilla, wie 16.
21. (50) Ödegaarden, wie 6.
22. (40) Prinzenstein bei St. Goar. A. Sachs, Zentralbl. f. Min. usw., 1903, S. 420.
23. (36) Kanada, wie 4.
24. Katzenbuckel. P. Ramdohr.
25. (38) Renfrew, wie 6.
26. (6) Ehrenfriedersdorf in Sachsen, wie 16.
27. (5) Minot, Maine. Wolff u. Palache, Zs. f. Krist. **36**, S. 448, 1902.
28. (37) Epprechtstein. K. Walter, N. J. B.-B. **23**, S. 581, 1907.
29. (35) Luxullian, wie 28.
30. (33) Gordonbroock. J. C. H. Mingaye, Zs. f. Krist. **32**, 1898.
31. (32) Gletsch. K. Busz, Zentralbl. f. Min., 1906, S. 753.
32. Carrock Feall. A. M. Finlayson, Geol. Mag. 1910, **7**, S. 15.
33. (67) Brancheville. S. L. Penfield, Amer. Journ. **19**, p. 367, 1880.
34. (29) Ceylon. Fr. Grünling, Zs. f. Krist. **33**, 1899.
35. (30) Kinzigtal. A. Schertel, aus Stelzner, N. J. f. Min. 1889, I, S. 267.
36. (80) Montrebras, wie 6.
37. (28) Erbstollen bei Freiberg. R. Sachse, aus Stelzner, N. J. f. Min. 1889, I, S. 267.
38. (79) Franklin Furnace, wie 33.
39. (27) Amelia Cty., Va. H. Rowan, Chem. News **50**, p. 208, 1884.
40. (26) Storrington. G. C. Hoffmann, Rep. Geol. Surv. Canada 1879.
41. (4) Tavistoc. N. St. Maskelyne und Flight, Journ. Chem. Soc. **24**, 1871.
42. (25) Watts Mine (Portland) wie 40.
43. (81) Narsarsuk. G. Flink u. Gen., Zs. f. Krist. **34**, S. 639, 1900.
44. (24) Grant Mine Buckingham, wie 40.
45. (23) Jumilla, wie 6.
46. (22) Dr. Pitte, Templeton, wie 40.
47. (21) Pisek. F. Kovář, aus Vrba. Zs. f. Krist. **15**, S. 463, 1889.
48. (20) Tirol, wie 6.
49. (19) Knappenwand, wie 6.
50. (18) Tschimkent (Turkestan). P. D. Nikolajew, Mat. z. Geol. v. Turkestan. II, 1884, S. 143.

51. (17) Malmberget. W. Petersson aus O. Stutzer, N. J. f. Min., B.-B. **24**, S. 639, 1907.
52. (16) Longborough, wie 40.
53. (73) Westana, Schonen. M. Weibull, Geol. Fören. Stockholm. Förh. **8**, 492, 1886.
54. (2) Renfrew Cty. P. Jannasch, Ber. d. D. Chem. Ges. **43**, S. 3135, 1910.
55. (15) North Burgess, wie 40.
56. (14) Ritchie Mine, Portland, wie 40.

7. Hypersthen.

In dem von einigen Cristobalit führenden Stufen abgefallenen Grus fanden sich zwei von Salzsäure garnicht angegriffene stark glänzende Krystalle, der eine teilweise überkrustet mit Chalcedon, also älter als dieser. Das Mineral ist Hypersthen, darauf läßt die Prismenzone, die an einem Krystall trotz dessen Kleinheit gemessen werden konnte, der Pleochroismus, das Brechungsvermögen und die optische Orientierung schließen.

In der Prismenzone trat (100)[1]), danach tafelig, (110), (010), (210) auf. Endflächen fehlen; an einem Krystall war das Ende merkwürdig ausgefranst. $100 : 110 = 46^0\,23' \pm 7'$. (010) und (210) gaben nur äußerst schwache Reflexe. Spitze negative Bisektrix tritt auf (010) aus, Achsenebene ist (100). Die Lichtbrechung wurde mit 100 und $\bar{1}10$ als Prisma zu etwa 1,69 gefunden. Pleochroismus ist recht deutlich, a licht rötlich, b rötlichgelb, c leicht graugrün.

8. Augit.

Neben dem Hypersthen kommen auf der Blauen Kuppe auch hübsche grüne, sehr kleine monokline Augite vor. Sie sind neben Apatit und Magneteisen besonders häufig. Die Krystalle sind etwas tafelig nach (100), ferner häufig (110) und $(\bar{1}11)$; (010) und wahrscheinlich (310) sind nur schwach angedeutet. 100:110 etwa $46^0\,8'$. Gelegentlich ist zonarer Bau vorhanden. Optischer Charakter positiv, auf (100) ist der Austritt der schwach dispergierten optischen Achse zu erkennen. Achsenebene (010), Pleochroismus nur andeutungsweise, Aus-

[1]) Aufstellung nach Tschermak.

löschungsschiefe für Spaltblättchen 36—37°. Der Umstand, daß die nicht dispergierte optische Achse auf (100) austritt, läßt auf basaltischen Augit schließen.

Die Augite zeigen, wie die Apatite, oft eine Fülle von Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen.

9. Feldspat.

Ein weiteres auf den Hohlräumen vorkommendes Mineral ist ein Feldspat. Die sehr häufigen unscheinbaren Krystalle zeigen (010), (001), (110), ($\bar{1}11$) und ($\bar{1}01$). Spaltblättchen nach (010) ergaben β zu 64°, die Neigung von a zur Spur von (001) 10—15° im stumpfen Winkel β und den Austritt der stumpfen positiven Bisektrix. Der Feldspat ist ein Orthoklas und zwar nach dem großen Winkel a:a ein natronreicher[1]).

10. Glimmer.

Aufgewachsene Glimmer auf Hohlräumen sind sehr selten. Ihr Auftreten ist von dem des Apatits usw. insofern verschieden, als sie anscheinend immer nur auf den Blasenräumen von eingeschmolzenen Sandsteinbrocken sitzen und nie mit Cristobalit usw. vergesellschaftet sind.

Die Krystalle sind sehr klein und zeigen nur (001), (010) und (110). Optischer Charakter negativ, es sind Glimmer II. Art, aber der Achsenwinkel ist sehr klein. Die Krystalle erscheinen fast farblos, manchmal sind sie am Rande intensiv braun. Dieser Glimmer ist ein sehr heller oder ein ausgebleichter Biotit.

Daneben werden auch solche Glimmer gefunden, die insofern abweichen, als sie eine sehr deutliche Öffnung der Hyperbeln zeigen und einen intensiven Pleochroismus in Spaltblättchen nach (001) besitzen (b ist braun mit rötlichem Stich, c ist gelb mit leicht grünlichem Stich und weniger absorbiert).

11. Titanit.

Titanit ist einmal mit Cristobalit in mehreren stark glän-

[1]) Rosenbusch, Physiographie I, 2, S. 302, 1905.

zenden Krystallen auf einem sehr stark veränderten Sandsteineinschluß aufgewachsen in dem Gestein, das die übrigen pneumatolytischen Mineralien führt, gefunden worden. Die Krystalle sind äußerst klein und kaum mit bloßem Auge sichtbar. Sie machen sich aber durch ihren äußerst starken Glanz noch relativ leicht bemerklich. Es sind stark nach der c-Achse gestreckte Krystalle mit einem Habitus wie die Abbildungen Nr. 9 und 10 bei Titanit in Dana's System (1892).

Trotz der Kleinheit sind die Krystalle gut zu messen. Es wurden festgestellt (111), (110), (100) der Aufstellung nach Des Cloizeaux. (100) ist nur sehr schmal.

Gemessene Winkel $111 : 1\bar{1}1 = 43^0\,43'$.
$110 : 1\bar{1}0 = 66^0\,11'$.
$110 : 111 = 27^0\,4'$.

Den Nachweis, daß Titanit vorliegt, geben auch die Brechungsexponenten, die aus dem Prisma $111 : \bar{1}\bar{1}0$ mit brechendem Winkel $27^0\,12'$ durch annähernde Minimalablenkung gemessen werden konnten. Die so gefundenen Werte liegen zwischen α und β des Titanits.

12. Aragonit.

In sehr schönen Krystallen ist Aragonit früher in ziemlich reichlicher Menge gefunden worden[1]), als der Steinbruchbetrieb hier noch auf der Höhe stand. Es kamen hier angeblich Krystalle von Fußgröße vor. Heute ist es ein großer Zufall, wenn man ein einigermaßen gutes Stück findet. Die Krystalle sind als thermales Produkt anzusehen, sie fanden sich besonders in größeren Höhlungen im pneumatolytisch stark veränderten Gestein; sie haben mit der Bildung des Cristobalits usw. nichts gemein. Die Aragonite, von denen die Göttinger Sammlung aus alter Zeit gute Stücke besitzt, sind sehr häufig durch Kalkspat pseudomorphosiert.

---

[1]) Hausmann, Handbuch der Min. II, 2, S. 1240, 2. Aufl. 1847 und Landgrebe, Mineralogie der Vulkane, 1870, S. 44.

Chemisch sind die Aragonite untersucht von Strohmeyer[1]). Er fand $CaCO_3$ 97,42, $SrCO_3$ 2,27, H_2O als Differenz 0,31. Bei dem bedeutenden SrO-Gehalt ist zu beachten, daß Strohmeyer in der Überzeugung analysierte, daß SrO die Ursache der rhombischen Form des $CaCO_3$ sei. Von mir daraufhin untersuchter Aragonit enthielt Strontium nicht in merklichen Mengen; selbst spektroskopisch war es nicht nachweisbar. Die Formen sind nur (001), (110) und (010). Oft sind auf (110) natürliche Ätzfiguren in Form von Trapezen und Dreiecken zu erkennen.

Optisch zeigt der Aragonit nichts Besonderes. Die Zwillinge nach (110) in dem von Aragonien usw. bekannten Habitus, Durchkreuzungs- und Berührungszwillinge, sind, wie erwähnt, meist pseudomorphosiert durch Kalkspat. Es kommen alle Übergänge zwischen noch völlig intaktem Aragonit und den nur noch aus Kalkspat bestehenden Skeletten vor. Die Pseudomorphosierung geht so vor sich, daß entlang den Kanten, dann entlang den Flächen und Zwillingsgrenzen, also an den Stellen, wo die stärkste Lösung erfolgt, sich fast kugelige kleine Kalkspate ansiedeln, die den Aragonit völlig überkrusten. Unter sich und zum Aragonit sind die einzelnen Kalkspatindividuen nicht orientiert. Geht der Prozeß weiter, so entstehen dann Skelette, die aus kleinen kugeligen, nur lose aufeinander gesetzten Kalkspäten bestehen, und bei denen die Stellen, wo sich Aragonit am längsten gehalten hatte, durch Hohlräume dargestellt werden. Manchmal liegen in diesen Höhlen noch kleine Reste der ursprünglichen Aragonite, die dann schöne Lösungserscheinungen zeigen. Aus dem Grunde, daß fast immer die Pseudomorphosen sechs einander gegenüberliegende Septenwände haben, die ursprünglichen Zwillingsgrenzen entsprechen, ist anzunehmen, daß meist Durchkreuzungsdrillinge vorliegen.

13. Bergmilch.

Auf den Klüften der abgestürzten Blöcke im Südbruch und

[1]) Strohmeyer, Untersuchungen über die Mischungen der Mineralkörper, I, S. 98, Göttingen 1813.

besonders auch an der Wand, von der die Blöcke abgebrochen sind, findet sich ein vielleicht bis 2 cm dicker Belag einer weißen Masse, die einem Kalkbewurf nicht unähnlich ist. Eine Prüfung ergibt eine zerreibliche fein poröse Masse von sehr niedrigem spezifischem Gewicht. Sie ähnelt der sogenannten Bergmilch. Die Farbe ist weiß mit einem Stich ins Braune. Krystalle sind makroskopisch nicht zu erkennen. Verreibt man das Material ganz fein mit Öl, so erkennt man bei starker Vergrößerung, daß es sich ganz aus sehr zarten, stark doppelbrechenden Nadeln zusammensetzt. Diese Nadeln löschen schief gegen die Längsrichtung aus. Die Auslöschungsschiefe beträgt bis 40°. Manchmal erkennt man Endflächen, sie sind schräg zur Nadelachse geneigt, und die Auslöschungsrichtung halbiert etwa diesen Winkel. Man hat es also ziemlich sicher mit Kalkspat zu tun, der nach einer Kante des Grundrhomboeders stark verzerrt ist. Manchmal sind Zwillingslamellen zu erkennen. Der chemische Befund unterstützt diese Bestimmung, er ergab etwa 47 % CaO, 5 % MgO, 1 % Fe_2O_3 und Al_2O_3, 0,5 % Unlösliches, 3,5 % Wasser, 43 % CO_2 (aus Differenz). Nach meinem Befund ist bei dem Vorkommen von der Blauen Kuppe Kalkspat vorhanden und kein Grund für die Annahme einer Paramorphosierung nach einem zunächst gebildeten monoklinen $CaCO_3$, dessen von R. Lang[1]) angegebene optische Konstanten sehr dem Kalkspat ähneln.

14. Quarz.

Ausscheidungen von Quarzkryställchen auf Hohlräumen kommen in dem Cristobalit-führenden Gestein nicht gerade selten vor. Sie zeigen nur Pyramide und Prisma. Natürliche Ätzfiguren deuten darauf hin, daß manchmal einfache Krystalle vorkommen. Größere Individuen sind ein wenig violett gefärbt. Der Quarz ist eine nachträgliche Bildung, er ist noch jünger als die Carbonate. Mit pneumatolytischen und thermalen Prozessen hat er demnach nichts zu tun.

[1]) R. Lang, N. J. f. Min., B.-B. 38, S. 131—183, 1915.

Die Entstehung der Kluftminerale.

Die Kluftminerale verdanken ihre Bildung sichtlich einem einheitlichen Prozeß. Dieser Prozeß ist abgeschlossen mit der Bildung der Chalcedonhäutchen. Die jüngeren Bildungen, Carbonate und Zeolithe, sind unabhängig davon nachträgliche thermale Bildungen. Rein chemisch geben die Minerale keinen Hinweis auf ihre Bildungsweise. Irgendwelche Mineralisatoren sind, abgesehen von den in normalen Grenzen bleibenden Cl- und F-Gehalt der Apatite und den gelegentlich alkalichloridhaltigen Flüssigkeitseinschlüssen in ihnen nicht nachweisbar. Trotzdem müssen solche eine große Rolle gespielt haben. Bei allen Mineralen kommt eine verhältnismäßig recht hohe Bildungstemperatur in Frage.

Das Gestein muß eine bedeutende Durchlässigkeit für die Gase gehabt haben, die die Mineralien zum Absatz brachten. Auch die feinsten Hohlräume weisen alle denselben Mineralbestand auf.

Die zunächst naheliegende Annahme, daß die Gase das Material zur Mineralbildung, insbesondere die Kieselsäure, dem umgebenden Gestein, hier könnte es der benachbarte und eingeschmolzene Sandstein gewesen sein, entnommen haben, findet in dem bisher über das Auftreten des Cristobalits Bekannten keine Stütze. Der von Mayen beschriebene Cristobalit sitzt zwar auf einem Quarzeinschluß, aber die sonstigen Vorkommen, aus der Auvergne[1]), von Hawai, S. Cristobal, Neu-Seeland, Quito deuten durch die Verschiedenheit ihres Muttergesteins auf völlige Unabhängigkeit von diesem hin. Die Mineralvergesellschaftung, die bei S. Cristobal genau der Blauen Kuppe entspricht: Cristobalit, Tridymit, Eisenglanz, Magneteisen, Hypersthen und Apatit, ist sicher in weitgehend übereinstimmenden Bildungsbedingungen begründet. Das häufige Auftreten der Apatite auf der Blauen Kuppe zeigt, daß eine beträchtliche Stoffzufuhr stattgefunden haben muß. Es scheint demnach der

[1]) A. Lacroix, Mineralog. de la France, Bd. 3, p. 806 ff., 1901.

Cristobalit von der Blauen Kuppe und in ähnlicher Weise auch der von anderen Fundpunkten aus der Tiefe kommenden Gasen zu entstammen. Sicher ist der Vorgang der Bildung des Cristobalits in der Natur keineswegs so selten, und genaueres Suchen wird Cristobalit noch an vielen Punkten der Erdoberfläche finden lassen[1]).

Welcher Art die zuführenden Gase gewesen sind, ist nur zu vermuten. Allgemein[2])[3]) angenommen wird in ähnlichen Fällen, daß Halogenide diese Rolle spielten. Fluoride kommen wohl deshalb nicht in Frage, weil SiF_4 sehr beständig ist und sich auch bei hohen Temperaturen mit H_2O kaum nennenswert zersetzt[4]); weil ferner keine Fluorminerale, außer dem Apatit, dessen Fluorgehalt hier aber ungewöhnlich klein ist, erhalten sind, und weil schließlich ganz allgemein Fluor als Mineralisator vorherrschend bei ausgesprochen sauren Eruptiven aufzutreten pflegt.

Wahrscheinlicher sind es Chloride gewesen, die sich mit Wasser zersetzten. Daß es Oberflächenwasser gewesen ist, ist möglich, aber nicht nötig. E. Baur weist (l. c.) darauf hin, daß Druckentlastung die Reaktion $SiF_4 + H_2O \rightarrow SiO_2 + 4HF$ stark begünstigt, und dasselbe ist auch bei Zersetzung von anderen Halogeniden mit Wasser zu erwarten, denn diese Reaktion wird immer das Volumen der Gase vermehren. Es ist demgemäß auch durchaus denkbar, daß Wasser, das von vornherein ein Bestandteil der Gase war, erst bei dem hier herrschenden niedrigeren Druck nennenswert mit den anderen Gasen reagieren konnte. Der bei der Reaktion herrschende Druck ist sicher sehr niedrig gewesen, da die in Frage kommende Stelle sehr nahe der Oberfläche des kompakten Basalts, der hier in

[1]) Rogers, Chem. Zentralbl. 1918, II, S. 1075, nach Amer. Journ. of Sc. (4), **45**, p. 222—226, 1918 (noch nicht zugänglich).

[2]) Z. B. V. M. Goldschmidt, Videnskapsselskapets Skrifter I, Math.-natw. Kl. 1911, Kristiania, p. 269.

[3]) Cl. N. Fenner, Journ. Wash. Acad. of Sc. Vol. II, **20**, 1912, p. 477.

[4]) Boeke, Grundl. d. Phys.-chem. Petrographie, S. 242, 1915. Nach Baur, Zeitschr. f. physik. Chem., **48**, S. 483, 1904.

nächster Nähe des Tuffhutes stark blasig wird, liegt. Dagegen ist die Temperatur schätzungsweise zwischen 900—1000° gewesen. Wesentlich höhere Temperatur hätte das umgebende Gestein verflüssigt, bei niedrigerer Temperatur wäre die Mineralvergesellschaftung voraussichtlich anders geworden.

Bei dieser Temperatur ist Tridymit die stabile Kieselsäuremodifikation, wie aus den bekannten Untersuchungen von Endell und Rieke und Fenner in guter Übereinstimmung hervorgeht. Fenner erwähnt die große Neigung der Kieselsäure, nach der Ostwald'schen Stufenregel zunächst weniger stabile Modifikationen zu bilden, also beispielsweise aus Quarzglas im Tridymitfeld zunächst Cristobalit. Auf die Blaue Kuppe angewendet heißt das, daß das Nebeneinandervorkommen von Tridymit und Cristobalit sehr wohl möglich, ja zu erwarten ist.

Mit der Zeit gehen die instabilen Modifikationen in die bei der fraglichen Temperatur stabilen über, mit nennenswerter Geschwindigkeit nur bei der hier sicher zutreffenden Anwesenheit von Mineralisatoren. Das heißt also, daß Paramorphosen von Tridymit nach Cristobalit möglich würden. Es liegt hier aber gerade der umgekehrte Fall vor, der Cristobalit hat sich nicht in Tridymit umgewandelt, sondern der Tridymit in Cristobalit. Das ist eine Tatsache, die sich mit dem bisher Bekannten nicht deckt, und die durch das Zustandsdiagramm nach Endell-Fenner nicht zu erklären ist. Nach diesen kann die Umwandlung Tridymit—Cristobalit nur oberhalb 1470° stattfinden, also bei einer Temperatur, die hier nicht wohl denkbar ist; denn die Umbildung vollzog sich ja in dem erstarrten Gestein.

Es gibt demnach Möglichkeiten zur Umwandlung Tridymit ⟶ Cristobalit unterhalb der stabilen Umwandlungskurve. Welches diese sind, wissen wir zurzeit noch nicht. Ähnlich, wie sowohl Tridymit wie Cristobalit im instabilen Gebiet noch reversible Zustandsänderungen durchmachen, könnten vielleicht hier auch Umwandlungen Tridymit ⟶ Cristobalit stattfinden. Auf

jeden Fall bietet das System SiO_2 trotz vieler genauer Untersuchungen in dieser Hinsicht noch wichtige ungeklärte Probleme.

Rosenbühl.

Petrographische Beschreibung.

Ein weiteres Basaltvorkommen dieser Gegend findet sich auf dem Blatt Waldkappel unweit des Fahrweges von der Brausmühle bei Wipperode nach Niddawitzhausen, etwa 1 km vom Südwestrand des letzteren. Es ist von Reichensachsen-Bahnhof in $^1/_2$—$^3/_4$ Stunden zu erreichen. Der Steinbruchbetrieb ruht längst, der Bruch erscheint nur noch als flache Mulde mit völlig verstürzten verwachsenen Rändern. Von den hier vorkommenden Gesteinen, insbesondere den von MÖHL[1]) beschriebenen Sandsteinbrocken, ist nur noch zufällig etwas zu finden.

Von dem normalen Basalt, einer blasigen stark veränderten Partie dieses Gesteins und von den verglasten Sandsteinbrocken wurden Schliffe untersucht. Der normale Basalt ist ein makroskopisch völlig dichtes, frisches Gestein. Im Mikroskop erkennt man, daß man es mit einem sehr dichten Feldspatbasalt zu tun hat. Die Plagioklase herrschen, Olivin tritt nur als Einsprengling auf, Augit ist sehr reichlich in der Grundmasse. Dazu Magneteisen, Titaneisen, viel Apatit, etwas Glas. Der Olivin erweist sich dadurch, daß die Plagioklase sich oft fluidal um ihn herumlegen, und dadurch, daß gelegentlich Kränze von Magneteisen ihn umgeben, als Ausscheidung der Tiefe. Er ist einschlußfrei und streng idiomorph. 2V ist sehr nahe 90°, der Eisengehalt demnach 10—12 %. Zersetzungsprodukte treten ganz zurück. Die Plagioklase wurden durch Spaltblättchen nach (001) zu ungefähr $Ab_{30}An_{70}$ bestimmt. Die sehr kleinen Augite sind mit den jüngeren Feldspaten gleichaltrig. Die ebenfalls sehr feinkörnigen Erze sind jünger als Olivin, teilweise auch als die Mehrzahl der Plagioklase; meist ist es Magneteisen. Apatit in sehr feinen langen Nadeln ist eine alte Aus-

[1]) N. J. f. Min. 1874, S. 803.

scheidung. Das Glas ist leicht braun gefärbt, es wird von verdünnter Salzsäure in der Kälte stark angegriffen (NaCl-Würfelchen). Feldspatvertreter, insbesondere Nephelin, wurden ebensowenig beobachtet wie Biotit.

Das blasenreiche Gestein, das in den Hohlräumen auch pneumatolytische Mineralien führt, ist, obgleich der Entstehung nach ein Basalt, nicht mehr als solcher zu erkennen. Sein Korn ist sehr gleichmäßig fein, nur um die Hohlräume herum haben sich größere Feldspate angesiedelt, die pneumatolytisch weiter gewachsen sind. Herrschende Gemengteile sind nur Plagioklas und Magnetit, zurücktretend Apatit, ganz wenig Augit, etwas Biotit, kein Olivin, auch keine ihm entsprechenden Zersetzungsprodukte. Cristobalit ist gelegentlich im Schliff zu erkennen, doch ist er dort eine Drusenbildung; er läßt sich wieder an der niedrigen Lichtbrechung, den Sprüngen und gelegentlich der Felderteilung erkennen. Seltener kommen vor: Titaneisen, Leukoxen, Eisenglanz und Zersetzungsprodukte.

Der Plagioklas, wenig verzwillingt, ist nach der Auslöschungsschiefe von -10^0 bis -2^0, auf (001) im Durchschnitt $Ab_{50}An_{50}$. Die in Hohlräumen und gangartig vorkommenden Feldspate sind viel größer und saurer. Obgleich das Gestein äußerlich stark zersetzt aussieht, sind die Plagioklase völlig frisch.

Daneben bilden Erzkörner den wichtigsten Gemengteil. Sie scheinen meist Magneteisen, teilweise auch Titaneisen zu sein. Die letzteren zeigen oft Kränze von trübem, stark lichtbrechenden Leukoxen. Oft ist diese Bildung auch bis zum Verschwinden des Erzes fortgeschritten. Der Glimmer, gewöhnlich auf Hohlräumen aufgewachsen, kommt auch im Gestein vor. Sein Pleochroismus ist sehr verschieden stark, die nähere Bestimmung aber nicht möglich; es scheint teilweise ausgebleichter Biotit oder Phlogopit zu sein. Eisenglanz tritt vereinzelt auch im Gestein auf, er ist an der tiefroten Farbe kenntlich. Zersetzungsprodukte treten zurück, manchmal bilden sie aber größere Flächen, die so gut wie isotrop sind. Man kann annehmen, daß

diese Flächen völlig zerstörten Augit-Einsprenglingen entsprechen; es liegt hier wohl ein Zersetzungsprodukt vor, das den ersten Stadien der von GRUPE und STREMME[1]) von der Bramburg beschriebenen Erscheinungen entspricht. Das Gestein enthält auch sehr viele, wegen starker Zersetzung meist nicht bestimmbare Einschlüsse von fremdem Material.

Der verglaste Sandstein gleicht völlig dem von der Blauen Kuppe beschriebenen. Mikroskopisch zeigt sich, daß das Glas bei weitem der herrschende Gemengteil ist. Es erscheint in zwei Varietäten, weiß und deutlich braun; zweifellos entspricht das weiße wieder mehr sandigen, das braune mehr tonigen Schichten. Die Lichtbrechung beider Gläser ist niedriger als Canadabalsam. Im Glas kommen gelegentlich Sphärolithe mit stehendem Kreuz von positivem Charakter vor; sie entsprechen aber nicht Entglasungsprodukten, sondern vielmehr sekundären Ausfüllungen kleiner Blasen. Durch Zirkulation von Lösungen in diesen Poren ist das Glas um sie herum deutlich entfärbt. Nächst dem Glas fällt am meisten der Quarz auf. Er ist immer sehr stark zugerundet. Ebenso treten auch Zirkonkörner in ziemlich großer Menge auf. Cordierit ist sehr häufig in den bekannten kurz rechteckigen und auch sechsseitigen Schnitten, er ist von hier auch schon sehr lange bekannt. Zuerst wurde er von MÖHL beschrieben, aber für Nephelin gehalten. Er ist in derselben Art wie auf der Blauen Kuppe aus Glimmer hervorgegangen. Augite und zwar anscheinend nur rhombische kommen, wenn auch nicht häufig, als Neubildungen vor; sie sind an der optischen Orientierung leicht zu erkennen. Die Erze sind Magneteisen, wenig tiefbraun durchscheinendes Titaneisen, hin und wieder Eisenglanz.

Pneumatolyse.

An Mineralien, die auf pneumatolytischem Wege

[1]) O. GRUPE und H. STREMME, Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. Zs. d. D. Geol. Ges. **62**, S. 175—191, 1910 und dies. Jahrb. 1911, **32**, T. I, **2**, S. 242—300.

entstanden sein müssen, kommen hier vor: Cristobalit, rhombischer Augit, Glimmer und Eisenglanz.

Die Blasenräume, die diese Minerale führen, sind außerordentlich zahlreich und ziemlich gleichmäßig über das Gestein verteilt. Ihre Größe ist etwa 1—4 mm im Durchmesser. Nur um einen Teil der erwähnten zersetzten Einschlüsse herum fehlen die Blasen oder sind stark reduziert in einer Zone von sehr wechselnder Breite. Diese zersetzten Einschlüsse müssen also eine gewisse absorbierende Fähigkeit für die die Blasen bildenden Gase gehabt haben. — Die Gase müssen ähnlich wie auf der Blauen Kuppe durch Wechselzersetzung zur Bildung der Minerale geführt haben.

Das hauptsächlichste Drusenmineral ist Eisenglanz, nächstdem Cristobalit. Letzterer bildet sehr kleine weiße Oktaeder, häufig mit deutlichem Würfel. Gelegentlich sind auch pseudohexagonale Tafeln nach Art der von der Blauen Kuppe beschriebenen zu finden. Zu Messungen usw. sind die Kryställchen bei weitem zu klein; nach Aufhellung zeigen sie bei gekreuztem Nikols das von der Blauen Kuppe beschriebene Bild. Selten sind Glimmer und sehr kleine rhombische Augite.

Alpstein bei Sontra.

Petrographische Beschreibung.

Normaler Basalt.

Der Alpstein, das dritte wichtigere Basaltvorkommen dieser Gegend, liegt im Süden des Dorfes Kirchhosbach und erscheint von hier als steile Kuppe. Kommt man von der Bahnstation Hoheneiche an den Alpstein heran, so tritt er nicht aus der Umgebung heraus und stellt nur einen Ausläufer des Buntsandsteinplateaus dar. Der Basalt soll sich nach Moesta[1]) in einem etwa S—N-streichenden Gang den Berghang hinab bis fast nach Kirchhosbach ziehen. Dieser Gang ist zurzeit nur durch eine Anzahl auf den Feldern herumliegender Basaltbrocken

[1]) Moesta, Erl. z. Bl. Waldkappel, 1876.

angedeutet, bei denen es aber zweifelhaft bleiben muß, ob sie nicht vom Alpstein selbst stammen.

Der Basalt des Alpsteins ist in einem großen und tiefen Steinbruch aufgeschlossen, der heute aber nur noch gelegentlich ausgebeutet wird. Der Bruch erscheint besonders interessant dadurch, daß er fast nach allen Seiten hin den Kontakt am Sandstein erkennen läßt.

Der Alpstein ist längst dafür bekannt, daß er sehr schöne große Natrolithe führt. Auffallend ist auch die Menge der hier vorkommenden Olivinbrocken, die manchmal Kindskopfgröße erreichen, aber sonst keine Besonderheiten zeigen.

Das Gestein ist ein Nephelinbasalt, der im ganzen Bruch nur geringe Abweichungen zeigt. Er hat wenig deutliche Absonderung in recht dicken Säulen. Dagegen ist dem Gestein fast überall da, wo es schon länger der Luft ausgesetzt war, die bekannte Sonnenbrennerstruktur sehr typisch eigen.

Makroskopisch erscheint der Basalt fast völlig dicht, meist ist er tiefschwarz, gelegentlich hat er einen etwas violetten Ton. Einschlüsse sind nicht sehr verbreitet, häufig ist nur Quarz.

Das Mikroskop bestätigt den makroskopischen Eindruck, das Gestein ist recht gleichmäßig feinkörnig. Gemengteile sind: Olivin, Augit, Erz, Biotit, Glas und Nephelin, Apatit, gelegentlich Plagioklas, Rhönit, Picotit und Hornblende. Der Olivin ist die älteste Ausscheidung, er bildet relativ große Krystalle. Gelegentlich kommt er in maiskolbenähnlichen Anhäufungen vor, wobei sich die einzelnen Individuen stören, sonst ist er aber streng idiomorph. Die Formen sind die gewöhnlichen, Spaltbarkeit manchmal ganz deutlich. Der Winkel der optischen Achse ist nahe 90°, der optische Charakter positiv. Die Auslöschung ist bei den größeren Individuen oft stark undulös. Gelegentlich kommen kleine Glaseinschlüsse vor. Zersetzungserscheinungen fehlen auch in den hochgradig Sonnenbrand zeigenden Stücken. Die Augite stellen den bei weitem verbreitetsten Gemengteil dar, sie sind jünger als Olivin, aber doch

fast durchgängig deutlich idiomorph. Ihre Größe schwankt sehr beträchtlich, manchmal sind sie konkretionär angereichert. Die Formen sind die für basaltische Augite üblichen; auch optisch haben sie wenig Auffallendes. Die Auslöschungsrichtungen sind mehr oder weniger stark dispergiert, wie das bei Augiten der Nephelinbasalte gewöhnlich der Fall ist. An größeren Krystallen sind gelegentlich schöne Sanduhrstruktur und isomorphe Schichtung zu erkennen. Biotit ist schon weit weniger verbreitet. Die Individuen sind sehr klein und umhüllen meist Erzkörner. Sicher zu identifizieren ist er nur mit starker Vergrößerung durch Pleochroismus, Spaltbarkeit und gerade Auslöschung. Nephelin ist die jüngste Ausscheidung und wohl in beträchtlicher Menge vorhanden, von Glas nicht immer zu unterscheiden. Letzteres ist wechselnd häufig, oft stark braun. Erz, sehr verbreitet in meist recht kleinen Körnern, ist sicher jünger als Olivin, auch wohl als die Mehrzahl der Augite. Es ist teils Magneteisen, teils nach dem hohen TiO_2-Gehalt der Analyse Titaneisen. Apatit in geringer Menge in dünnen idiomorphen Nadeln. Selten wird Plagioklas, sehr wenig Sodalith und in der Nähe von Quarzeinschlüssen Rhönit, an der tiefbraunen Farbe, dem Pleochroismus und der schiefen Auslöschung zu erkennen, gefunden. Partieen, wo Rhönit auftritt, sind anscheinend völlig erzfrei. Selten ist auch etwas Picotit und Hornblende.

Auch chemisch gehört der Basalt des Alpsteins zu den Nephelinbasalten; mit Salzsäure gelatiniert er sehr stark (der der Blauen Kuppe garnicht, der der Kleinen Kuppe nur wenig).

	I	II	III
SiO_2	41,92	46,11	S = 48,87
TiO_2	3,36	2,77	A = 5,60
Al_2O_3 . . .	15,24	9,86	C = 4,26
Fe_2O_3 . . .	7,66	3,02	F = 29,38
FeO	6,75	6,20	n = 7,48
MgO	6,50	10,72	a = 3,0
CaO	9,75	11,22	c = 2,3
Na_2O	3,94	4,19	f = 14,7
K_2O	2,01	1,41	

H_2O^+	1,11	4,06
CO_2	Sp.	—
P_2O_5	0,87	0,40
Cl	0,02	0,04
H_2O^-	0,78	—
	99,91	100,00

I. Gewichtsprozente.
II. Molekülprozente.
III. Osannsche Zahlen.

Zur Analyse wurde ein Stück typischen Sonnenbrenner-Basalts, das aber sonst völlig frisch war, verwendet.

Die Einschlüsse beschränken sich auf Olivinknollen und Quarzbrocken. Erstere stellen eine Ausscheidung der Tiefe dar, erreichen oft bedeutende Größe und führen manchmal Spinelle und große Individuen von rhombischem Augit. Sie gleichen völlig den vielfach in Basalten auftretenden und oft beschriebenen Vorkommen. Die Quarzeinschlüsse erinnern wieder sehr an paläozoische Gangquarze wie auf der Blauen Kuppe. Sie enthalten etwas Sericit in Schnüren, sonst sind sie ohne Cement. An Sprüngen sieht man gelegentlich wohl von außen eingedrungene grünliche und bräunliche Zersetzungsprodukte. Am Rande lassen sich selten Neubildungen von Feldspat und eine Fülle von Trichiten nachweisen. Der Quarz selbst, die Individuen sind bis $^1/_2$ cm groß, löscht stark undulös aus und enthält eine Menge von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen mit Libellen. Sie bilden Züge von Bläschen, die ungestört durch mehrere Individuen hindurchgehen. An manchen Stellen, besonders an Schleifrissen, zeigt der Quarz deutlich seine Spaltbarkeit parallel $(10\bar{1}1)$.

Von großem Interesse ist das erwähnte häufige Auftreten der Sonnenbrenner. Diese oft beschriebene, für den Steinbruchbetrieb überaus lästige und noch durchaus unerklärte Erscheinung, findet sich hier schön und charakteristisch. Es zeigt sie der Basalt fast im ganzen Bruch, aber so, daß oft ein Block zur Hälfte davon befallen wird, während er sonst intakt bleibt. Das bruchfrische Gestein bekommt nach kurzer Zeit — einmal

konnte festgestellt werden innerhalb von 8 Tagen (im Februar) — helle Flecken, von denen eine Menge Sprünge ausgehen. Unter Einfluß von eingedrungenem Wasser zerfällt das Gestein dann von selbst oder doch bei der Bearbeitung in Körner von etwa 2—20 mm Größe. Es konnte bemerkt werden, daß bei den dicken Pfeilern und Säulen, in die der Basalt hier abgesondert ist, der Sonnenbrand nur im Innern auftrat, während eine Kruste von wechselnder Stärke davon frei blieb. Das deutet auf einen Zusammenhang der Erscheinung mit der Art der Kontraktion des Gesteins bei der Erstarrung.

Im Schliff ist gewöhnlich von Sprüngen und Flecken überhaupt nichts zu erkennen; das Gestein erscheint in allen seinen Gemengteilen, auch dem Glas, völlig frisch. Erst nach längerem Liegen werden die Sprünge durch beginnende Verwitterung auch im Schliff sichtbar. Es ist nach dem mikroskopischen Befund also ausgeschlossen, daß Verwitterung im gewöhnlichen Sinne bei der Entstehung eine Rolle spielt. Dagegen ist zu beachten, daß Sonnenbrand nur in Gesteinen von ganz bestimmtem chemischen Charakter vorkommt. Was von andersartigen Gesteinen als Sonnenbrand beschrieben ist, bezieht sich entweder auf rein äußerliche Ähnlichkeiten[1]) oder auch auf fehlerhaften Gebrauch des Ausdrucks. Leider ist es, da während des Krieges am Alpstein nicht gearbeitet wurde, zurzeit nicht möglich, frisches Material von dort zu beschaffen und die Erscheinung durch systematische Versuche und Beobachtungen zu verfolgen.

Von dem beschriebenen Basalt deutlich abweichend ist ein von Rinne[2]) bemerktes und kurz beschriebenes gangförmiges

---

[1]) E. T. Werry, Bull. Geol. Soc. Amer. **22**, p. 718, 1911. Literatur über Sonnenbrenner ist sehr zerstreut und teilweise schwer zugänglich. Umfassendere Beschreibungen z. T. auch mit systematischen Versuchen bei Leppla, Zs. f. prakt. Geol. **9**, S. 176 ff., 1901 — Schottler, Abh. d. Geol. Landesanst. Hessen **4**, 1908 — Tannhäuser, Der Steinbruch, Heft 24, 1910 — Schottler, Der Steinbruch, Heft 46—48, 1911. Außerdem J. Hirschwald im Handb. d. bautechn. Gesteinsprüfungen 4. Teil, Kap. 20, 1910 und A. Steuer im Handb. d. Ing.-Wiss., 4. Teil, **4**, S. 105, 2. Aufl. 1911.

[2]) Rinne, Dies. Jahrb. 1897, S. 18.

Vorkommen, das wohl einen Nachschub basaltischen Magmas darstellt. Es befindet sich an der Nordwand und ist sowohl unten im Bruch wie auch oben am Rande des Bruches zugänglich. Das unten im Bruch anstehende Gestein ist von dem oben anstehenden durch dichteres Gefüge und das Fehlen von Blasen unterschieden. Das Gestein fällt makroskopisch sofort auf; es ist deutlich braun, sehr häufig glänzen große Glimmerspaltblättchen auf. An manchen Stücken lassen sich schon mit bloßem Auge die Gesteinsgemengteile unterscheiden. Viele teilweise mit Carbonat gefüllte Hohlräume sind zu bemerken, häufig sind Gesteinsgemengteile in diese Hohlräume hinein weitergewachsen.

Im Schliff erkennt man Augit, Biotit, Plagioklas, Erz, Apatit, Zersetzungsprodukte, Olivin in sehr wechselnder Menge, in Stücken aus dem Bruch selbst auch noch Glas und etwas Nephelin bei mehr zurücktretendem Feldspat (Taf. 4, Fig. 11).

Der Olivin ist fast nie erhalten, an seiner Stelle lassen sich serpentinöse Zersetzungsprodukte feststellen, die gelegentlich parallel dem Doma des ursprünglichen Olivins eingelagerte Antigorit-ähnliche Blättchen darstellen. Olivin ist das älteste Mineral, trotzdem ist er nur ausnahmsweise idiomorph. Das zwingt zur Annahme, daß er möglicherweise einen Fremdling in diesem Gestein darstellt und eigentlich zerspratzten Olivinknollen entspricht. Diese Annahme wird gestützt durch das gelegentliche Vorkommen von dunkelbraunem Spinell, wie er aus ebensolchen Olivinknollen bekannt ist. Dieser Spinell zeigt einen völlig undurchsichtigen Reaktionsrand.

Augit ist stets deutlich idiomorph, zeigt die gewöhnlichen Formen und ist ganz frisch; manchmal mit parallel c gestreckten Einschlüssen, leicht violett gefärbt, ohne Pleochroismus, aber mit isomorpher Schichtung und Sanduhrstruktur. In Schnitten parallel (010) ist deutliche Dispersion der Auslöschung bemerkbar.

Der auffälligste Gemengteil ist der Biotit; seine bis $^1/_2$ cm großen Blättchen bewirken, daß das Gestein in hohem Maße

äußerlich gewissen camptonitischen Ganggesteinen ähnelt, besonders auffallend ist auch die Ähnlichkeit mit Sandberger's Buchonit[1]) von Poppenhausen und dem sogenannten Nephelinbasalt vom Steinsberg bei Weiler unweit Sinsheim[2]). Der Biotit bildet lappenförmige, große, von Augit durchspickte Individuen mit teilweiser krystallographischer Begrenzung. Deutliche Flächen der Prismenzonen sind an den in die Hohlräume hineinragenden Krystallen entwickelt. Zwillinge mit (001) als Verwachsungsfläche sind sehr häufig, sie sind an der merklich verschiedenen Auslöschung und am Pleochroismus leicht zu erkennen. Der Glimmer ist deutlich zweiachsig, die Ebene der optischen Achse ist $\perp$ (010), die spitze Bisectrix tritt deutlich schief auf den Spaltblättchen aus. $2V_{Na}$ beträgt etwa 33—34°, ρ deutlich mehr als υ. Der Pleochroismus ist auch in Spaltblättchen nach (001) sehr deutlich, zonar bedeutend wechselnd. a hellgelb, b tief dunkelbraun, c hellbraun.

Sehr reichlich ist der Plagioklas vorhanden. Der Feldspat dieses Ganges hat Rinne veranlaßt, den Basalt vom Alpstein, den er zunächst richtig zum Nephelinbasalt gestellt hatte, nachträglich zum Feldspatbasalt zu rechnen, was für das Hauptgestein sicher falsch ist. Der Feldspat ist nur dort, wo er in Hohlräume hineinragt, deutlich idiomorph. Er ist ersichtlich die jüngste Ausscheidung. Gelegentlich ist er durch Glas und, wenigstens teilweise, durch Nephelin vertreten. Rinne hat diesen Nephelin nicht nachweisen können, er fehlt tatsächlich auch meistens, in einem Stück aus dem Bruchinnern konnte er aber auch chemisch nachgewiesen werden. Der Plagioklas zeigt zwei Ausbildungsformen.

1. die erste zeigt die üblichen leistenförmigen Schnitte, ist sehr wenig verzwillingt und oft in knäuel- oder pinselförmigen Aggregaten angeordnet. Die Auslöschungsschiefe ist auf (001) -10^0 bis -16^0, was etwa $Ab_{35}An_{65}$ bis $Ab_{25}An_{75}$ entspricht.

[1]) F. Sandberger, Sitz-Ber. Bayr. Akad. d. Wiss. 1873, S. 13.
[2]) Rosenbusch, Physiographie d. mass. Gest., II, 2, S. 1248, 1908.

2. Diese Generation Plagioklase ist zweifellos älter als die Krystalle der zweiten. Letztere bilden den Untergrund, in dem alle anderen Gemengteile liegen, dabei sind es aber große einheitlich auslöschende Individuen; sie bilden auch gelegentlich die Ausfüllung von kleinen Spalten, wo sie wie Pegmatite im Kleinen erscheinen. Pegmatitischen Bildungen entsprechen sie auch insofern, als sie den letzten Schmelzrest darstellen. Ihr Umriß zeigt nicht die übliche Tafelform, die Durchschnitte sind gedrungen, fast isometrisch. Der Zwillingsaufbau ist dem des Mikroklin gelegentlich recht ähnlich. Häufig sind Karlsbader Zwillinge. Die Auslöschungsschiefe ist oft zonar stark verschieden. Nach Spaltblättchen nach (001) und (010) entsprechen sie im Durchschnitt $Ab_{55}An_{45}$. Die jüngsten Plagioklase, die auf den Hohlräumen aufgewachsenen Krystalle, lassen sich davon nicht trennen. Sie stellen nur chemisch das Endglied dar. Die etwas nach (010) tafeligen Krystalle werden bei gekreuzten Nikols auf dieser Fläche häufig nicht dunkel, weil es fast durchgängig Karlsbader Zwillinge sind. Sonst sind sie wenig verzwillingt. Die Auslöschungsschiefe auf $001 = 0^0$ und auf 010 $+ 7^0$ deutet auf einen sauren Oligoklas ($Ab_{80}An_{20}$).

Das Erz ist wahrscheinlich meist Magnetit. Der Nephelin ist ziemlich frisch; er wurde nur in Stücken gefunden, die auch noch Glas enthielten. Seine Menge ist stets gering, wie das Verhalten des Gesteins gegen Säure zeigt. Glas ist dort, wo der Feldspat noch nicht völlig zur Ausscheidung kam, recht reichlich, es ist farblos und wird von Säuren nur wenig angegriffen. Neben Serpentin sind auch Carbonate häufig.

Chemisch weicht das Gestein, wie die durch das Chemische Laboratorium von Max Dittrich Nachf. in Heidelberg angefertigte Analyse zeigt, nicht sehr wesentlich von dem Hauptgestein (s. o. S. 79) ab; der auf Kosten des Al_2O_3 wachsende MgO-Gehalt macht sich in der reichlichen Glimmerbildung bemerkbar. Die Menge der Alkalien hat etwas abgenommen. Zum Vergleich sei auch die Analyse des Buchonits von Poppenhausen[1])

[1]) F. Sandberger, l. c. S. 13.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

angeführt; man sieht, daß der makroskopischen Ähnlichkeit durchaus keine chemische entspricht.

	I	II	III	IV
SiO_2	41,06	45,83	45,97	S = 48,56
TiO_2	3,08	—	2,59	A = 4,13
Al_2O_3 . . .	12,14	10,18	8,68	C = 4,55
Fe_2O_3 . . .	7,25	14,32	3,06	F = 32,46
FeO	4,99	6,42	4,67	n = 6,59
MgO	10,12	1,47	16,96	a = 2,0
CaO	10,58	8,40	12,73	c = 2,3
Na_2O	2,50	8,77	2,73	f = 15,7
K_2O	1,97	3,96	1,41	
H_2O[1]) . . .	4,56	—	—	
CO_2	0,44	0,60	0,67	
P_2O_5	1,14	—	0,54	
	99,83	99,93	100,00	

I. Gewichtsprozente.
II. Buchonit von Poppenhausen.
III. Molekülprozente zu I.
IV. Osannsche Zahlen zu I.

Kontakt am Sandstein. Der Kontakt mit dem Sandstein ähnelt, wie zu erwarten, sehr dem bei der Blauen Kuppe und beim Rosenbühl beschriebenen. Wie dort sind tonige und glimmerige Lagen völlig zusammengeschmolzen, und die Handstücke sind denen von der Blauen Kuppe zum Verwechseln ähnlich.

Auch im Schliff sind bündige Unterschiede nicht festzustellen. Neubildungen sind vor allem zahlreiche schöne und recht große Cordierite in scharfen Krystallen. Manche Schnitte nach (001) zeigen die bekannten Drillinge. Auch rhombische Augite sind sehr zahlreich, aber klein, kaum über Mikrolithengröße. Erze häufig als kleine vier- und sechsseitige Schnitte, auch als sehr lange Mikrolithen und als feinste Durchstäubung. Ein Schliff aus einem vom Kontakt etwas entfernteren Teil der Tonlagen — das Gestein ist makroskopisch jaspisartig und von glattmuscheligem Bruch — führt noch eine große Menge von feinen Nädelchen, nach Licht- und Doppelbrechung, gerader

[1]) Glühverlust.

Auslöschung und rötlicher Farbe Rutil. Auch knieförmige Zwillinge und Andeutung von Zwillingslamellen lassen sich erkennen. Der Rutil ist in den völlig zusammengeschmolzenen Tonlagen wieder verschwunden. Schon in unverändertem Gestein ist er vorhanden, dort aber mikroskopisch sehr schwer nachzuweisen; immerhin hat es den Anschein, als ob seine Menge gegenüber dem unveränderten Gestein stark zugenommen hätte.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die Basaltvorkommen der Gegend südlich von Eschwege zeigen trotz ihrer Nachbarschaft und der Gleichheit der geologischen Erscheinung, abgesehen von dem überall hohen Titangehalt, den sie mit anderen Basalten der weiteren Umgebung teilen (vergl. die erwähnte Arbeit von GRUPE und STREMME über die Bramburg), sehr beträchtliche Unterschiede in ihrer petrographischen und chemischen Zusammensetzung. Zur Veranschaulichung ist das a, c, f-Verhältnis in der bekannten Weise in einer Dreieckprojektion[1]) dargestellt (I Blaue Kuppe, II Kleine Kuppe, III Cristobalit-führendes Gestein Blaue Kuppe, IV Alpstein, Basalt, V Alpstein, Glimmer-führender Gang). Besonders auffallend sind die Abweichungen zwischen den räumlich so benachbarten Gesteinen I, II und III. Die Trennung der Basalte in zwei verschiedene Gruppen, die vielfach versucht wird, aber auch schon vielfach auf Schwierigkeiten gestoßen ist, läßt sich für das in Frage kommende Gebiet durchaus nicht durchführen, wenn nicht zweifellos eng Zusammengehörendes auseinandergerissen werden soll.

Das Nebengestein ist überall in gleicher Weise kontaktmetamorphosiert. Die Einwirkung ist fast ausschließlich eine Hitzewirkung gewesen, Stoffaustausch hat nur ganz untergeordnet stattgefunden. Charakteristisch ist die Neubildung von Cordierit, die auf den Biotitgehalt des Sandsteins zurückzuführen

[1]) Siehe Projektion von Apatit (S. 58 Anlage) Cl = a, F = c, R = f für die Gesteinsprojektion.

ist. Häufig bildet der Cordierit orientierte Pseudomorphosen nach zerstörtem Biotit.

Daneben sind auf der Blauen Kuppe und am Rosenbühl durch Pneumatolyse eine Anzahl von Mineralien entstanden: Magnetit, Cristobalit, Tridymit, Apatit u. a. Unter ihnen interessiert in erster Linie Cristobalit. Häufig ist er nach seinen Formen, insbesondere auch den zwillingsähnlichen Verwachsungen, durch Paramorphosierung von ursprünglichem Tridymit entstanden. Das geologische Vorkommen schließt eine Bildung, die sich mit den Laboratoriumsergebnissen des SiO_2-Diagramms in Einklang bringen läßt, höchstwahrscheinlich aus. Er entstand wahrscheinlich bei Temperaturen, die an der unteren Grenze des Stabilitätsgebiets von Tridymit lagen.

Auch gesteinsbildend wurde auf der Blauen Kuppe Cristobalit nachgewiesen. Die Literaturangaben über die Eigenschaften mancher Tridymite lassen den Schluß zu, daß vieles davon sich auf Cristobalit bezieht. In einigen Fällen konnte das bestätigt werden.

Die pneumatolytischen Apatite zeichnen sich durch einen ungewöhnlich hohen Gehalt an Chlor neben Fluor und Hydroxyl aus. Die Darstellung der Analysenverhältnisse der Apatite ergibt wahrscheinlich eine Mischungslücke zwischen Chlor- und Hydroxylapatiten.

Auch in dem blasigen Gestein vom Rosenbühl, das fast nur aus Plagioklas besteht, konnte neben anderen Mineralen Cristobalit nachgewiesen werden.

Der Basalt des Alpsteins wurde genauer untersucht. Er ist ein Nephelinbasalt. Ein gangförmiger Nachschub in diesem Vorkommen ist durch das Erscheinen von großen Biotiten neben Anreicherung von Plagioklasen charakterisiert.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung	284
Der Basalt der Blauen Kuppe	286
Chemische und petrographische Beschreibung	286
Gang nach der Kleinen Kuppe	290
Kleine Kuppe	291
Der Buntsandsteinkontakt	294
Petrographische und chemische Beschreibung	294
Die Temperatur des Kontakts	301
Pneumatolytische Wirkungen an der Blauen Kuppe	303
Cristobalit-führendes Gestein	303
Einzelne Minerale	308
1. Magnetit	308
2. Eisenglanz	309
3. Cristobalit	309
a) Formen	309
b) Dichte	314
c) Optisches	315
d) Umwandlungspunkt	319
e) Cristobalit von anderen Fundpunkten	320
4. Tridymit	324
5. Chalcedon	325
6. Apatit	326
7—14. Hypersthen, Augit, Feldspat, Glimmer, Titanit, Aragonit, Bergmilch, Quarz	333
Die Art der Entstehung der Kluftminerale	338
Rosenbühl	341
Petrographische Beschreibung	341
Pneumatolyse	343
Alpstein bei Sontra	344
Petrographische Beschreibung	344
Normaler Basalt	344
Gangförmiges Gestein	349
Zusammenfassung der Ergebnisse	353

Druckfertig abgeschlossen am 26. September 1919.
Druck verfügt am 9. April 1920.

Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin.[1])

Von Herrn **Richard Michael** in Berlin.

Kurz vor dem Kriege hatte ich Veranlassung, mich mit einem älteren Bohrloch zu beschäftigen, dessen Ergebnisse bisher in weiteren Kreisen nicht bekannt geworden sind, aber erhebliches Interesse besitzen. Es handelt sich um das Solquellenbohrloch Hirschgarten in der Kolonie Hirschgarten bei Cöpenick, am sogenannten Stern, 100 m nördlich von der Spree. In dem Gartengrundstück befindet sich ein Badehaus, in welchem bis zum Jahre 1907 Solbäder verabreicht wurden. Der Betrieb wurde von der Admiralsgarten-Bad-Aktiengesellschaft längere Zeit hindurch geführt. Gegenwärtig ist das Solbad Hirschgarten nicht mehr in Betrieb.

Das Bohrloch Hirschgarten ist am 20. Dezember 1888 durch die Firma Lohde, Berlin, begonnen worden; am 14. Mai 1889 hatte es eine Teufe von 285 m erreicht und gelangte nach einer Pause gegen das Ende des Jahres 1889 zum Abschluß. Das

[1]) Inzwischen hat in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft für 1917 S. 219 Herr Kurt Hoche aus dem Nachlaß des Herrn G. Schacko eingehendere Angaben über die Bohrung Hirschgarten veröffentlicht. Herr Schacko hatte nach den ihm von Herrn G. Berendt eingesandten Bohrproben die Mikrofauna bestimmt und die Schichten bis 209 m zum Tertiär, von 253—268 m zum Oberturon, die Ablagerungen aus 318 m Teufe zum Cenoman, aus 325 m zum Gault gestellt. Die ausführliche Foraminiferen- und Ostracoden-Liste umfaßt 9 Seiten. Trotz dieser Arbeit halte ich, auch der abweichenden Ergebnisse bezüglich der tieferen Schichten wegen, die Veröffentlichung meiner im Juli 1914 niedergeschriebenen kleinen Mitteilung nicht für überflüssig. Michael.

Bohrloch ist in der ausgesprochenen Absicht, Sole zu erschließen, angesetzt worden. Die Anregung zu diesem Versuch boten die in der damaligen Zeit von der Admiralsgarten-Bad-Aktiengesellschaft an mehreren Punkten im Weichbilde gemachten Solfunde, über welche seinerzeit Berendt in diesem Jahrbuch ausführlich berichtete. Im Gegensatz zu den an verschiedenen Stellen in der weiteren Umgebung Berlins angestellten Bohrversuchen hatte der Bohrversuch Hirschgarten Erfolg. Bei 328 m Teufe wurde Sole angetroffen. Die Sole fließt heute, also nach 25 jährigem Bestehen, noch artesisch aus; der Druck hat naturgemäß im Laufe der Jahre etwas nachgelassen. Zuerst soll er 2,5 bis 3 cbm in der Stunde betragen haben; jetzt entströmen rund 0,5 cbm dem Bohrloch. Die Ergiebigkeit steht naturgemäß im Zusammenhange mit dem Durchmesser des Bohrlochs, der, da man mit einer derartig großen Teufe augenscheinlich nicht gerechnet hatte, verhältnismäßig gering ist. Das Bohrloch ist bis 208 m Teufe mit 114 mm-Röhren verrohrt. Auf der Bohrlochsohle ist ein Kupferfilter von 12 m Länge mit einem Durchmesser von 65 mm eingebaut, an welchen ein gleichfalls kupfernes Aufsatzrohr von 65 mm Durchmesser und 111 m Länge aufgesetzt ist, das bis 204 m aufwärts reicht, somit etwa 4 m in das obere Rohr hinein.

Die Sole ist nach einem älteren Gutachten des Herrn Dr. Jeserich eine sehr reine Chlor-Natrium-Sole (1,509%), in welcher die Mengen von Chlor-Calcium (0,0140%) und Chlor-Magnesium (0,00406%) sowie von schwefelsaurem Kalk (0,0286%) gering sind. Hervorzuheben ist ein nicht unbeträchtlicher Gehalt des Wassers an Jod-Natrium (0,000038%) und Brom-Natrium (0,000243%). Die Quelle entspricht in ihrer chemischen Zusammensetzung den übrigen berliner Solquellen; nur ist der Gehalt an gelösten Salzen durchschnittlich etwas geringer. Die Solquelle hat im Laufe der Jahre eine wesentliche Veränderung in der Zusammensetzung nicht erfahren. Eine neuere, durch Herrn Dr. Wache ausgeführte Untersuchung ergab bei 180° einen Trockenrückstand von 16,40 g im Liter und einen Chlorgehalt von 9,92 g. Die entsprechende Ziffer für Chlor in der älteren

Analyse ist sogar etwas niedriger = 9,34018 g. Eine zweite nach einem längeren Pumpversuch vorgenommene Untersuchung ergab bei 180° einen Trockenrückstand von 16,57% und einen Chlorgehalt von 9,76.

Über die geologischen Ergebnisse der Bohrung lagen mir Aufzeichnungen der Firma Lohde über die erbohrten Schichten vor. Außerdem hatte ich die Mitteilung erhalten, daß von der Bohrung seinerzeit Proben an die Geologische Landesanstalt abgegeben worden seien. Das Bohrarchiv enthält auch ein Schichtenverzeichnis mit einigen Randbemerkungen von Berendt. Das Verzeichnis reicht aber nur bis 231 m Tiefe und enthält ferner die Bemerkung, daß die Fortsetzung des Bohrloches bis 328 m noch nicht bestimmt sei. Gerade die tieferen Schichten verleihen aber dem Bohrloch ein besonderes Interesse.

Der von Berendt aufgestellte Teil der Schichtenfolge zeigt folgendes Profil:

0— 3 m Sand
3— 14 » Sand und Grand
14— 22 » Geschiebemergel
22— 35 » Sand und Grand
35— 61 » Tonmergel mit Kalkzwischenlagerung
zwischen 46—51 und 56—57 m *Paludina diluviana*
61— 62 m sehr sandiger Mergel
62— 68 » Sande mit Braunkohle und Glimmer (umgelagertes Tertiär)
68— 91 » schwach kalkiger Sand (Diluvium)
91—147 » sehr sandiger, zum Teil kalkiger Ton (umgelagertes Tertiär)
147—155 » Spatsand und Grand
155—212 » Septarienton.

Die Bestimmung der Schichtenfolge zwischen 91 und 147 m, ebenso diejenige zwischen 155 und 212 m wird als nicht sicher hingestellt angegeben. Die Schichten werden als dh oder als Septarienton bezeichnet, während die Schichtenfolge von 212 bis 231 m abwärts lediglich die Bezeichnung Kreide (?) trägt.

Auf Grund der Proben ist zu den vorliegenden Bestimmungen meinerseits nichts zu bemerken.

Die tiefere, bisher nicht behandelte Schichtenfolge umfaßt folgende Schichten:

Kreide	1.	212—241 m	weißer mürber Kalkstein
	2.	241—241 »	rötlicher Kalkstein
	3.	242—278 »	weißer, mürber Kalkstein
	4.	278—308 »	grauer, mergliger Kalk
	5.	308—317 »	glaukonitischer Mergel
	6.	317—320 »	toniger, glaukonitischer Sand
Mittl. Buntsandstein?	7.	320—328 »	feiner, weißer kalkfreier Sand mit Kohlenpartikelchen.

Die geologischen Ergebnisse des Bohrlochs Hirschgarten sind insofern von Interesse, als wiederum ein neuer Aufschluß im vortertiären Untergrunde Groß-Berlins gewonnen worden ist.

Durch die Berliner Solquellenbohrungen, die in den marinen unteroligocänen Meeressanden unter dem Septarienton artesisch austretendes Salzwasser erschlossen haben, ist das Tertiär im Untergrunde Berlins genau bekannt geworden. Zwei Bohrungen (Hermsdorf und Reinickendorfer Str. 2a) haben unter dem Tertiär Tone der Juraformation (Lias) nachgewiesen; die Altersbestimmung der im Bohrloch Gr. Lichterfelde bisher als Eocän und Paleocän angesprochenen tiefsten Tertiärschichten ist neuerdings von Schacko zum mindesten als fraglich bezeichnet worden. In der Charlottenburger Bohrung Leibnizstraße 87 hat Gagel[1]) von 212—246 m Teufe die obersten Schichten des Kohlenkeupers von der Grenze zum Gipskeuper festgestellt. Nach den Ausführungen desselben Verfassers[2]) hat die Bohrung in Pankow, Kaiser-Friedrichstr. 21—29, wenig östlich von den beiden nachgewiesenen Lias-Vorkommen unter dem Oligocän in derselben Teufe nicht die Jura-Schichten, sondern die Kreideformation nachgewiesen, welche hier keine Sole, sondern süßes Wasser führt.

Dieselben Kreideschichten in petrographisch gleichartiger Ausbildung wie in Pankow sind nun auch in Hirschgarten in einer Mächtigkeit von mehr als 101 m erbohrt worden[2]). Auch die Höhenlage der Oberfläche der Kreideformation ist die gleiche wie im Pankower Bohrloch.

[1]) Dieses Jahrbuch für 1900, S. 168 ff.

[2]) Auf die Übereinstimmung der Bohrung Hirschgarten mit dem Pankower Bohrloch hat auch Herr Hoche hingewiesen.

Leider stößt eine genaue Horizontierung der zwischen 212 und 320 m Teufe durchteuften Kreideschichten insofern auf Schwierigkeiten, weil hier, von den zahlreichen Foraminiferen abgesehen, keine Versteinerungen gefunden wurden, deren Auftreten die Gliederung der im Bohrloch Pankow aufgefundenen Schichten erleichterte. Die Foraminiferen sind nach den freundlichen Bestimmungen des Herrn Oberlehrers Francke turone und cenomane Formen[1]). In Pankow liegen weißliche, plänerartige Kalke mit Einlagerungen von fleischroten, tonigen Kalken des Turons in einer Mächtigkeit von 36 m über einer 30 m mächtigen Schichtenfolge von hellgrauem kalkigen Ton und grünlichen sandigen Tonen, die Gagel auf Grund ihrer Fossilreste z. T. zum Cenoman stellt. Darunter folgende grünliche sandige Tone mit Phosphoriten und helle Glaukonitsande mit Fauna wurden als Gault bestimmt.

Schichten vom gleichen petrographischen Charakter, der übrigens nach Gagel in den Kreideschichten einer Bohrung in Greifswald wiederkehrt, treten nun auch in der Hirschgarten-Bohrung auf.

Aus der Schichtenfolge ergibt sich, daß die rötlichen Kalke, deren Zugehörigkeit im Pankower Bohrloch nicht genau festzustellen war, in den höheren Horizonten der Kreide vorkommen.

Das Turon liegt in Hirschgarten sicher in der von 212—242 m Teufe durchbohrten Schichtenfolge vor und wird auch noch einen Teil der unter 3. von 242—308 m Teufe angeführten weißen und grauen, mürben Kalke und Kalkmergel umfassen. Wahrscheinlich liegt seine unterste Grenze bei 278 m, wo ein Wechsel in der Färbung eintritt und graue Kalkmergel beginnen. Das Cenoman würde demnach die von 278—308 m Teufe durchbohrten Schichten umfaßen, während die von 308—317 m angetroffenen glaukonitischen Mergel und die von 317—320 m durchbohrten tonig-kalkigen, glaukonitischen Sande dem Gault zuzurechnen sind. Wenn auch die von Gagel im Pankower Bohrloch aufgefundenen Belemnitenreste fehlen, auch Phosphorite nicht gefunden wurden, so ist

[1]) Von ihrer Anführung wird mit Rücksicht auf die Veröffentlichung von Herrn Hoche Abstand genommen.

doch die petrographische Übereinstimmung beider Schichten eine ganz augenfällige.

Die Bohrung Hirschgarten ist aber tiefer in den Untergrund eingedrungen und hat von 320—328 m Teufe hellweiße, feine, kalkfreie Sande oder sehr lockeren Sandstein durchbohrt. Sie bestehen fast ausschließlich aus gerundeten und eckigen Quarzkörnern von weißer Farbe mit sehr wenig Beimengungen von gelblichen oder schwach rötlichen Quarzen, etwas Schwefelkies, vereinzelten Muscovitblättchen und Splitterchen von dunkler, fester Kohle. Im obersten Meter treten vereinzelte Glaukonitkörnchen, die augenscheinlich Nachfall aus den oberen Schichten sind, auf.

Die geologische Deutung dieser Sande ist nicht mit absoluter Bestimmtheit zu geben.

Das naheliegendste wäre vielleicht, sie noch der Kreideformation zuzurechnen und an Gault oder Wealden zu denken. Gaultsande ähnlicher Zusammensetzung sind z. B. in den Swinemünder Bohrungen festgestellt worden.

Gegen die Deutung der tiefsten bei Hirschgarten erbohrten Sande als Untere Kreide spricht der ungemein scharfe Gegensatz der weißen, kalkfreien Sande gegen die überlagernden kalkigen Glaukonitsande und Mergel des Gaults.

Auch Keuper kommt nicht in Frage, da ähnliche Sande bisher aus dem Keuper nicht bekannt sind; insbesondere enthalten die Schichtenfolgen des Keupers, sowohl in den Rüdersdorfer Bohrungen III und V wie in dem Charlottenburger Bohrloch und im Bohrloch Gr. Stroebitz VIII bei Cottbus, wo über dem Keuper von 177—334 m Teufe den Hirschgartener ähnliche Schichten der Kreideformation erbohrt wurden, keine derartigen Sande.

Dagegen muß ich auf die mehr als auffällige Übereinstimmung hinweisen, die zwischen den Hirschgartener Sanden und denjenigen Sanden besteht, die in dem Rüdersdorfer Tiefbohrloch VII, am Südwestrande von Alter Grund, am westlichen Kalkseeufer neben der Mündung des Mühlenflußes zwischen 580 und 590 m Teufe im Mittleren Buntsandstein erbohrt wurden und gleichfalls Sole führten.

Die Bohrung Hirschgarten liegt von der Bohrung Rüdersdorf VII nur 12 km in westlicher Richtung entfernt.

Ich möchte daher nicht anstehen, die Hirschgartener mürben Sandsteine bezw. Sande als Mittleren Buntsandstein anzusprechen.

Unzweifelhaft entstammen die im Untergrunde Groß-Berlins erbohrten Solen den Zechsteinsalzen; die Bohrung Hirschgarten ist demnach am weitesten in die Nähe des Zechsteins und seiner Salzlager vorgedrungen.

Druckfertig abgeschlossen am 22. Dezember 1919.
Druck verfügt am 13. April 1920.

Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. III. Über einige Originale Goepperts und neuere Funde.

Von Herrn **R. Kräusel** in Breslau.

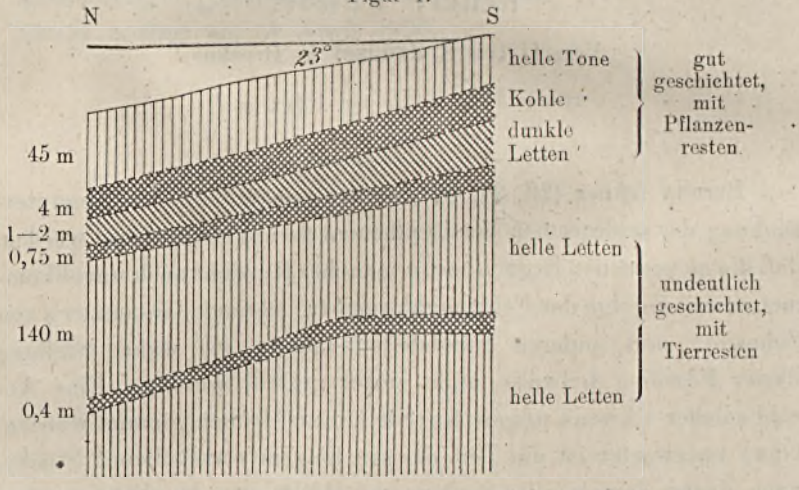
Hierzu Tafel 5—15 und 1 Textfigur.

Bereits früher (20, 21, 22) mußte gelegentlich der Neuuntersuchung der schlesischen Tertiärpflanzen darauf hingewiesen werden, daß die gewonnenen Ergebnisse in mancher Hinsicht noch unvollkommen seien. Infolge des Fehlens zahlreicher Originale GOEPPERT's von Schosnitz und anderen Fundstellen konnte die wahre Stellung dieser Fossilien teilweise nicht sicher gestellt werden. Eine Anzahl solcher »Arten« ungewisser Stellung ist früher genannt worden. Ganz unerwartet ist ein Teil der seit langem verschollenen Stücke, nach denen damals alles Suchen vergeblich war, in einem vergessenen Schrank auf dem Boden des Breslauer Geologischen Instituts zum Vorschein gekommen. Leider haben die Abdrücke, die zum Teil von GOEPPERT bestimmt, aber noch nicht für eine Veröffentlichung benutzt worden sind und von Schosnitz, Dyhernfurth, Maltsch, Striese, Dirschel, Hennersdorf, Muskau, Niederweichau, Grünberg und anderen schlesischen Fundorten stammen, durch Feuchtigkeit im Verein mit einer Jahrzehnte alten Staubschicht arg gelitten, so daß Einzelheiten nur noch mit Lupe oder gar nicht mehr kenntlich sind. Zahlreiche Samen sowie die Originale der »Pilze« der »Flora von Schosnitz« sind völlig wertlos geworden. Viele Stücke kamen daher für photographische Wiedergabe von

vornherein nicht mehr in Frage. Immerhin ist, wie gezeigt werden soll, der Gewinn für unsere Kenntnis der schlesischen Tertiärflora nicht ganz gering anzuschlagen.

Es wurde auch die Erwartung ausgesprochen, daß neue Funde gemacht werden würden. Dies hat sich bewahrheitet. Von der Preußischen Geologischen Landesanstalt erhielt ich Pflanzen von Ruppersdorf bei Strehlen und Wohlau, von Herrn Sanitätsrat Dr. P. Menzel-Dresden solche von Peruschen bei Wohlau. Für ihre bereitwillige Überlassung bin ich den Genannten zu Dank

Figur 1.



Profil des Braunkohlenflözes von Peruschen bei Wohlau.

verpflichtet, namentlich Herrn Dr. Menzel, der anfangs die Absicht hatte, die Flora von Peruschen selbst zu bearbeiten. Die Abdrücke stammen aus dem Hangenden der dortigen, zurzeit leider stillgelegten Braunkohlengrube. Über die geologischen Verhältnisse gibt die kleine mir von Menzel mitgeteilte Profilskizze Auskunft (Textfig. 1). Das Alter der Schichten wird als Miocän angesehen. Dieser Fundort ist ebenso wie die Amtsziegelei von Wohlau von Dittrich (2) genannt worden. Ich selbst habe vergeblich an beiden Orten zu sammeln versucht. Ebenso konnte ich aus den am gleichen Orte namhaft gemachten

Tongruben bei Groß-Wartenberg nichts erhalten. Die Ruppersdorfer Fossilien, die leider recht schlecht erhalten sind, liegen in einer sehr sandigen Tonschicht der Kaolingrube bei Ruppersdorf, über deren geologische Verhältnisse die Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen, Lieferung 210 (Blatt Marienau) von Behr zu vergleichen sind. Sie werden ebenfalls dem Miocän zugewiesen. Das Profil der Wohlauer gleichaltrigen Schichten ist von Dittrich gegeben worden. Die Wohlauer Reste stammen aus der 1 km östlich Wohlau, am Fuße des Kranichberges gelegenen Amtsziegelei und sind von Dr. Haake gesammelt worden.

Einige weitere Stücke von Oppatowitz in Oberschlesien, ebenfalls aus der Geologischen Landesanstalt stammend, liegen in einem feinkörnigen Ton; über die Fundstellen waren nähere geologische Einzelheiten nicht zu ermitteln. Das gleiche gilt von den übrigen Fundorten, von denen vereinzelte Stücke vorliegen.

Der letzte Fundort ist Bluschau. Die Reste liegen in einem sehr feinkörnigen, blaugrauen Tone und wurden in drei bis vier Meter Tiefe in dem bei genanntem Orte gelegenen Bahneinschnitt der Grubenanschlußbahn Annagrube-Olsau gefunden. Die Stücke werden auf den folgenden Seiten in systematischer Reihenfolge beschrieben, die Ergebnisse am Ende zusammengefaßt. Dabei war, sollten Wiederholungen vermieden werden, häufiges Zurückgreifen auf die früheren Veröffentlichungen über die Tertiärflora Schlesiens (20, 21, 22) notwendig, wie ja überhaupt vorliegender wie die früheren »Nachträge« nur als solche im engen Zusammenhang mit der ursprünglichen »Flora« gewertet und benutzt werden können. Diese durch widrige Umstände bedingte Zerreißung des Stoffes wird von niemandem mehr bedauert als dem Verfasser. Hinsichtlich der Bestimmungsmethoden sei auf das früher Gesagte verwiesen. Nur soll noch einmal betont werden, daß es — botanisch wie geologisch — zwecklos ist, gänzlich unbestimmbare Reste als *Phyllithes*- oder *Carpolithes*-»Arten« zu beschreiben. Sie mögen erwähnt und auch abgebildet werden, ihnen einen Namen zu geben, ist überflüssig und vom Übel.

Zahlreiche der beschriebenen Arten sind bereits früher genannt

worden, und da, wie gesagt, die vorliegende Arbeit nicht für sich betrachtet werden soll, konnte auf ausführliche Aufzählung der Synonyma und Literaturhinweise in der Regel verzichtet werden. Sie sind nur soweit berücksichtigt, als dies notwendig schien, um den Zusammenhang mit den früheren Arbeiten herzustellen.

Die Mehrzahl der beschriebenen Arten ist abgebildet; die Lichtbilder sind im Botanischen Laboratorium der Technischen Hochschule hergestellt worden. Für die Erlaubnis hierzu bin ich Herrn Dr. Lingelsheim zu Dank verpflichtet. Manchen wertvollen Ratschlag erhielt ich auch von den Herren Geh. Rat Prof. Dr. Pax-Breslau, Prof. Dr. Cloos-Breslau, Prof. Dr. Gothan-Berlin, Prof. Dr. Winkler-Breslau, San.-Rat Dr. Menzel-Dresden, Dr. Nagel-Berlin und Dr. Bederke-Breslau. Ihnen auch an dieser Stelle jetzt, wo die Bearbeitung der schlesischen Tertiärflora zum vorläufigen Abschluß gekommen ist, noch einmal zu danken, ist mir Bedürfnis.

Beschreibung der Pflanzenreste.

Filices.

Polypodiaceae.

Woodwardia.

Woodwardia Münsteriana (Presl et Sternb.) Kräusel.

Taf. 11, Fig. 2, 6, 7, 8; Taf. 12, Fig. 4.

1919. *Woodwardites Münsterianus* Kräusel, Nachträge Schles. Tertiärfl. I, S. 338, Taf. 17, Fig. 1—5; Taf. 20, Fig. 5; Textfig. 1.

Einige sterile Fiedern dieses Farns aus dem Basalttuff von Hennersdorf bei Jauer sind bereits beschrieben und abgebildet worden. Dagegen fehlten die von Goeppert erwähnten fertilen Sprosse, die nunmehr ebenfalls vorliegen. Sie zeigen den schon geschilderten Bau und Nervenverlauf. In der Regel weisen sie längs der Mittelnerven eine Reihe längsgestreckter Maschen auf, die mitunter, wie dies auch an den sterilen Fiedern festgestellt worden ist, allerdings etwas undeutlich ausgebildet sind (21 339, Taf. 17, Fig. 1—5; Textfig. 1). Dies bestimmte mich, zumal lediglich sterile Reste

vorlagen, zunächst, an dem alten Gattungsnamen *Woodwardites* festzuhalten. Der Bau der Sporangien tragenden Blätter lehrt aber, daß wir die Reste unzweifelhaft der Gattung *Woodwardia* zuweisen können. Die Sori sind länglich, von einander getrennt. In Ausstülpungen der Spreite eingesenkt, liegen sie zu beiden Seiten der Mittelrippe der Fiedern wie der der Fiederchen in zwei parallelen Reihen und werden völlig von dem flächenhaft ausgebreiteten Indusium bedeckt. Die Sporangien sind prachtvoll erhalten, zahlreich, gestielt, rundlich, jedoch höher als breit und mit transversalem Ringe, gehören also dem bekannten, für die Polypodiaceen charakteristischen Typus an. Ihr Durchmesser beträgt 160—200 μ. Sie enthalten zahlreiche, tetraëderförmige, 30—50 μ lange Sporen, die ebenso wie der Bau der Sporangienwandung bei Anwendung der Mazerationsmethode deutlich sichtbar wurden (Taf. 11, Fig. 8; Taf. 12, Fig. 4).

Bau und Anordnung der Sori berechtigen uns im Verein mit dem sonstigen Bau und der Nervatur, die Hennersdorfer Reste nicht nur mit Sicherheit zu *Woodwardia* zu stellen, sondern zeigen auch die enge Übereinstimmung mit *W. virginica* Sm. (+ *W. japonica* Sw.). Es dürfte kaum möglich sein, irgend einen trennenden Unterschied zwischen der lebenden und der fossilen Form zu finden, so daß es nahe liegt, beide auch spezifisch zu vereinigen. Rein praktische Gründe bestimmen mich aber, es bei der alten Artbezeichnung zu belassen. Die allein noch in Frage kommende kanarische Art *W. radicans* (L.) Sw., zu der Goeppert die Reste in Beziehung brachte, besitzt zwischen Sori und Rand stets noch mindestens eine Maschenreihe. Bei sämtlichen Jauerschen Stücken treten aber niemals mehr als zwei Maschenreihen auf, vielmehr sind die Seitenadern zwischen Rand und Sori stets frei.

Eine sterile Fieder aus dem tertiären Ton von Muskau (Lausitz) kann ebenfalls hierher gestellt werden (Taf. 11, Fig. 2). Sie ist ebenfalls ganzrandig und zeigt den gleichen Nervenverlauf. Die gleiche Platte wies neben *Büttneria*-Resten (vergleiche S. 419) noch Fiederchen eines *Pteris*-ähnlichen, aber nicht näher bestimmbaren Farns auf.

W. virginica Sm. lebt als terrestrischer Waldfarn in den Sümpfen des atlantischen Nordamerikas, wo sich sein heutiges Verbreitungsgebiet von Neuschottland bis Florida und Arkansas erstreckt. Kaum zu trennen davon ist nach Diels (1 253) die in Tonkin, Südchina und Japan heimische *W. japonica* Sw., die an den der Untersuchung zugänglichen Exemplaren allerdings stets wenn auch sehr zarte, so doch sehr deutliche, sie von *Woodwardia virginica* unterscheidende Zähnchen aufwies. Doch mögen auch ungezähnte Individuen auftreten. Das getrennte Vorkommen der gleichen Form ist offenbar als Überrest eines früher viel größeren Gebietes zu deuten. Unsere Funde lehren, daß die Art oder eine ihr äußerst nahe stehende im Tertiär auch in Europa heimisch war. Offenbar handelt es sich um eine damals weit verbreitete Pflanze.

Die früher mitgeteilte Diagnose von *Woodwardia Münsteriana* kann nunmehr durch die Charakteristik der fertilen Fiedern erweitert werden. Sie lautet jetzt:

Fiederchen letzter Ordnung breit, länglich, stumpf abgerundet, längs des Mittelnerven der Fieder einen Saum bildend, der von in einer Linie angeordneten Nerven durchlaufen wird. Von diesen ziehen andere nach dem Trennungspunkt der Fiederchen, jedesmal dreieckige Felder bildend. Nerven dichotomisch strauchartig verzweigt, ohne deutliche Mittelrippe, ein ein- bis zweireihiges Maschennetz bildend, von dem die Seitenadern parallel, unverzweigt zum ungezähnten, glatten Blattrande ziehen. Fertile Blätter von gleichem Bau, Sori in den Maschen in zwei parallelen Reihen, länglich, getrennt, eingesenkt, Indusium flächenhaft. Sporangien gestielt rundlich, mit transversalem Ringe, Durchmesser 100—200 μ; Sporen zahlreich, tetraëderförmig, 30—50 μ lang.

Ist dieser tertiäre, zu *Woodwardia* gehörende Farn auch nicht der erste sicher nachgewiesene fossile Rest dieser Gattung, so ist er doch von besonderem Interesse, weil alle bisher beschriebenen Reste zu *Woodwardia radicans* (L.) Sw. in engster Beziehung

stehen. (Vergleiche Kräusel 21 340). Vorliegende Art stellt somit eine für das europäische Tertiär neue Form dar, von der wir zudem als einziger den Bau der Sporangien und Sporen kennen. Denn auch die schönen Wedel der *Woodwardia Roessneriana* (Ung.) Heer von Radoboj und aus der Schweiz besitzen zwar Sori, doch sind die Sporangien selbst nicht beschrieben worden.

Pteris.

Pteris parschlugiana Ung.

Taf. 11, Fig. 1.

Lit. und Syn. siehe Friedrich, Tertiärfl. von Sachsen, S. 74.

Der Basalttuff von Hennersdorf enthält auch Reste eines von dem vorigen sicher verschiedenen Farnes. Leider handelt es sich um eine Anzahl ziemlich schlecht erhaltener, einzelner Fiedern, von denen die größte, der die Spitze fehlt, 4 cm lang und 15 cm breit ist. In Form und Nervatur zeigen die Blättchen völlige Übereinstimmung. Von dem deutlichen, dicken Hauptnerven gehen die eng stehenden Sekundärbündel unter sehr spitzem Winkel ab, der in etwa 2 mm Abstand vom Hauptnerven stumpfer wird, so daß ein nach unten offener, sehr seichter Bogen entsteht. An dieser Stelle, häufig aber schon an der Basis, gabeln sie sich und ziehen parallel zum Rande. Im unteren Teil des Blattes stehen sie sehr eng, nach der Spitze zu etwas weiter und sind häufig noch ein zweites, seltener auch drei Mal verzweigt. Die Ränder laufen parallel, zeigen keine Zähne, der Blattgrund ist verbreitert und schwach gebuchtet.

Goeppert hat die Reste zu *Pteris pennaeformis* Heer gestellt, von der sie sich aber durch die Nervatur sofort unterscheiden, ist doch das Hauptmerkmal der Heer'schen Art (12 I 38, Taf. XII, Fig. 1) gerade die nur einmalige Verzweigung der Sekundärnerven. Auch ist der Blattrand gezähnt. *Pteris pennaeformis* wird mit *Pteris cretica* L. verglichen, und ein Vergleich mit dieser lebenden Art lehrt sofort, daß die vorliegenden Reste mit ihr nichts zu tun haben. Dagegen herrscht völlige Übereinstimmung mit *Pteris longifolia* L., einer kosmopolitischen, in den tropischen und

warm gemäßigten Gebieten heimischen Art, die u. a. in Südeuropa und auf den Kanaren auftritt.

Fossil ist die gleiche Form zuerst von Unger aus dem Miocän von Parschlug beschrieben worden (40, Taf. 36, Fig, 6). Auch Heer gibt sie von verschiedenen oligocänen Fundorten der Schweiz an (12 I 38, Taf. XII). Friedrich betont, daß ein Teil der Heer'schen Stücke zu *Pteris pennaeformis* gehört, worin man ihm recht geben muß. Seinen Ausführungen über die Abgrenzung der beiden Arten und ihre systematische Stellung sowie die Unbestimmbarkeit von *Pteris parschlugiana* bei Ludwig (26 66, Taf. II, Fig. 3, 4), und *Pteris satyrorum* und *geniculatum* Ludwig von Salzhausen und Münzenberg ist nichts hinzuzufügen. Friedrich beschreibt die Art (6 74, Taf. 8, Fig. 7; Taf. 9, Fig. 1; 220, Taf. 29, Fig. 20, 21) aus dem sächsischen Unteroligocän in Stücken, die mit den vorliegenden völlig übereinstimmen. Da bisher fertile Reste noch nicht bekannt geworden sind, muß die systematische Stellung der Art noch zweifelhaft bleiben, denn ein ähnlicher Typus der Nervatur kommt auch bei andern Farngattungen vor, wenngleich er sicher bei *Pteris* am ausgeprägtesten ist.

Pteris erosa Lesqu. (25 53, Taf. IV, Fig. 8) aus angeblich eocänen Schichten von Colorado und Neu-Mexico (N. A.) steht der Art äußerst nahe.

Pteris oeningensis Ung.

Taf. 11, Fig. 3.

1847. *Pteris oeningensis* Unger, Chloris Protogaea, S. 124, Taf. XXXVII, Fig. 6, 7.
1855/59. » » Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 39, Taf. XII, Fig. 5; III, Taf. CXLV, Fig. 6.
1869. » » Heer, Mioc. Balt. Fl. S. 53, Taf. XV, Fig. 18.
1880. » » Heer, Fl. foss. arct. VI, S. 9, Taf. III, Fig. 1—4.
1855. *Pteris ruppensis* Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 40, Taf. XII, Fig. 7.
Pteris blechnoides Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 40, Taf. XII, Fig. 8.
?1855. *Aspidium Mayeri* Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 36, Taf XI, Fig. 2.

Auf zahlreichen Grünberger Platten finden sich Bruchstücke sehr kleiner, feiner Farnfiedern, deren letzte Fiederchen nur 4—6 mm lang sind. Das besterhaltene und abgebildete Fiederstück ist bei einer Länge von 4 cm 13 mm breit, tief gelappt,

die Fiederchen bis zum Hauptnerven frei, mit abgerundeter Basis; an kleinen Spitzenstücken die Basen der Fiedern auch verbunden. Die Fiederchen alternieren und gehen unter fast rechtem Winkel vom Hauptnerven ab, sind ganzrandig, lanzettlich abgerundet, die abgerundeten Spitzen durch weite Buchten getrennt. Die Tertiärnerven gabeln sich schon am Grunde, die vordersten sind einfach. Spitzwinklig vom deutlichen Mittelnerven ausgehend, ziehen sie mehr oder weniger parallel zum Rande.

Auch dieser Farn kann zu *Pteris* gestellt werden und ähnelt am meisten *Pteris aquilina* L., einer in Europa, Nordasien und den atlantischen Inseln weitverbreiteten Art. Fossil ist die Form zuerst von Unger beschrieben worden als *Pteris oeningensis* (40 124, Taf. XXXVII, Fig. 6, 7) aus dem Schweizer Tertiär. Heer hat sie dann daselbst von den verschiedensten, teils miocänen, teils oligocänen Fundorten nachgewiesen (12 I 39, Taf. XII, Fig. 5; III, Taf. CXLV, Fig. 6), denn seine Arten *Pteris ruppensis* (12 I 40, Taf. XII, Fig. 7) und *Pteris blechnoides* (ebenda f. 8) sind, worauf Heer schon selbst hinweist, damit zu vereinigen. Ob dies auch von *Aspidium Mayeri* Heer gilt (12 36, Taf. XI, Fig. 2), ist ohne Kenntnis des Originals nicht zu sagen.

Ganz gute Bilder gibt Heer auch an anderer Stelle (13; Taf. XV, Fig. 18; 17, Taf. III, Fig. 1—4). Danach tritt die Form also auch im Oligocän des Samlandes wie im Miocän Spitzbergens auf.

Die gleiche Art nennt Goeppert auch für Grünberg. Das Original ist leider nicht mehr vorhanden (9 27).

Hydropterides.

Salviniaceae.

Salvinia.

Salvinia Mildeana Goepp.

1919. *Salvinia Mildeana* Krausel, Pflanzen schles. Tert., S. 146.

Wenn auch schon Goeppert's Abbildungen die Zugehörigkeit dieses Wasserfarns zur Schosnitzer Flora erkennen ließen, ist es doch von Interesse, dies durch die nunmehr wiedergefundenen

Originale bestätigt zu sehen. Es liegen acht einzelne Blättchen vor, die, wenn auch leider nur sehr undeutlich, die charakteristische Nervatur der *Salvinia*-Blätter erkennen lassen. Durchweg sind die Blätter größer als die der lebenden *Salvinia natans* L. Dies scheint bei den fossilen Formen die Regel zu sein und gilt z. B. ebenso von *Salvinia cordata* Ett. (4 I 94, Taf. II, Fig. 19, 20).

Ob es tatsächlich möglich ist, nach Blattform und Größe hier verschiedene Formenkreise aufzustellen, scheint sehr fraglich, denn, wenn wir von der Größe absehen, lassen sie sich alle mit *Salvinia natans* L. vergleichen. Wir werden uns mit der Erkenntnis begnügen müssen, daß im Tertiär bis weit ins Miocän eine oder mehrere großblättrige *Salvinia*-Arten gelebt haben, die wir dann aber nach den vorliegenden Resten nicht sicher voneinander unterscheiden können.[1])

Gymnospermae.

Pinaceae.

Abietineae.

Pinus.

Pinus Thomasiana (Goepp.) E. Reichenb.

1919. *Pinus Thomasiana* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 115, Taf. 10. Fig. 29 u. 30.

Von Dirschel liegt der Hohldruck eines Kiefernzapfens vor, der im Bau der Apophyse mit den als *Pinus Thomasiana* beschriebenen Zapfen aus der Braunkohle völlig übereinstimmt. Bei der mangelhaften Erhaltung ist eine wirklich sichere Bestimmung indessen kaum möglich.

Auch ein Zapfen von Tiefenfurt bei Görlitz kann nicht näher bestimmt werden.

---

[1]) Man vergleiche die Aufzählung der fossilen *Salvinia*arten durch Florin (Florin, R., Eine Übersicht der fossilen *Salvinia*arten, Bull. Geol. Inst. Upsala XVI, 1919).

Taxodieae.

Taxodium.

Taxodium distichum miocenicum Heer.

Taf. 9, Fig. 3.

1919. *Taxodium distichum miocenicum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 104, Taf. 10, Fig. 14, 15, 17—21; Taf. 12, Fig. 23. Nachträge I, S. 352, Taf. 19, Fig. 3; Taf. 20, Fig. 6.

Hierher können einige kleine Zweigstücke von Wohlau und Maltsch gestellt werden, deren Zartheit und Blattinsertion sie deutlich von *Sequoia Langsdorfii* (Brgt.) Heer unterscheiden. Der Bau der Epidermis entspricht ganz *Taxodium distichum* (L.) Rich. In Peruschen fehlt die Form vollkommen.

Glyptostrobus.

Glyptostrobus europaeus Heer.

Taf. 7, Fig. 7; Taf. 13, Fig. 5.

1919. *Glyptostrobus europaeus* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 111, Taf. 10, Fig. 28; Taf. 11, Fig. 1; Taf. 25, Fig. 8.

Typische *Glyptostrobus*-Zapfen fehlten bisher, und auch die Bestimmung einiger steriler Zweige mit schuppenförmigen Blättern von Striese und Oppatowitz muß zweifelhaft bleiben, wenngleich die sehr gedrängte Stellung der Blättchen stärker ausgeprägt ist, als man es bei *Taxodium* beobachten kann.

Einige Zapfenreste von Peruschen sowie ein Zapfen von Wersingawe können hierhergestellt werden. Zwar sind sie nicht vollkommen erhalten, lassen aber immerhin die Form sowie den charakteristischen Bau der Schuppen erkennen. Sie sind am Grunde stumpf, verkehrt eiförmig; die Schuppen decken sich dachziegelartig und sind gegen die Basis keilförmig verschmälert. Ihr vorderer Rand ist abgerundet und die Deckschuppe deutlich seicht gefurcht, die einen kleinen hakenförmigen Fortsatz trägt. Damit gleichen die Reste völlig den von v. Ettingshausen als *Glyptostrobus bilinicus* beschriebenen Zapfen, die aber, wie bereits von verschiedenen Autoren hervorgehoben worden ist, von *Glyptostrobus europaeus* Heer nicht zu trennen sind (Taf. 13, Fig. 5).

Damit sind zum ersten Male auch die Fruchtreste dieser weitverbreiteten Tertiärpflanze für das schlesische Tertiär nachgewiesen, denn einige schlecht erhaltene Abdrücke von Damratsch können zwar der Form nach vielleicht hierher gehören, lassen aber keinerlei Einzelheiten mehr erkennen.

Die bei der Besprechung der *Widdringtonia*-Reste erwähnten kleinen Zweige gehören höchstwahrscheinlich auch zu *Glyptostrobus*, Form und Bau der Epidermis stimmen mit dem lebenden *Glyptostrobus heterophyllus* Endl. vollkommen überein. Ähnliche sterile Zweigreste mit schuppenförmigen Nadeln liegen von Oppatowitz und Striese vor, letztere zum Teil von Goeppert als *Cupressites racemosus* bezeichnet. Daß dieser mit ebensolchem Recht als zu *Glyptostrobus* gehörend angesehen werden kann, ist bereits betont worden. Die sehr gedrängte Stellung der Blättchen ist viel stärker ausgeprägt, als es bei dem lebenden *Taxodium* jemals beobachtet werden konnte.

Sequoia.

Sequoia Langsdorfii (Brgt.) Heer.

Taf. 13, Fig. 6.

1919. *Sequoia Langsdorfii* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 109, Taf. 10. Fig. 16, 22—24. Nachträge I, S. 352, Taf. 19, Fig. 1, 2; Textfig. 6.

Eine Anzahl steriler, benadelter Zweige von Peruschen fallen durch die auch bei den kleineren von ihnen recht breiten Nadeln auf, die zum Teil fast rechtwinklig abstehen, vorn abgerundet sind und in eine feine Spitze enden. Am Grunde verschmälert, laufen sie an der Insertionsstelle tief herab, zum größten Teil schräg, so daß die Zweigachse ein deutlich gekerbtes Aussehen erhält. Dadurch unterscheiden sich die Reste sofort von den im übrigen recht ähnlichen *Taxodium*-Zweigen, sie gehören vielmehr zu *Sequoia Langsdorfii* (Brgt.) Heer. Zweige der Sumpfcypresse fehlen unter den Pflanzen von Peruschen merkwürdigerweise vollkommen.

Taxodioxylon.

Taxodioxylon sequoianum Goth.

Taf. 10, Fig. 5.

1919. *Taxodioxylon sequoianum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 285, Taf. 19, Fig. 2, 4; Taf. 20, Fig. 8, 9; Taf. 23, Fig. 3; Textfig. 55—61. Nachträge II, S. 419 u. f., Taf. 30, Fig. 4, 5; Taf. 31, Fig. 1—5; Taf. 33, Fig. 1, 2, 4; Taf. 37, Fig. 1, 2.

Im Ton der Wohlauer Amtsziegelei fand sich ein Lignitstück mit schön erhaltenen Jahresringen, deren Verlauf auf einen Stamm von beträchtlichem Durchmesser schließen läßt. Er zeigt Wurzelholzbau; das Herbstholz ist nur wenige Zellagen dick, sodaß mitunter die Jahresringgrenze kaum erkennbar ist. Überall sind Harzparenchymzellen verstreut, dagegen fehlen Harzgänge mit Ausnahme eines Jahresringes. Hier finden wir im Herbstholz zahlreiche, sehr kleine, tangential gereihte Harzgänge, die ihre anormale Natur deutlich zur Schau tragen. Es liegt eine typische Wundholzbildung vor. Die radialen Hoftüpfel sind rund, stehen zerstreut in ein oder zwei Reihen. Häufige Spiralstreifung täuscht stellenweise echte Spiralverdickung vor. Die Wände der Markstrahlen sind glatt, nur selten die horizontalen schwach getüpfelt, auf dem Kreuzungsfelde stehen zwei bis vier taxodioide Tüpfel. Tangential sind sie stets einschichtig, horizontale Markstrahlen fehlen also vollkommen. Tangentialtüpfel sind vorhanden, die Querwände der Harzparenchymzellen nicht deutlich erkennbar. Wo sie sichtbar sind, sind sie glatt.

Es handelt sich um ein typisches *Taxodioxylon*, dessen spezifische Stellung durch das Auftreten der Harzgänge bestimmt wird. Wie bereits gezeigt worden ist, finden sich solche bei *Sequoia sempervirens* Endl. und dem dieser entsprechenden *Taxodioxylon sequoianum* Goth., wohin das vorliegende Fossil mit Sicherheit gestellt werden kann.

Cupressineae.

Libocedrus.

Libocedrus salicornioides (Ung.) Heer.

Taf. 10, Fig. 1, 2, 6, 7, 8, 9.

1919. *Libocedrus salicornioides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 112, Taf. 10, Fig. 26, 27. Nachträge I, S. 354, Taf. 19, Fig. 4—6; Taf. 20, Fig. 1—3; Textfig. 8.

Diese schöne, leicht kenntliche Pflanze war in wenigen Stücken schon von Schosnitz bekannt, später habe ich sie auch für Kokoschütz nachgewiesen und konnte gleichzeitig den Bau der Epidermis beschreiben. Die Kokoschützer Schuppe zeichnete sich durch ihre auffallende Größe aus. Das gilt auch für einige weitere Stücke aus dem Ton von Schosnitz, die sehr gut erhalten sind und sowohl die Form der Schuppen wie die Verzweigung sehr gut erkennen lassen. Ihre Höhe beträgt bis 19 mm. Auch hier war die Blattsubstanz erhalten; es gelang nicht nur, die Epidermis eines ganzen, 12 mm hohen und 8 mm breiten Blattes zu präparieren, sondern auch die Hauptgefäßbündel in schönster Erhaltung einzubetten (Taf. 10, Fig. 1, 2, 6—9). Drei an der Blattbasis sich vereinigende Nerven durchziehen das Blatt, wie es auch bei *Libocedrus chilensis* (Don.) Endl. der Fall ist. In anatomischer Hinsicht herrscht Übereinstimmung mit dem Kokoschützer Stück. Dies gilt auch vom Bau der Spaltöffnungen. Auch die merkwürdigen Papillen treten, allerdings seltener, auf, sie sind besonders an einigen mit Saffranin gefärbten Epidermen schön sichtbar. Sie sind auf der Oberseite, von der die Abbildungen stammen, seltener als auf der Unterseite. Je zahlreicher die Spaltöffnungen sind, die ja auf der Oberseite nur vereinzelt auftreten, um so häufiger sind auch die Papillen, daher ihre große Zahl auf den früher gegebenen Bildern. Besonders hingewiesen wurde bereits auf die eigenartig »geschlängelten« Zellwände der Epidermiszellen, die auch von den Kutikeln anderer Koniferen wie *Ammozamites gracilis* Nath. und *Baiera Münsterana* Presl beschrieben worden sind.

Es wurde bereits die Vermutung ausgesprochen, daß es sich hier um eine nachträgliche Quellungserscheinung handelt. Die vorliegenden Präparate erweisen dies als richtig. Einige von ihnen zeigen den gleichen Erhaltungszustand der sehr dicken Zellwände wie die früher beschriebenen. Andere dagegen lassen viel dünnere, mehr oder weniger glatte, deutlich getüpfelte Wände erkennen (Taf. 10, Fig. 1, 2). Der Übergang von einem zum andern ließ

sich genau verfolgen. Die Membranen werden, wohl infolge Quellung, dicker und gewellt, dies führt schließlich zu Rissen in der Oberflächenhaut, so daß sich das früher beschriebene eigenartige Bild ergibt. Diese Risse schließen sich stets eng an die Tüpfel an, das ganze ist also vielleicht eine ähnliche Erscheinung wie die Ausbildung der Spiralstreifung in den Tracheiden des Koniferenholzes, die ja auch mit den Tüpfeln in engem Zusammenhange steht. Vielleicht ist also die von Gothan beschriebene gleiche Struktur der beiden genannten, älteren Koniferen auf gleiche Ursachen zurückzuführen und nicht als charakteristisches Merkmal anzusehen.

Über die systematische Stellung dieses in vielen Tertiärablagerungen äußerst häufigen Nadelbaumes ist bereits gesprochen worden; danach stehen ihm *Libocedrus chilensis* Endl. und *L. decurrens* Torr. recht nahe, zeigen aber in der Form sowohl wie im anatomischen Bau einige Unterschiede. Auch Jablonsky (19) weist auf Ähnlichkeiten mit beiden lebenden Arten hin und schreibt dem Fossil eine Mittelstellung zu. Trotz enger Beziehung ist es aber nicht möglich, die fossile Form mit einer der lebenden Arten zu vereinigen; allein die Größe der Blätter wie der anatomische Bau der Epidermis machen dies unmöglich. Die tertiäre Form ist demnach heute ausgestorben.

Widdringtonia.

cf. Widdringtonia helvetica Heer.

Taf. 13, Fig. 1, 2, 3, 4.

1855. *Widdringtonia helvetica* Heer, Tertiärflora der Schweiz I, S. 48, Taf. XIV, Fig. 2—17.

1910. cf. » » Menzel, Pflanzenreste aus dem Posener Ton, S. 174, Taf. 12, Fig. 5, 6; Taf. 14, Fig. 1b; Taf. 15, Fig. 2, 4, 7.

Sehr häufig finden sich im Peruschener Ton die Abdrücke kleiner Zapfen. Teils sind es einzelne Zapfenschuppen, teils ganze, wohlerhaltene, geschlossene oder klaffende, 14—20 mm hohe Zapfen, die aus vier holzigen, aber verhältnismäßig schmalen Schuppen

bestehen. Mazeration ließ langgestreckte, verholzte Zellen erkennen, darunter zerstreut auch stark verdickte, getüpfelte Stereiden. Die einwärts gerichtete Schuppenspitze ist oft zu einem kleinen, spitzen Schnabel verlängert. Samen waren in den Zapfen nicht mehr kenntlich, ob einzelne isolierte Hohldrücke solcher vielleicht hierher gehören, muß dahingestellt bleiben.

Die Fruchtreste erinnern an Koniferen, unter denen *Callitris* und *Widdringtonia* recht ähnliche Zapfen besitzen. Bei der ersten Gattung sind die Schuppen auf dem Rücken gekielt; dies gilt auch von mehreren der fossilen, die Dicke der holzigen Schuppen wiederum erinnert mehr an *Widdringtonia*. Indessen fehlt ihnen ausnahmslos die kurze Stachelspitze unterhalb der Spitze. Es ist daher nicht möglich, die Reste einer bestimmten Gattung zuzuweisen.

Die gleichen Zapfen hat Menzel als cf. *Widdringtonia helvetica* Heer aus dem Posener Flammenton beschrieben (30 174, Taf. 12, Taf. 14, Taf. 15). Sie zeigen in der Tat weitgehende Übereinstimmung mit den Bildern der Schweizer Tertiärflora. Da aber Zweigreste fehlen, hält er auch eine andere Stellung der Reste für möglich. Auch in Peruschen finden sie sich stets von den Zweigen losgelöst, wenngleich auffällt, daß gerade in ihrer Nähe häufig kleine Koniferenzweige liegen, die auf den allermeisten übrigen Platten fehlen. Sie besitzen kleine, mehr oder weniger angedrückte, schuppenförmige Blätter, die oben elliptisch abgerundet sind, in spiraliger Anordnung. Sie können danach zu *Widdringtonia helvetica* gehören, sicher ist dies aber nicht. Mit Recht hebt Menzel (27 100,) hervor, daß nur sterile Ästchen, deren Nadeln in zweizähligen, dekussierten Wirteln stehen, mit Bestimmtheit als zu *Widdringtonia helvetica* gehörend angesprochen werden können, da im anderen Falle ebensogut *Glyptostrobus* in Frage kommt. Heer glaubt, daß dieser durch den Besitz gekielter Blätter ausgezeichnet ist. Danach müssen eine Anzahl der Peruschener Zweige zu dieser Gattung, deren Zapfen ebenfalls vorliegen, gestellt werden. Dem entspricht der an *Taxodium* gemahnende Bau der Epidermis. *Widdringtonia cupressoides* Endl besitzt ganz

anders gebaute Nadeln mit zahlreichen geraden Reihen sehr kleiner Spaltöffnungen, die vielmehr an *Taxaceen* anklingen.

Vorsichtige Bestimmung muß also auch hier bei der Zuweisung der Zapfen zu *Widdringtonia helvetica* Heer einen gewissen Vorbehalt machen, wenngleich ich überzeugt bin, daß sie berechtigt ist, wie u. a. der innere Bau der Zapfenschuppen lehrt. Dagegen scheint es nicht richtig, dann die tertiäre *Widdringtonia* mit irgend einer lebenden Form zu identifizieren; es ist richtiger, sie als heut ausgestorbene Mittelform anzusehen, die Beziehungen zu verschiedenen lebenden Pflanzen aufweist. Am nächsten steht ihr allerdings *Widdringtonia cupressoides* Endl. aus Südafrika[1]).

Monokotyledonae.

Bestimmbare Monokotyledonenreste liegen nicht vor. Hierunter fällt auch das Original von Goeppert's *Caulinites laevis* von Striese. Vermutlich gehört das Bruchstück zu *Amesoneuron Noeggerathiae* Goepp., eine Pflanze, die sich fast auf jedem der zahlreichen Platten von Striese und Wersingawe im Verein mit *Büttneria aequalifolia* (Goepp.) Fr. Mey. findet. Auch auf einigen Platten von Grünberg und Niederweichau treten ähnliche Abdrücke im Verein mit monokotylen Blattresten auf, unter denen die vom letztgenannten Orte durch ihre Größe auffallen. Sie sind über 10 cm breit und werden von sehr feinen und zahlreichen parallelen, gleichstarken Nerven, etwa drei bis fünf auf den mm, durchzogen. Stärkere Nerven wie bei *Amesoneuron* sowie Queranastomosen fehlen (Taf. 11, Fig. 5).

Über die systematische Stellung der Reste kann nichts Sicheres gesagt werden. Wenn vermutungsweise behauptet wird, daß es

[1]) Man vergleiche hierzu wie bezüglich der systematischen Stellung und der Benennung der übrigen, hier behandelten Koniferenreste die neusten Ausführungen Sewards (Seward, A. C., Fossil Plants IV, Ginkgoales, Coniferales, Gnetales, Cambridge, 1919). Sie waren mir erst zugänglich, als die vorliegende Arbeit bereits im Druck war, so daß eine eingehendere Berücksichtigung und Stellungnahme dazu nicht mehr möglich war.

sich vielleicht auch hier um einen Palmenrest handelt, so stützt sich dies auf folgende Eigentümlichkeit. Die Blätter weisen an verschiedenen Stellen unregelmäßige Risse und Höcker auf, wie sie in ganz ähnlicher Weise auch an alten, absterbenden, zerfaserten Palmenblättern durch Zerreißen der Blattbündel verursacht werden. Doch findet sich die gleiche Erscheinung wohl auch in anderen Pflanzengruppen.

Ähnliche parallelnervige Blattreste sind häufig und unter den verschiedensten Namen beschrieben worden; es hieße aber ein müßiges Beginnen, hier »*Synonyma*« aufsuchen zu wollen.

Dikotyledonae.

Salicaceae.

Salix.

Salix varians Goepp.

Taf. 5, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 8.

1919. *Salix varians* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 150, Taf. 13, Fig. 1, 4, 5, 8, 12, 14, 15.
1859. *Salix Lavateri* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 28, Taf. LXVI, Fig. 1—12.
1859. *Salix Hartigi* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 29, Taf. LXVI, Fig. 13.
1859. *Salix cordato-lanceolata* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 30, Taf. LXVIII, Fig. 5.
?1859. *Salix macrophylla* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, S. 29, Taf. LVII.

Als *Salix varians* konnten eine ganze Reihe Goeppert'scher Weidenarten von Schosnitz zu einem stark variierenden Formenkreis zusammengefaßt werden, die durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind. Die gleichen Blattformen finden wir bei *Salix fragilis* L. und *Salix triandra* L., ohne daß damit die Identität des tertiären Formenkreises mit einer dieser beiden behauptet werden soll, worauf bereits früher hingewiesen worden ist. Es liegen nunmehr eine Reihe weiterer Weidenblätter vor, die die Variabilität dieses Formenkreises erneut beweisen. Sie sind zum Teil von Goeppert ursprünglich als *Salix varians* bezeichnet, dann aber von ihm unter dem Einfluß der Heer'schen Arbeiten mit gewissen Arten dieses Autors aus dem Schweizer Tertiär vereinigt worden.

So hat Goeppert das auf Taf. 8, Fig. 8 abgebildete Blatt als *Salix angusta* A. Br. bezeichnet. Die von Heer (12 II 30, Taf. LXIX, Fig. 1—11) unter diesem Namen beschriebenen Schweizer Blätter gehören aber den ganzrandigen Weiden an und sind, wie dargelegt worden ist, mit *Salix longa* A. Br. zu vereinigen. Unser Blatt besitzt dagegen einen sehr fein gezähnten Blattrand, eine lange Spitze und breite, abgerundete Basis; die Nervatur ist die der *Salix varians*. Damit herrscht völlige Übereinstimmung mit Heer's *Salix Lavateri* (12 II 28, Taf. LXVI, Fig. 1—12), von der schon Heer zugibt, daß sie kaum von *Salix varians* zu trennen ist. Als einzige Unterschiede nennt Heer die fast parallelen Blattseiten und die geringe Breite der Blätter. Beide Merkmale sind wertlos; man findet solche Formen nicht nur bei *Salix triandra* und *fragilis* sondern auch unter den Schosnitzer Weiden gemeinsam mit breiteren Blättern und allen möglichen Zwischenstufen.

In einigen weiteren Blättern vom gleichen Orte hat Goeppert ganz richtig Heer's *Salix Hartigi* (12 29, Taf. LXVI, Fig. 13), *Salix cordato-lanceolata* A. Br. (12 30, Taf. LXVIII, Fig. 5) und *macrophylla* (12 29, Taf. LVII) erkannt. Die erste soll von *Salix Lavateri* Heer nur durch den Mangel einer langen Spitze, die zweite durch die Ausbuchtung des Blattgrundes getrennt sein, zwei Merkmale, deren Bedeutung Heer selbst nicht für sehr groß hält. Für beide Formen gilt das oben Gesagte.

Salix macrophylla Heer schließlich unterscheidet sich von typischen Blättern der *Salix varians* Goepp. lediglich durch die Größe. In der Tat ist kaum einzusehen, wodurch ein »kleines« *macrophylla*-Blatt von einem »großen« *Wimmeriana*-Blatt getrennt werden soll. Das ist schlechterdings unmöglich. Beide stellen nur verschieden große Blätter von im übrigen völlig gleichem Bau und gleicher Form dar. Demnach ist es vielleicht angebracht, *Salix macrophylla* Heer als besondere Form, wenn man will, als Unterform der *varians*-Gruppe beizubehalten, in der die größten Blätter dieser Art unterzubringen sind. Man wird hierzu besonders dadurch berechtigt, daß bei den mit *Salix varians* Goepp. ver-

glichenen lebenden Weiden wie allerdings, soweit das zugängliche Material beurteilen läßt, auch allen übrigen rezenten Arten derartig große Blätter nicht vorkommen. Die größte, bei *Salix triandra* L. beobachtete Länge betrug 28 cm. *Salix macrophylla* Heer ist danach wahrscheinlich eine ausgestorbene Form. Das gilt aber vielleicht auch für *Salix varians* Goepp., wenigstens lassen die Blütenverhältnisse der tertiären Weiden, soweit sie bekannt sind, diese Annahme zu. Die Frage, ob *Salix macrophylla* und *Salix varians* eine oder mehrere Arten in botanischem Sinne darstellen oder nicht, ist daher nicht zu lösen, so lange wir über ihren Blütenbau nichts wissen.

Auch auf einigen Platten von Striese finden sich 16—24 cm messende Weidenblätter, die man zu *Salix macrophylla* oder *Salix varians* stellen kann. Von Goeppert sind sie als *Salix Wimmeriana* bezeichnet worden und zwar vor dem Erscheinen der Tertiärflora der Schweiz. Später hat er ganz gleiche Blätter als *Salix macrophylla* angesprochen. Daraus geht die Unmöglichkeit, beide »Arten« gegeneinander abzugrenzen, klar hervor.

Unter den Ruppersdorfer Fossilien ist die Gattung *Salix* durch zwei Blätter vertreten, die im Bau eng übereinstimmen. Nur das eine ist besser erhalten (Taf. 5, Fig. 3). Es stellt ein 4 cm langes, schmal lanzettliches Blatt dar, das sich nach beiden Seiten allmählich verschmälert, und wird von einem kräftigen, sanft gebogenen Mittelnerv durchzogen. Die Basis ist schmal, kaum gerundet, stumpf, keilförmig, die Spitze abgebrochen. Die zahlreichen Sekundärnerven stehen dicht, genähert, wechselständig und ziehen bogenförmig zum Rande, wo sie camptodrom enden. Die unteren sind steiler und auch länger, dem Rande fast parallel. Zuweilen treten auch verkürzte Sekundärnerven auf. Die sehr zarten Tertiärnerven bilden bogenförmige Queranastomosen zwischen den Sekundärbündeln. Der Blattrand ist leider nur unvollkommen erhalten, er scheint aber engstehende, kleine Zähne zu besitzen. Damit stimmen sie ganz mit *Salix acutissima* Goepp. überein, gehören demnach auch in den Formenkreis der *Salix varians*.

Hierher gehört wahrscheinlich auch ein als *Quercus elongata* Goepp. bezeichnetes Blatt von Striese.

Salix longa A. Br.

Taf. 8, Fig. 1, 3.

1919. *Salix longa* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 153, Taf. 13, Fig. 2, 6, 13, 16.
1852. *Salix linearifolia* Goeppert, Fl. v. Schosnitz, S. 27, Taf. XX, Fig. 6, 7.
1919. » » Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 153.

Abgrenzung und Charakteristik des hier als *Salix longa* A. Br. bezeichneten Formenkreises ist bereits behandelt worden. Goeppert hat ein Schosnitzer, 50 mm langes und 7 mm breites, ganzrandiges Blatt als *Salix angustissima* bezeichnet (Taf. 8, Fig. 3), das von den kleinen Blättern der *Salix longa* nicht zu unterscheiden ist. Von *Salix angusta* in dem angegebenen eingeschränkten Umfange unterscheidet es sich durch die steil aufsteigenden, bogenförmigen Sekundärnerven.

Das gleiche Merkmal zeichnet *Salix linearifolia* Goepp. aus. Diese wurde von Goeppert mit *Salix Humboldtiana* Willd. in Verbindung gebracht, was angesichts des Baues sämtlicher von Schosnitz vorliegender Blütenreste und nach Goeppert's Abbildung recht gut möglich schien. Die Art ist daher zunächst beibehalten worden (20 153). Das von Goeppert abgebildete Original (8, Taf. XX, Fig. 6, 7; hier Taf. 8, Fig. 1) sowie ein zweites Stück liegen nunmehr vor. Da zeigt sich zunächst, daß das Bild ungenau, weil aus Druck und Gegendruck kombiniert, ist. In Wahrheit laufen die Sekundärnerven viel steiler bogenförmig, als es die Abbildung zeigt, in der die Zuspitzung des Blattes stark übertrieben ist. Der Zeichner hat übersehen, daß die Gestalt hier durch teilweises Zusammenklappen des Blattes bedingt ist. Auch ist der Rand des Originals nicht gezähnt, sondern völlig glatt. Damit gleicht der Abbdruck völlig kleinen Blättern der *Salix longifolia* Mühlb. und kann somit zu *Salix longa* A. Br. gestellt werden.

Das zweite von Goeppert selbst als *Salix linearifolia* bestimmte Blatt (Taf. 8, Fig. 7) ist von dem ersten sicher verschieden. Leider ist es ziemlich schlecht erhalten, deutlich erkennt man die feinen Zähne des Randes. *Salix Humboldtiana* besitzt in der Tat ähnliche Blätter. Dennoch wäre es falsch, einzig auf dieses eine, mangelhaft erhaltene Fossil eine eigne Art begründen

zu wollen. Auch die etwas breitere Gestalt gibt zu denken; es kann sich ebensogut um ein junges Blatt der *Salix varians* handeln. Es ist als unsicher von der Bestimmung auszuschließen.

Daraus folgt, daß *Salix linearifolia* Goepp. als Art aus der Tertiärflora Schlesiens zu streichen ist.

Populus.

Populus balsamoides Goepp.

Taf. 5, Fig. 5.

1919. *Populus balsamoides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 157, Taf. 14, Fig. 17, 19; Taf. 16, Fig. 15.

Ein sehr unvollkommen erhaltenes, aber bestimmbares Blatt mit fast glattem, an einer Stelle mit groben Zähnen besetztem Rande liegt von Ruppersdorf vor. Der gerade Hauptnerv ist sehr breit; von ihm entspringen in großen Abständen und nach oben zu steiler werdenden Winkeln die wechselständigen Sekundärnerven, die, gerade oder nach dem Ende zu nach oben gebogen, sich vor dem Rande teilen und anastomosieren.

Dieses große, rundliche Blatt stimmt völlig mit Goeppert's *Populus balsamoides* überein; man vergleiche es namentlich mit Taf. XVI, Fig. 5 der Flora von Schosnitz.

Die Originalstücke von *Populites platyphyllos* Goepp. aus Striese lehren, daß die früher erfolgte Vereinigung mit *Populus balsamoides* Goepp. zu Recht besteht.

Populus crenata Kräusel.

Taf. 9, Fig. 7.

1919. *Populus crenata* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 159, Taf. 14, Fig. 18.

In dem Verlauf der Blattnerven stimmen mit dem vorigen einige Wohlauer Blätter überein, unterscheiden sich jedoch im übrigen davon schon durch ihre Form. So hoch wie breit (60 × 55 mm), im ganzen von rundlicher Gestalt, weisen sie einen gebuchteten, stumpflich gezähnten Rand auf, zu dem von dem geraden Mittelnerv alternierende, fast gegenständige, gerade, steile Sekundärnerven hinziehen. Die untersten entspringen unter spitzem Winkel an der Basis, sind im oberen Teil aufwärts gebogen und

entsenden nach außen ganz entsprechende Tertiärnerven, die sich wie die Sekundärbündel am Rande in Nervillen auflösen und camptodrom verbunden sind. Dazwischen verlaufen mehr oder weniger gerade Queranastomosen, ein feines Nervillennetz einschließend. Die Spitze fehlt dem Blatt, dessen unterster Teil umgeschlagen ist.

Diese Blattform, der wir bei der lebenden *Populus tremula* L. begegnen, ist als *Populus crenata* Ung. bereits für das schlesische Tertiär nachgewiesen worden.

Myricaceae.

Myrica.

Myrica sp.

Taf. 7, Fig. 10.

1919. Kräusel, Pflanzen schles. Tert, S. 176; Nachträge I, S. 357.

Zu dieser Gattung rechnet Goeppert außer einem Blütenkätzchen und zwei Früchtchen eine Anzahl Blätter, unter denen er fünf Arten unterscheiden zu können glaubte. Allerdings bezeichnete er sie selbst schon als zum Teil recht zweifelhaft. Seine *Myrica*arten gehören zu denjenigen Resten der Schosnitzer Flora, über die angesichts des Fehlens der Originalstücke mit Ausnahme von *Myrica salicifolia* Goepp. kein sicheres Urteil möglich war. Daß die Gattung in Schosnitz aber dennoch vertreten ist, konnte allerdings nachgewiesen werden, da wenigstens die eine kleine Frucht und vielleicht auch ein Blütenstand als hierher gehörend erkannt wurden.

Ein Teil der Originale liegt nunmehr vor, darunter das größere, zu *Myrica salicifolia* Goepp. gestellte Blatt. Schon Goeppert's Abbildung (8 Taf. XXVI, Fig. 26) ermöglicht es zu erkennen, daß wir es hier mit *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menzel zu tun haben. Wir kommen darauf noch zurück (vergl. Seite 392). Dies gilt aber nicht von einem zweiten, ebenfalls von Goeppert selbst bestimmten, aber nicht abgebildeten Abdruck. Das Blatt ist ganzrandig (Taf. 7, Fig. 10), breit lanzettlich, mit spitz abgerundeter, verschmälerter Basis und scheint sich nach vorne allmählich

weidenblattähnlich zuzuspitzen. Die Spitze ist nicht erhalten; das 10 mm breite Bruchstück ist 23 mm lang und wird von einem sehr kräftigen Mittelnerven durchzogen, von dem engstehende, alternierende oder fast opponierte, stark aufwärts gekrümmte Sekundärnerven zum Rande ziehen. Dicht vor dem Rande sind sie bogenförmig anastomosierend. Verkürzte, dann mit den Tertiärnerven verbundene Sekundärnerven sind nicht selten. Die mehr oder weniger geraden, fast senkrecht abzweigenden tertiären Nerven schließen ein feines Nervillennetz ein, dessen scharfe Ausbildung wie die übrige Erhaltung auf eine lederartige Beschaffenheit des Blattes schließen lassen.

Dieser Blattbau ist in der Tat recht *Myrica*-ähnlich, wenngleich die Durchsicht des zur Verfügung stehenden rezenten Materials keine Art ergab, mit der das vorliegende Fossil identifiziert werden könnte. Am ehesten käme ein Vergleich mit der abessinischen *Myrica salicifolia* Hochst. in Frage. Das Blatt ist auch viel zu unvollkommen erhalten, um darauf eine Art begründen zu können, es wird daher am besten als *Myrica* sp. bezeichnet.

Das Originalstück von *Myrica subintegra* Goepp. gehört zu denjenigen Abdrücken, die durch Staub und Feuchtigkeit fast unkenntlich geworden sind (Taf. 7, Fig. 8) und weniger erkennen lassen, als Goeppert's Zeichnung bietet. Nicht einmal der Verlauf der Sekundärnerven am Rande ist noch sichtbar. Dies ist um so bedauerlicher, als die äußere Form des Blattes, (starke Verschmälerung nach beiden Seiten, scharfe, geschwungene Spitze, Anordnung und Entfernung der Sekundärnerven sowie die kaum angedeutete Zähnung des Randes) zu einem Vergleich mit der ostasiatischen *Myrica Nagi* Thunb. herausfordern. Angesichts der schlechten Erhaltung ist das Blatt aber von jeglicher Bestimmung auszuschließen.

Das gilt aus den gleichen Ursachen von *Myrica subcordata* Goepp., deren kleine Blättchen an *Myrica cordifolia* L. erinnern.

Die Zeichnung, die Goeppert von seiner *Myrica rugosa* gegeben hat (8 9, Taf. XIV, Fig. 27), entspricht dem Original. Die systematische Stellung des Abdruckes ist nicht anzugeben; es kann

sich ebensogut um ein Juglandaceen- oder *Rhododendron*-Blatt handeln.

Von *Myrica carpinifolia* bildet Goeppert zwei Blättchen ab (8 9, Taf. XIV, Fig. 29, 30), von denen das größere mit *Myrica salicifolia* Hochst. verglichen werden könnte, mit der Form, Blattgrund und Nervatur (unvollkommene Camptodromie der Sekundärnerven, von denen manche in den Zähnen enden) ganz gut übereinstimmen. Da das Original aber nicht mehr vorhanden ist, ist eine einigermaßen sichere Entscheidung nicht möglich. Das zweite, vom Zeichner nicht ganz richtig dargestellte kleine Blättchen dagegen ist im Original noch vorhanden und gehört wohl wie *Myrica salicifolia* Goepp. einer Juglandacee an.

Keine der Goeppert'schen *Myrica*-Arten kann demnach als wirklich sicher begründet angesehen werden, wenngleich einige der Blätter vielleicht hierher gehören.

Juglandaceae.

Juglans.

Juglans acuminata A. Br.

Taf. 5, Fig. 1.

1919. *Juglans acuminata* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 161, Taf. 25, Fig. 2, 6. Nachträge I, S. 361, Taf. 21, Fig. 9, 10; Taf. 22, Fig. 2, 3.

Von Schosnitz ist dieser Formenkreis bereits früher nachgewiesen worden. Es fanden sich noch zahlreiche weitere, hierher gehörende Blätter. Auch *Pirus ovalifolia* und *Pirus truncata* Goepp. (8 9, Taf. XXVI, Fig. 4, 5) dürften wohl hierher gehören. Die Figuren der Schosnitzer Flora sind nicht ganz genau; beide Blätter sind oben abgebrochen und spitzen sich wohl allmählich zu. Die kamptodromen, bogenförmigen Sekundärnerven sind zwar nicht so steil, wie es in der Regel bei *Juglans regia* L. zu beobachten ist. Doch sind sie hier recht variabel, und Blätter mit einer den fossilen entsprechenden Nervatur lassen sich unschwer an jedem Walnußbaum nachweisen.

Unter den Ruppersdorfer Fossilien finden sich mehrere Stücke, die nach der Art der Nervatur übereinstimmen. Leider sind keine

völlig erhaltenen Blätter darunter. Das beste Stück ist schwach vergrößert abgebildet worden. Es handelt sich um das 4 cm hohe Bruchstück eines mittelgroßen, ganzrandigen Blattes mit sich bogig verjüngender, schwach unsymmetrischer Basis. Von dem geraden, kräftigen Mittelnerv entspringen unter wenig steilem Winkel und mehr oder weniger eng stehend die wechselständigen Sekundärnerven, die nach dem Rande zu steiler werden und in geringem Abstande vom Rande bogenförmig anastomosieren. In der Regel vereint sich der Sekundärnerv mit einem unteren Seitenzweig des nächsthöheren. Die Tertiärnerven bilden ein feines Maschennetz. Das Bruchstück ist in der Mitte am breitesten, von da verschmälert es sich allmählich, nach oben langsamer als nach unten.

Die vorliegenden Blättchen zeigen im ganzen alle den gleichen Bau, wenn sie auch mitunter in Zahl und Dichte der Sekundärbündel abweichen. Gelegentlich wurde auch Gabelung des Sekundärnerven in zwei gleichwertige Zweige beobachtet. Auf diese Unterschiede ist aber kein Gewicht zu legen, da sie sich bei *Juglans regia* L., mit deren Blättern die Reste verglichen werden können, ebenfalls finden. Der dieser Art ensprechende tertiäre Formenkreis ist *Juglans acuminata* A. Br.

Juglans Sieboldiana Max. fossilis Nath.

Taf. 14, Fig. 3.

Lit. siehe Menzel, Flora der Senftenberger Braunkohle, S. 23.

Unter den von Peruschen stammenden Fossilien sind Juglandaceenblätter recht häufig. Ein nur im unteren Teile erhaltenes Blatt ist verkehrt eiförmig, sich aus keilförmiger Basis verbreiternd. Die größte Breite von 6 cm wird sehr bald erreicht, offenbar schon vor der Mitte. Der Blattrand ist scharf gezähnt, der Mittelnerv stark, sich schnell verjüngend, mit wechselständigen, fast opponierten Sekundärnerven besetzt, die im unteren Teil unter fast rechtem, im oberen unter spitzerem Winkel entspringen. Mehr oder weniger gerade, biegen sie sich vor dem Rande aufwärts, verzweigen sich hier gabelförmig und sind kamptodrom verbunden. Auf der Außenseite der Bogen tritt eine zweite Reihe feiner

Schlingen auf, deren kleine Seitenäste in die Randzähne eintreten. Die Tertiärnerven entspringen unter fast senkrechtem Winkel, sind mehr oder weniger geschwungen oder gegabelt und enthalten ein feines, polygonales Maschennetz.

Die Blattform weist auf ein Fiederendblättchen hin. Völlige Übereinstimmung herrscht mit *Juglans cinera* L., noch mehr aber mit *Juglans Sieboldiana* Max. Bei *Pterocarya*, welche Gattung höchstens noch in Frage käme, sind die Blätter schlanker. Demnach können die Blätter mit *Juglans Sieboldiana* Max. *fossilis* Nath. aus dem Tertiär von Mogi vereinigt werden, welchen Formenkreis Menzel auch für Senftenberg nachgewiesen hat. Sein Blatt (29, Taf. VIII, Fig. 1) stimmt mit dem vorliegenden Abdruck von Peruschen völlig überein.

Auch einige kleinere, seitenständige Fiederblättchen gehören hierher und sind mit Menzel's übrigen Blättern (29, Taf. I, Fig. 17, 20, Taf. XX, Fig. 3a, Taf. VIII, Fig. 2, 3) zu vereinigen.

Carya.

Carya serraefolia (Goepp.) Kräusel.

Taf. 5, Fig. 2.

1852. *Quercus serraefolia* Goeppert, Fl. v. Schosnitz, S. 17, Taf. V, Fig. 14.
1852. *Salix lingulata* Goeppert, Fl. v. Schosnitz, S. 27, nur Taf. XIII, Fig. 16, 18.
1906. *Prunus sambucifolia* Menzel, Fl. v. Senftenberg, S. 83, z. T.
1919. » » Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 167, z. T.

Das 4,5 cm hohe Stück stellt den mittleren Teil eines länglichen, nach unten sich allmählich verschmälernden Blattes dar, mit in der Mitte fast parallelen Rändern, das von einem geraden Mittelnerven durchzogen wird. Der Verlauf der Ränder läßt darauf schließen, daß die Basis wenig asymmetrisch gewesen ist. Die unteren Sekundärnerven sind fast gegenständig, die oberen wechselständig. Sie entspringen unter fast rechten Winkeln (die unteren etwas steiler) und ziehen bogenförmig zum Rande, sich zuweilen in zwei gleichwertige Äste spaltend, um hier craspedodrom in scharfen, aufwärts gerichteten Zähnen zu enden. Im letzten Drittel entsenden sie nach unten 3—4 horizontal bogenförmige Tertiärnerven, die in den gleich stark ausgebildeten Zwischen-

zähnen enden. Haupt- und Sekundärnerven sind untereinander durch zahlreiche bogenförmige oder gerade Queranastomosen verbunden.

Dieser Bau erinnert auf den ersten Blick an Juglandaceen. Unter diesen besitzt *Juglans* camptodrome Nerven, kommt daher nicht in Frage. Das gleiche gilt für *Pterocarya*, wenngleich wohl manche der als *Pterocarya denticulata* (O. Web.) Heer und *P. castaneaefolia* (Goepp.) Menzel beschriebenen fossilen Blätter unserem Fossil recht nahe stehen. Die Blätter der bekannten *Pterocarya*arten besitzen durchweg camptodrome Nerven, die zudem weniger eng stehen und nach dem Rand zu viel steiler aufsteigen, auch sind sie, da die Blätter meist stärker asymmetrisch gebaut sind, in beiden Blatthälften verschieden steil. Diese Merkmale fehlen dagegen bei *Carya*, deren Blätter stets craspedodrome Nerven besitzen. Sieht man die Blätter der lebenden *Carya*arten durch, so ergibt sich in allen Einzelheiten völlige Übereinstimmung mit *Carya olivaeformis* Nutt.

Fossile *Carya*arten sind häufig beschrieben worden, von denen *Carya elaenoides* (Ung.) Heer mit *C. olivaeformis* Nutt. verglichen wird. In der üblichen Weise werden unter diesem Namen Blätter und Samen vereint, ohne daß der Beweis der Zusammengehörigkeit mit Sicherheit erbracht wäre. Uns sollen hier nur die Blätter beschäftigen. Auch nach Nagel (31, 11, 10) besteht die Beziehung zu *C. olivaeformis* zu Recht. Dem kann ich nicht beistimmen. *C. elaenoides* ist ein sehr charakteristischer Blattypus mit, wie schon Heer ausdrücklich hervorhebt, wenigen, weit auseinander stehenden, großen Zähnen. Ein umfangreiches lebendes und Herbarmaterial von *Carya olivaeformis* wurde daraufhin untersucht, niemals konnte aber ein entsprechendes Verhalten beobachtet werden. Der Vergleich der zu *Carya elaenoides* (Ung.) Heer gestellten Blätter mit *C. olivaeformis* Nutt. ist daher zurückzuweisen. Diese Art besitzt stets zahlreiche, eng stehende, gleichmäßig ausgebildete Zähne, die von den Sekundär- bezw. Tertiärnerven versorgt werden, stimmt also ganz mit unserem Fossil überein. Auch unter den Schosnitzer Fossilien ist dieser Blattypus vertreten. Goeppert's *Quercus serraefolia* (8, 17, Taf. V, Fig. 14)

zeigt eine überraschende Ähnlichkeit damit. Das Original konnte untersucht werden und erwies sich mit dem Ruppersdorfer Fossil als völlig übereinstimmend. Ich vereinige daher beide Blätter als *Carya serraefolia* (Goepp.) Kräusel.

Menzel (29, 83, Taf. IX, Fig. 14) hat das Schosnitzer Blatt mit *Prunus sambucifolia* vereinigt, welche Ansicht so lange als richtig anerkannt werden mußte, als das Original nicht geprüft werden konnte. Beschreibung und Abbildung des Senftenberger Blattes lehren indessen, daß hier ein ganz anderer Blattypus vorliegt, der lanzettlich elliptisch ist und anastomosierende Sekundärnerven besitzt. Von den so gebildeten Schlingenbögen treten schräg aufwärts strebende Ästchen in die Randzähne ein. Menzel's Ansicht erklärt sich daraus, daß ihm das Schosnitzer Original nicht vorlag. Das nicht ganz richtig gezeichnete Bild (8, Taf. V, Fig. 14) stimmt in der Tat in Gestalt und Nervatur (wenigstens rechts) mit seinem *Prunus*-Blatte ganz gut überein. Es ist dies wiederum ein Beweis, zu welchen Irrtümern man gelangen muß, wenn man bei der Beurteilung älterer Arten allein auf die nicht immer korrekten Abbildungen angewiesen ist, und wie notwendig eine kritische Neubearbeitung der alten Floren an Hand der Originalstücke ist! Das Originalstück, dessen schlechte Erhaltung eine photographische Wiedergabe unmöglich macht, ließ immer noch erkennen, daß die vom Zeichner gegebene Darstellung unrichtig ist. Der untere Blattrand ist nicht erhalten, das Blatt besitzt keine elliptische Basis. Der Gegendruck lehrte, daß das Blatt im oberen Teil viel breiter ist, von lanzettlich-elliptischer Form mithin nicht die Rede sein kann. Die Nervatur der rechten Hälfte ist kaum sichtbar, es scheint aber, daß die Sekundärnerven in den Zähnen enden, wie dies auf der anderen Seite deutlich der Fall ist. Das gleiche gilt von den mehr oder weniger horizontalen oder nach unten gebogenen Tertiärnerven.

Mit *Prunus sambucifolia* Menzel kann dieses ganz anders gebaute Blatt nicht vereinigt werden, dessen Bau mit dem hier beschriebenen *Carya*-Blatt völlig übereinstimmt. Ohne Bedenken können daher beide vereinigt werden.

Danach ergibt sich von selbst die Berichtigung der früher bei *Prunus sambucifolia* Menzel gemachten Angaben.

Salix lingulata Goepp. ist von allen späteren Untersuchern (Menzel 29, Meyer 20) zu *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) gestellt worden. Originalstücke lehren indessen, daß einige davon, darunter Goeppert's Taf. XIII, Fig. 16 und 18, vielmehr zu *Carya serraefolia* zu stellen sind, mit der sie im charakteristischen Nervenverlauf übereinstimmen. Dieser ist auf den Bildern nur recht unvollkommen wiedergegeben.

Pterocarya.

Pterocarya castaneaefolia (Goepp.) Menzel.

Taf. 7, Fig. 4, 9; Taf. 14, Fig. 4, 5.

1919. *Pterocarya castaneaefolia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 160, Taf. 25, Fig. 5, 7. Nachträge I, S. 359, Taf. 21, Fig. 5.

1852. *Myrica carpinifolia* Goeppert, Fl. v. Schosnitz, S. 7, nur Taf. XIV, Fig. 30.

Weitaus die meisten Stücke von *Salix lingulata* Goepp. gehören zu *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menzel, auch Taf. XVIII, Fig. 16 der Schosnitzer Flora. Und das gleiche gilt, wie schon früher auf Grund von Goeppert's Abbildungen vermutet wurde, von *Salix inaequilatera* (8, Taf. XXI, Fig. 6 vergleiche 20, 160) und *Myrica salicifolia* Goepp. (8, Taf. XIV, Fig. 25, 26, hier Taf. 7, Fig. 4). Dieses Blättchen ist erfreulicherweise etwas besser erhalten. Von länglicher Gestalt, besitzt es eine unsymmetrische Basis und wird nach oben schmäler. Die Spitze fehlt, das Bruchstück ist bei einer Breite von 14 mm 38 mm lang. Während der linke Rand fein gezähnt ist, ist rechts nur die Andeutung eines einzigen Zahnes kenntlich. Vom geraden Mittelnerven entspringen unter Winkeln von 60—80° zahlreiche, fast opponierte Sekundärnerven, zwischen denen auch unvollkommene auftreten. Sie ziehen bogenförmig zum Rande, wo sie camptodrom verbunden sind. Tertiäre, zarte Nerven gehen in die Zähne. Weder Blattgrund noch Nervatur passen zu *Myrica*, da hier, wenn Zähne vorhanden sind, sekundäre Nerven in diese enden. Völlige Übereinstimmung herrscht dagegen mit *Pterocarya fraxinifolia* (Lam.) Spach.

Denselben Bau weist schließlich das eine von Goeppert als *Myrica carpinifolia* beschriebene Blättchen auf (Goepp. 8 7, Taf. XIV, Fig. 30; hier Taf. 7, Fig. 9). Auch hier weicht die Abbildung vom Original ab, das oben nicht abgebrochen ist, sondern eine wohl erhaltene, schwach gebuchtete, stumpfliche Spitze besitzt, wie sie an kleinen Juglandaceen-Fiederblättchen nicht selten auftritt. Der linke Rand dagegen fehlt, das Blättchen ist daher keineswegs im oberen Teile so spitz zulaufend, wie es der Zeichner dargestellt hat. Es kann gleichfalls zu *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menzel gestellt werden.

Der Formenkreis ist auch unter den Resten von Peruschen vertreten, von wo eine Anzahl allerdings nur in Bruchstücken erhaltener Blätter vorliegen. Bei einigen von diesen kann man im Zweifel sein, ob sie hierher oder zu *Juglans Sieboldiana* Max. *fossilis* Nath. gehören. Schon Menzel weist darauf hin, daß sich die kleinen Seitenblättchen der beiden Arten recht ähnlich sehen (29, 28). Die von ihm angegebenen Unterscheidungsmerkmale in bezug auf Anzahl der Zähne und Sekundärnerven sind von geringem Werte, da die Verhältnisse bei den beiden lebenden entsprechenden Formenkreisen schwankend sind. Man findet Blätter der *Pterocarya fraxinifolia* Lam. mit dichter stehenden Nerven und Zähnen als sie manche Blätter von *Juglans Sieboldiana* oder *Juglans cinera* L. aufweisen. So bleibt als Merkmal der *Pterocarya*-Blätter nur die schmälere Blattform und die steiler aufsteigenden Sekundärnerven übrig, Merkmale, die recht relativ sind und in jedem Falle eine sehr vorsichtige Anwendung erfordern. Daß *Pterocarya* aber ebenso wie die durch das breite, gezähnte Endblatt sichergestellte *Juglans Sieboldiana* Max. *fossilis* Nath. zu den Charakterpflanzen der Peruschener Lokalflora gehört, lehren vor allem eine Anzahl gut erhaltener Flügelfrüchte und ein schöner, noch die charakteristischen Samen bergender Fruchtstand. Die Breite der Früchte schwankt zwischen 20 und 30 mm, wie dies auch an *Pterocarya fraxinifolia* Lam. zu beobachten ist (Taf. 14, Fig. 5).

Betulaceae.

Carpinus.

Carpinus grandis Ung.

Taf. 13, Fig. 11.

1919. *Carpinus grandis* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 66, Taf. 3, Fig. 4, 5, 7, 18; Taf. 4, Fig. 10—16; Taf. 5, Fig. 3—5, 7, 8; Taf. 6, Fig. 13; Taf. 8, Fig. 15, 24; Taf. 9, Fig. 1, 2, 5, 7; Textfig. 4.

Einige Abdrücke von Peruschen stellen im ganzen ovale Blätter dar, deren verjüngte Basis abgerundet ist. Vorn sind sie zugespitzt, die größte Breite liegt in der Mitte (4 × 7 cm). Der Blattrand ist eingeschnitten doppelt gesägt, mit bogenförmigen Hauptzähnen, an deren Außenseite kleinere Nebenzähne sitzen. Vom Hauptnerven gehen gerade, am Ende aufwärts gebogene Sekundärnerven craspedodrom in die Hauptzähne, während kleine Tertiäräste in die Nebenzähne münden. Das feinere Nervillennetz ist nicht mehr sichtbar.

Dennoch ist das Fossil in diesem Falle bestimmbar, da die genannten Merkmale es als Hainbuchenblatt erkennen lassen. Die gleiche Blattform besitzt unter den lebenden Arten *Carpinus Betulus* L.; sie ist auch fossil nachgewiesen und von Goeppert als *Carpinus ostryoides* beschrieben worden. Der Vergleich der Originalstücke zeigte die völlige Übereinstimmung der Schosnitzer und der Peruschener Blätter. Es ist gezeigt worden, daß eine sichere Trennung von *Carpinus ostryoides* Goepp. und *Carpinus grandis* Ung. nicht durchführbar ist, da beide »Arten« ineinander übergehen und sich auch beide mit ein und derselben rezenten Art (*Carpinus Betulus* L.) vergleichen lassen.

Für den so geschaffenen erweiterten Formenkreis soll der Unger'sche Name angewandt werden.

Daß die von Goeppert als *Carpinites macrophyllus* (bei später gefundenen Stücken findet sich auch die Bezeichnung »*Carpinus*« *macrophyllus*) beschriebenen Striesener Blätter zu *Carpinus grandis* Ung. gestellt werden müssen, ist bereits betont worden. Dies gilt auch von zahlreichen weiteren Stücken von Striese, die in der Regel recht stattliche Blätter darstellen. Einige wenige finden

sich darunter, die in Gestalt, Zähnung und Nervatur abweichend gebaut sind und nicht zu *Carpinus* gehören.

Carpinus grandis Ung. liegt auch in einigen Bruchstücken von Tiefenfurt bei Görlitz vor.

Der von Goeppert als *Carpinus involvens* beschriebene Rest (8, Taf. V, Fig. 8) lag nunmehr im Original vor. Es handelt sich um keine Fruchthülle, vielmehr gehört der Rest ebenso wie das damit in Verbindung gebrachte »Kotyledon« (8, Taf. XXVI, Fig. 47) zu *Getonia truncata* Goepp., deren systematische Stellung aber nach wie vor als unaufgeklärt bezeichnet werden muß.

Betula.

Betula macrophylla Heer.

Taf. 7, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 5.

1919. *Betula macrophylla* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 33, Taf. 1, Fig. 1, 2, 4, 7, 8; Taf. 2, Fig. 9, 11, 13, 15.

Einige nur in Bruchstücken erhaltene Blätter von Peruschen stimmen mit *Betula excelsa* (*B. papyrifera* Marsh.) gut überein. Sie besitzen einen herzförmig abgerundeten Blattgrund, gezähnten (doppelt?) Rand und gerade Sekundärnerven, die ebenso wie die Tertiärnerven in den Zähnen enden.

Dementsprechend können die Blätter zu *Betula macrophylla* Heer gestellt werden.

Dieser Blattypus scheint auch unter den Ruppersdorfer Resten weitaus am häufigsten zu sein. Leider sind die Blätter sehr schlecht erhalten. Nur an einem Bruchstück ist Nervatur und Rand besser kenntlich. Vom geschweiften Mittelnerven gehen in großen Abständen wenig steile, wechselständige Sekundärnerven aus, die parallel zum Rande ziehen und hier craspedodrom in den stumpflichen Zähnen enden. Die äußersten der im übrigen bogenförmigen Tertiärnerven enden in den wenig kleineren Zwischenzähnen.

Wenngleich das Fragment nicht mit völliger Sicherheit bestimmt werden kann, erinnert es am meisten an *Betula papyrifera* Marsh. und kann daher zu *Betula macrophylla* gestellt werden.

Einige der von Goeppert als *Carpinites macrophyllus* bezeichneten Striesener Blätter stimmen in Gestalt und Größe viel mehr mit Birken vom Typus der *Betula excelsa* L. überein und können demnach ebenfalls besser als *Betula macrophylla* Heer bezeichnet werden.

Hier sei noch erwähnt, daß zahlreiche Originale Goeppert's von Grünberg die Bezeichnungen *Alnus nostratum* Ung., *Alnus Kefersteinii* (Goepp.) Ung. und *Alnus cuneifolia* Goepp. tragen. Leider haben sie so stark gelitten, daß man über ihre Zugehörigkeit nicht mehr entscheiden kann. Dies ist umso bedauerlicher, als die Blätter einerseits tatsächlich verschiedenen Formenkreisen anzugehören scheinen und andererseits gerade von Grünberg so wenig bestimmbare Reste vorliegen.

?Betula subpubescens Goepp.

Taf. 6, Fig. 2.

1919. *Betula subpubescens* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 39, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 2, Fig. 10, 17, 18, 19, 20; Taf. 3, Fig. 9.

Das nicht völlig erhaltene, 2,5 cm messende Blattbruchstück von Ruppersdorf ist im unteren Teil breiter, nach vorn sich allmählich zuspitzend. Von dem geraden Mittelnerv gehen zahlreiche, ziemlich steile Sekundärnerven aus, die geradlinig parallel nach dem Rande ziehen und hier in spitzen Zähnen enden. Zwischen diesen lassen sich spärliche, kleine Zwischenzähne erkennen, in die die äußeren Tertiärnerven endigen.

So gebaute Blätter sind für *Betula pubescens* Ehrh. charakteristisch, weshalb das Blatt zu *Betula subpubescens* Goepp. gestellt werden kann. Bei der schlechten Erhaltung des Stückes kann diese Beziehung aber nicht mit völliger Bestimmtheit behauptet werden.

Fagaceae.

Castanea.

Castanea atavia Ung.

Taf. 6, Fig. 4; Taf. 9, Fig. 4, 5; Taf. 13, Fig. 7. 8.

1919. *Castanea atavia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 130, Taf. 11, Fig. 6—8; Taf. 12, Fig. 14; Textfig. 14, 15, 16.

Von Bluschau stammt ein im ganzen ovales Blatt (Taf. 6, Fig. 4). Es ist in der Mitte am breitesten, 12,5 cm lang und 6,5 cm breit und besitzt eine verschmälerte, schwach ungleichseitige Basis sowie eine stumpfliche Spitze. Von dem geraden, kräftigen Hauptnerven entspringen rechts 11, links 12 Sekundärnerven unter spitzem Winkel, der nach der Basis zu ein ganz stumpfer wird. Sie sind 5—12 mm voneinander entfernt, wechselständig, nur die mittleren fast gegenständig, von geradem Verlauf, nur die unteren bogenförmig am Hauptnerven herablaufend. Einander parallel oder nach außen ganz schwach divergierend, ziehen sie nach dem Rande, um hier als feine Stachelspitze in den charakteristischen Zähnen zu enden. Nur der unterste Teil des Blattrandes ist ungezähnt, die beiden untersten Nervenpaare enden hier craspedodrom. Die Zähne sind aufwärts gerichtet, niemals abgerundet, ihre Längsseite schwach S-förmig gebogen, die Buchten bogig geschweift. Zwischen dem Hauptnerven sowie den Sekundärbündeln verlaufen zahlreiche Queranastomosen, unter fast rechtem Winkel entspringend, meist gerade, ein rechteckiges Maschennetz bildend. Am Rande sind sie camptodrom verbunden.

Trotz seiner vorzüglichen Erhaltung ist die Bestimmung dieses Blattes schwierig. Manche Eichen, wie *Quercus Prinos* L., auch *Q. vesca* Kotschy und andere besitzen sehr ähnliche Blätter. Daneben kommt nur noch *Castanea* in Frage. Menzel (29, 58) und Reichenbach haben bereits auf die große Variabilität der Blätter von *Castanea vesca* Gärtn. hingewiesen, bei der in der Tat neben schmalen Blättern mit langen Stachelspitzen auch breitere mit stumpfer Blattspitze, weniger scharfen Zähnen und steileren Sekundärnerven auftreten, wie dies unser Fossil zeigt. Auch die Form der Zähne ist ganz die der Kastanie. Entsprechend gebaute Blätter aus dem Tertiär von Senftenberg und Schosnitz sind von den genannten Autoren daher zu *Castanea atavia* Ung. gezogen worden, zumal sie gemeinsam und durch zahlreiche Übergänge verbunden mit der schmalen, stark stachelspitzigen Form auftreten, wodurch ihre Bestimmung an Sicherheit gewinnt. Dies gilt auch von zahlreichen Blättern aus der Wohlauer Amtsziegelei (Taf. 9,

Fig. 4, 5) und von Peruschen (Taf. 13, Fig. 7, 8). Neben Resten, die mit dem beschriebenen völlig übereinstimmen, finden wir die schmälere, langgestreckte und stachelspitzige Form und bis 8 cm breite Blätter mit kaum hervortretenden Zähnen.

Alle diese Formen sind durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden. In Übereinstimmung mit Menzel vereinige ich sie und stelle sie zu dem von ihm in der richtigen Umgrenzung begründeten Formenkreis der *Castanea atavia*. Alle sicher gestellten Blattformen treten uns auch bei *Castanea vesca* Gärtn. entgegen.

Unter den Wohlauer Abdrücken ist *Castanea atavia* weitaus am häufigsten.

Goeppert's *Fagus dentata* von Maltsch (7 274, Taf. XXXIV, Fig. 3) gehört, wie schon früher auf Grund der Abbildung vermutet wurde, ebenfalls in diesen Formenkreis, auch von Schosnitz liegen weitere, hierher zu stellende Blätter vor.

Quercus.

Quercus pseudocastanea Goepp.

Taf. 9, Fig. 6; Taf. 13, Fig. 9, 10.

1919. *Quercus pseudocastanea* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 134, Taf. 11, Fig. 9, 10; Textfig. 17.

Hinsichtlich Umfang und systematischer Stellung dieses Formenkreises kann auf frühere Ausführungen verwiesen werden. Auf Grund der von Goeppert gegebenen Abbildungen konnten seine Blätter von Maltsch bereits als richtig bestimmt erkannt werden. Das eine von diesen ist hier noch einmal dargestellt, weil es die charakteristische Blattform, den sich allmählich verschmälernden Blattgrund, die stumpflichen Lappen und tiefen, breiten Buchten der Art sehr schön erkennen läßt. Ohne die fehlende Spitze mißt es bei einer Breite von 45 mm 115 mm; der erhaltene Stiel ist 13 mm lang. Mit ihm stimmen eine Anzahl Peruschener Abdrücke verschiedener Größen aufs engste überein (Taf. 13, Fig. 9, 10).

Ob eine stattliche, 25 mm hohe Eichel aus dem Ton von Schosnitz

mit diesen Blättern zu vereinigen ist, kann natürlich nicht festgestellt werden. Sie besitzt eine rundliche Basis und verjüngt sich allmählich in eine stumpfliche Spitze. Von dem an der Basis nach innen gebogenem Rande ziehen grobe, parallele Längsstreifen zum oberen Ende (Taf. 7, Fig. 11).

Quercus platanoides Goepp., schon früher auf Grund der Abbildung Goeppert's als Platanenblatt gedeutet, gehört zu *Platanus aceroides* Goepp., während ein anderes als *Quercus elongata* bezeichnetes Blatt von Striese in Form und Nervatur an *Salix varians* Goepp. erinnert. Einige *Quercus*-Blätter von Dirschel sind durchaus unbestimmbar. Neben dem abgebildeten Blatte handelt es sich um als *Quercus* sp., *Quercus elaena* und *Quercus integrifolia* bezeichnete Reste.

Ulmaceae.

Ulmus.

Ulmus carpinoides Goepp.

Taf. 6, Fig. 7, 8; Taf. 12, Fig. 5.

1919. *Ulmus carpinoides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 83, Taf. 5, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 11; Taf. 7, Fig. 5, 10; Taf. 8, Fig. 13, 14, 16—23; Taf. 9, Fig. 3, 4, 6, 11, 12; Taf. 10, Fig. 13; Textfig. 7—10.

Zwei Blätter von Ruppersdorf sind nur im oberen Teil erhalten; die etwa 2 cm hohen Bruchstücke lassen aber erkennen, daß sie in der Mitte am breitesten sind, nach beiden Seiten schmäler werden und sich im oberen Teil schnell zuspitzen. Von dem graden Hauptnerven entspringen zahlreiche, dicht stehende Sekundärnerven unter Winkeln von 45—60° und ziehen mehr oder weniger parallel zum Rande, wo sie in scharfen Zähnen enden. Diese selbst sind nach oben gerichtet, die Nervenenden daher in charakteristischer Weise nach aufwärts umgebogen. Zwischen ihnen verlaufen zahlreiche tertiäre Queranastomosen, ein äußerst zartes Nervillennetz einschließend. Der letzte deutliche Tertiärnerv mündet in der Regel in der Zahnbucht.

Dieser Nervenverlauf ist den Ulmenblättern eigentümlich. Ganz entsprechende Blätter können z. B. bei der lebenden *Ulmus*

campestris L. beobachtet werden. Aus dem Ton von Schosnitz ist diese Form von Goeppert als *Ulmus minuta* beschrieben worden, zu der die vorliegenden Blätter zu stellen sind. Es ist bereits dargetan worden, daß die Goeppert'schen Ulmenarten zu zwei Formenkreisen, *Ulmus longifolia* Ung. und *Ulmus carpinoides* Goepp., zu vereinigen sind, da sie durch Übergänge verbunden sind und die gleichen Formen innerhalb einer lebenden Art auftreten. Wir bezeichnen daher auch die Ruppersdorfer Blätter als *Ulmus carpinoides* Goepp.

Die Existenz der Ulme im Tertiär von Ruppersdorf wird auch durch eine schön erhaltene Frucht erwiesen (Taf. 6, Fig. 5 und 6). Sie ist 1,5 cm hoch, im ganzen von rundlicher Gestalt, an der Basis verschmälert; ihre Flügel sind ziemlich breit (6 mm). Damit stimmt sie völlig mit den Früchten von *U. campestris* L. überein. Wenngleich sie mit den Blättern nicht ohne weiteres vereint werden kann, so muß doch hervorgehoben werden, daß sie denselben lebenden Arten wie die als *U. carpinoides* beschriebenen Blätter entspricht. Danach ist es sehr wahrscheinlich, daß beide tatsächlich zusammengehören. Ganz ähnliche Früchte sind auch in Schosnitz nicht selten.

Auch unter den Peruschener Abdrücken sind Ulmenblätter vertreten. Zunächst handelt es sich da um kleine Blättchen von der Form der *Ulmus minuta* Goepp. Daneben finden sich größere Blätter, von denen eines abgebildet worden ist. Es ist groß, von breit-eiförmiger Gestalt mit asymmetrischer, abgerundeter Basis, gebogenem Mittelnerven und schräg aufsteigenden, zahlreichen parallelen, zuweilen gegabelten Sekundärnerven, die stets in den deutlich ausgebildeten Randzähnen endigen. Die dazwischen gelegenen Zähnchen werden durch Tertiärnerven versorgt, deren unterster aber ohne Ausnahme in eine Zahnbucht mündet. Blätter dieser Form hat Goeppert als *Ulmus carpinoides* und *Ulmus urticaefolia* von Schosnitz beschrieben, die ja, wie bereits früher gezeigt worden ist, zu einem Formenkreise vereinigt werden müssen.

Ulmus longifolia Ung.

Taf. 5, Fig. 4.

1919. *Ulmus longifolia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 80, Taf. 6, Fig. 9, 10, 12, 14; Taf. 7, Fig. 1—4, 6—9, 11, 12; Taf. 9, Fig. 8—10; Textfig. 5, 6.

Das von Ruppersdorf stammende Blatt ist dadurch bemerkenswert, daß seine Substanz erhalten ist und dem grauen Ton als tief schwarzer Belag anhaftet. An den erhabenen Nerven ist er meist vernichtet, auf der übrigen Blattfläche sind Einzelheiten nur schwer erkennbar. Ursprünglich war das Blatt, namentlich der Rand, viel besser erhalten als die Abbildung zeigt. Die Spitze des langgestreckten, schmalen Blattes ist nicht mehr vorhanden; im oberen Teil wird es ganz allmählich schmäler, die Basis ist stark asymmetrisch, gebogen, nicht herablaufend. Vom gebogenen Mittelnerven gehen zahlreiche, dicht stehende wechselständige Sekundärnerven aus, die parallel zum Rande ziehen und hier in nach aufwärts gebogenen Zähnen endigen. Auch zwischen diesen finden sich kleinere Zähne. Die Tertiärnervatur ist schwer erkenntlich, es konnte aber festgestellt werden, daß die Tertiärnerven nicht in den Zwischenzähnen enden, der äußerste vielmehr in die Zahnbucht läuft.

Form, Randbeschaffenheit und Nervatur weisen auf eine Ulme. Man findet entsprechend gebaute Blätter z. B. bei *Ulmus americana* Willd. Dementsprechend ist das Ruppersdorfer Blatt zu *Ulmus longifolia* Ung. zu stellen. Es handelt sich um die von Goeppert als *Ulmus pyramidalis* beschriebene Form. Bekanntlich hat Menzel (29, 68) alle von Goeppert in der Schosnitzer Flora aufgestellten Ulmenarten zu einem einzigen, der lebenden *Ulmus campestris* L. entsprechenden Formenkreise vereinigen zu können geglaubt, es ist aber gezeigt worden, daß dies für einige schmale, langgestreckte Ulmenblätter besser unterbleibt, die den lebenden *Ulmus alata* Michx. und *Ulmus americana* Willd. viel näher stehen als der *Ulmus campestris* und Verwandten.

Ein Blatt von Dirschel ist schon von Goeppert als *Ulmus pyramidalis* bezeichnet worden und stimmt mit den gleichnamigen Schosnitzer Blättern überein. Bei einer Höhe von 12 cm ist es

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

nur 2,5 cm breit, zeigt aber im übrigen alle charakteristischen Merkmale der Ulmenblätter. Allerdings sind sie nur noch schwer kenntlich, so daß auf eine Abbildung leider verzichtet werden muß.

Auch unter den Blättern der Wohlauer Amtsziegelei befinden sich Ulmen. Da es sich aber um Bruchstücke handelt, die die Blattform mit Sicherheit nicht mehr erkennen lassen, muß auf die spezifische Bestimmung verzichtet werden.

Zelkova.

Zelkova Ungeri Kovats.

Taf. 5, Fig. 8; Taf. 15, Fig. 6.

1919. *Zelkova Ungeri* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 163, Taf. 25, Fig. 4; Taf. 26, Fig. 13 u. 16.

Zu den Originalen von Goeppert's *Quercus subrobur* treten nunmehr zahlreiche Stücke, die von ihm schon richtig bestimmt worden sind. Meist handelt es sich um ganze, kleinblättrige Zweige, wie sie ja Goeppert bereits abgebildet hat (8, Taf XII, Fig. 9, 10). Sie sind schon an der charakteristischen Art der Verzweigung leicht kenntlich. Leider lassen die Originalstücke nicht mehr Einzelheiten erkennen als die in diesem Falle sehr naturgetreuen Zeichnungen der Schosnitzer Flora.

Ein kleines, nur 1 cm hohes Blättchen von Ruppersdorf ist in der Mitte am breitesten und verschmälert sich nach beiden Seiten. Oben ist es zugespitzt, die Basis abgerundet und asymmetrisch. Von dem geraden Hauptnerven ziehen fünf bezw. sechs sekundäre Leitbündel gerade oder in sanftem Bogen, unter Winkeln von 45—60° entspringend, parallel zum Rande und enden hier in der Spitze großer, nach aufwärts gerichteter Zähne. Die Tertiärnerven sind zart, dazwischen bilden zahlreiche, unregelmäßige Queranastomosen ein feines Maschennetz. Dem Rande fehlen Zwischenzähne; in die Zahnbucht mündet in der Regel ein Tertiärnerv (Taf. 5, Fig. 8).

Dieser Nervenverlauf ist für die Blätter der Ulmaceen charakteristisch. Unter den fossilen Ulmenblättern sehen die kleinen Formen der *Ulmus minuta* Goepp. dem Ruppersdorfer Fossil recht

ähnlich. Diese weisen aber stets viel zahlreichere Sekundärnerven und entsprechend feinere Zähne auf. Dagegen stimmt unser Blatt völlig mit den kleinen als *Zelkova Ungeri* Kovats beschriebenen Blättchen überein, die völlig den an den lebenden *Zelkova crenata* Spach. (pontisches Gebiet) und *C. acuminata* (Lindl.) Plank (Japan) auftretenden Formen entsprechen.

Zelkova Ungeri Kovats, die in allen Tertiärschichten Europas weit verbreitet und auch in Schosnitz nachgewiesen ist, wird in der Regel mit *Zelkova crenata* Spach. verglichen. Dies ist in vielen Fällen sicher richtig. Manche der hierher gestellten Blätter scheinen aber *Zelkova acuminata* (Lindl.) Plank näher zu stehen. Dies gilt auch für ein leider nur im oberen Teil erhaltenes Blatt von Peruschen. Randbildung und Nervenverlauf sind in der für *Zelkova Ungeri* Kov. charakteristischen Ausbildung deutlich erkennbar (Taf. 15, Fig. 6). Auffallend ist die langausgezogene, schmale Spitze, wie sie so stark ausgeprägt an einem großen Material von *Zelkova crenata* nicht beobachtet werden konnte, dagegen für *Zelkova acuminata* charakteristisch ist. Es fragt sich nun, ob die beiden Blattformen spezifisch getrennt werden sollen. Eine Durchsicht der Literatur zeigt, das dies kaum möglich ist. An vielen Fundorten kommen sie gemeinsam vor, durch zahlreiche Übergangsformen verbunden. In bunter Mischung treten gedrungene und längere Blätter mit bald stumpfen, bald spitzeren Randzähnen und verschiedener Sekundärnervenzahl auf. Oft ist es ganz unmöglich, die Blätter mehr zu *crenata* oder *acuminata* zu bringen, so daß eine Trennung in zwei »Arten« nur willkürlich durchführbar wäre.

Es bleibt also nichts übrig, als alle diese Blätter einem als *Zelkova Ungeri* zu bezeichnenden Formenkreise einzufügen, der dann aber zwei lebenden Arten (vielleicht auch noch *Zelkova cretica* Spach.) entspricht. Vielleicht kann man ihn dann als tertiäre Stammform deuten, von der die genannten lebenden Arten abzuleiten sind.

Lauraceae.

Cinnamomum.

Cinnamomum polymorphum A. Br.

Taf. 6, Fig. 9; Taf. 7, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 9, 11.

Unter den Bluschauer Abdrücken befindet sich das Bruchstück eines ursprünglich etwa 7 cm langen, ganzrandigen, im ganzen elliptischen Blattes, das nach beiden Seiten stark verjüngt ist. Der letzte Teil von Basis und Spitze fehlte. Der Blattrand wie die Nerven sind sehr deutlich ausgebildet und deuten wie die ganze Textur des Blattes auf mehr oder weniger lederartige Beschaffenheit. Von dem geraden Hauptnerv entspringen im untersten Teil zwei wechselständige, gleichstarke Sekundärnerven unter sehr spitzem Winkel, die dem Rand parallel in steilem Bogen nach aufwärts ziehen, um sich hier mit dem nächsthöheren Sekundärnerven camptodrom zu verbinden. Diese treten erst im oberen Blatteil auf, entspringen unter viel stumpferem Winkel, zeigen im übrigen das gleiche Verhalten und gleichen den von den unteren Sekundärnerven nach außen abzweigenden Tertiärbündeln. Zwischen jenen und dem Hauptnerven sind zahlreiche, mehr oder weniger horizontale, rechtwinklig entspringende und unregelmäßig schwach gebogene Queranastomosen kenntlich, wie sie auch zwischen den oberen Sekundärnerven verlaufen (Taf. 7, Fig. 3).

Dieser Blattbau ist für die in vielen Tertiärschichten häufige Gattung *Cinnamomum* charakteristisch. Dem Fossil in allen Zügen gleichende Blätter besitzt *Cinnamomum Camphora* Nees, heimisch in Ostasien.

Die Zahl der fossilen *Cinnamomum*-Arten ist sehr groß, es ist aber bereits mehrfach darauf hingewiesen worden, daß es sich in vielen Fällen nur um Blattindividuen handelt, die durch zahlreiche Übergänge miteinander verbunden sind (Pax 35 59; Menzel 28, 14).

Es wird an anderer Stelle der Nachweis geführt werden, daß Menzel's Ansicht über den Umfang des *C. Camphora* entsprechenden Formenkreises *Cinnamomum polymorphum* A. Br. zu Recht besteht. Zu ihm kann auch das Bluschauer Fossil gestellt werden.

Vom gleichen Orte liegt ein Zweig mit mehreren, nur teilweise erhaltenen Blättern vor, die im Bau mit dem beschriebenen übereinstimmen, nur etwas kleiner sind. In ihren Achseln sieht man noch die für die Gattung so typischen Knospen (Taf. 6, Fig. 9).

Ein schöner Abdruck von Dirschel stimmt in der Nervatur mit den beschriebenen Stücken überein; einige Unterschiede, wie die steileren Sekundärnerven, erklären sich aus der schmäleren Form des 50 mm langen Blattes. Die feinere Nervatur ist nicht kenntlich, da die Blattsubstanz als brüchige, braune, dicke Schicht erhalten ist. Dies deutet auf eine lederartige Blattbeschaffenheit. Ein Kutikularpräparat konnte nicht angefertigt werden. Wie der Gegendruck lehrt, ist der Blattgrund stark verschmälert, fast herablaufend (Taf. 8, Fig. 9, 11). Nach oben ist das Blatt, dessen größte Breite in etwa $^2/_3$ Höhe liegt, in eine scharfe Spitze ausgezogen. Der Blattrand ist ganz umgeschlagen.

Auch dieser Blattypus findet sich bei *Cinnamomum Camphora;* fossil ist er in der Regel als *Cinnamomum Scheuchzeri* bekannt, und hier wie dort ist er durch alle Übergänge mit der breiteren, stumpflichen Form verbunden, die beide nicht getrennt werden können.

Persea.

Persea speciosa Heer.

Taf. 7, Fig. 1.

1855. *Persea speciosa* Heer, Tertiärflora der Schweiz II, 81, Taf. XC, Fig. 11, 12, Taf. C, Fig. 18.

1868. » » v. Ettingshausen, Foss. Fl. v. Bilin II, S. 147, Taf. XXXIII, Fig. 15, 16.

Dem abgebildeten Stück von Bluschau fehlen Basis und Spitze, es läßt jedoch die Nervatur deutlicher erkennen als der vollständiger vorliegende Gegendruck. Das langgestreckte Blatt ist in der Mitte am breitesten und verschmälert sich nach oben und unten allmählich. Es ist ganzrandig; der Rand bildet eine scharf sich abhebende Linie. Von dem breiten, geraden Mittelnerven entspringen zahlreiche, im unteren Blatteil einander genäherte Sekundärnerven unter ziemlich spitzem Winkel. Das untere Nervenpaar ist länger

und steiler als die übrigen und verläuft zunächst dem Rande fast parallel; die übrigen ziehen zunächst fast gradlinig oder sanft gebogen zum Rande, in dessen Nähe sie steiler werden und camptodrom verbunden sind. Mehrfach treten verkürzte Sekundärnerven auf, die sich mit den Tertiärnervillen verbinden. Diese bilden mehr oder weniger parallele, bogenförmige Queranastomosen, zwischen denen das feinmaschige, polygonale Nervillennetz sichtbar ist.

Die scharfen Nerven und die Randbeschaffenheit weisen auf ein dickes, lederartiges Blatt, wie sie den Lauraceen eigentümlich sind. Unter diesen kam nach Form und Nervatur in erster Linie *Persea*, z. B. *Persea indica* (L.) Spreng. in Frage. Aber auch *Laurus canariensis* Webb. könnte zum Vergleich herangezogen werden, besitzt aber in der Achsel der Sekundärnerven regelmäßig Drüsen, die dem Fossil fehlen. Fossile Blätter, die dem vorliegenden in allen Einzelheiten gleichen, sind mehrfach als *Persea speciosa* Heer beschrieben worden.

Insbesondere herrscht Übereinstimmung mit den Stücken aus der Tertiärflora der Schweiz (12, II, 81, Taf. C, Fig. 12; Taf. C, Fig. 18) und von Priesen (4, II, 197, Taf. XXXIII, Fig. 15, 16).

Es muß aber betont werden, daß nach Pax (3 16) die Stellung der als *Persea* bezeichneten Fossilien einigermaßen zweifelhaft ist, da auch außerhalb der Lauraceen ähnliche Blätter auftreten. In erster Linie könnte man da an *Magnolia* denken, die aber für das Bluschauer Fossil kaum in Frage kommt. Die Nerven der Magnolienblätter besitzen in der Regel eine mehr oder weniger starke Behaarung. Nun ist eine solche fossil ja kaum ohne weiteres erkennbar. Da stellenweise die dicken, hervortretenden Nerven aber vollkommen erhalten waren, bezw. aus dem Gestein herausgespült werden konnten, wär es möglich, von ihnen Kutikularpräparate herzustellen. Auch sie ließen von Haaren oder den Ansatzstellen solcher nichts erkennen.

Ein von Goeppert als *Laurus* sp. bezeichnetes Blatt ist durchaus unbestimmbar, da der Abdruck außer der Blattform nichts mehr erkennen läßt. Das gilt leider auch von einigen Resten

aus dem Ton von Peruschen, die vielleicht Reste von *Laurus* er einer verwandten Pflanze darstellen.

Saxifragaceae.

Philadelphus.

Philadelphus similis Goepp.

Taf. 8, Fig. 4.

1919. Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 176.

Goeppert's *Philadelphus similis* von Schosnitz mußte solange als zweifelhaft angesehen werden, als das Original nicht untersucht werden konnte. Neben ihm liegt nun noch ein zweites Stück von gleicher Art vor; beide sind von Goeppert als *Philadelphus silesiacus* bezeichnet worden und bestätigten die bereits früher auf Grund der Abbildung in der Schosnitzer Flora ausgesprochene Vermutung von der Richtigkeit der ursprünglichen Bestimmung. Leider sind die Einzelheiten der Nervatur und Randzähnung im Laufe der Jahre recht undeutlich geworden (Taf. 8, Fig. 4), man erkennt aber, daß die Zeichnung der Flora von Schosnitz (8, Taf. XXV, Fig. 13) diese Verhältnisse richtig wiedergibt. Nur die Spitze ist nicht richtig gezeichnet. Sie ist abgebrochen; man erkennt aber deutlich, daß das Blatt viel zugespitzter war, als der Zeichner es dargestellt hat. Er hat übersehen, daß der oberste Teil eben fehlt. Blattform, Größe wie Aderung stimmen in allen Zügen mit *Philadelphus Satsumanus* Sieb. überein, einer in Japan heimischen Art, deren Blattform die gleichen großen, durch seichte, bogige Buchten getrennten Zähne aufweist. Sie wird von manchen Autoren dem osteuropäischen *Philadelphus coronarius* L. zugerechnet, dem sie jedenfalls sehr nahe steht.

Hamamelidaceae.

Liquidambar.

Liquidambar europaeum A. Br.

1919. *Liquidambar europaeum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 166, Taf. 15, Fig. 5, 10, 11.

Zu den schon beschriebenen Stücken treten noch einige Blätter

und Früchte, u. a. das Original zu Fig. 7 auf Taf. XII der Schosnitzer Flora, von Schosnitz und Dirschel. Das Blatt von letzterem Fundort zeigt drei Hauptnerven, einen mit feinen Zähnen besetzten Rand. Die Winkel zwischen dem breiten Hauptlappen und den Nebenlappen sind stumpf.

Ob einige Bruchstücke von Peruschen hierhergehören, muß bei ihrer mangelhaften Erhaltung mehr oder weniger zweifelhaft bleiben. Die Beschaffenheit des Blattrandes, die Gestalt und Nervatur legen indessen diese Deutung nahe.

Platanaceae.

Platanus.

Platanus aceroides Goepp.

Taf. 6, Fig. 3.

1919. *Platanus aceroides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 164, Taf. 15, Fig. 1, 2; Taf. 16, Fig. 13, 14.

Nur der obere Teil eines großen, mindestens 10 cm breiten Blattes von Ruppersdorf ist als Bruchstück erhalten. Man sieht drei breite, strahlenförmig von der gemeinsamen Basis ausgehende Hauptnerven, von denen der mittlere in der Spitze endet. Diese ist etwas ausgezogen; es kommt dies jedoch auf der Abbildung nicht zur Geltung, da der oberste Blatteil zum Teil gefaltet und umgeschlagen ist. Die Sekundärnerven sind wechselständig und ziehen sanft gebogen in einem Winkel von etwa 50 Grad zum Rande, wo sie craspedodrom in stumpfen, schwach nach oben gebogenen Zähnen enden. Die auf der innern Seite der seitlichen Hauptbündel gelegenen, unvollständigen Sekundärnerven vereinigen sich mit den mehr oder weniger geraden, parallelen, tertiären Queranastomen zu einem charakteristischen Maschennetz.

Ergänzt man das Bruchstück, was hier mit einiger Sicherheit möglich ist, so erhält man ein breites, dreifach spitz gelapptes Blatt mit strahlig-craspedodromem Nervenverlauf und grob gezähntem Rande, das trotz unvollständiger Erhaltung bestimmt werden kann, handelt es sich doch um einen im übrigen schlesischen Tertiär häufigen Blattypus. Form, Randbeschaffenheit und Ner-

vatur weisen auf *Platanus aceroides* Goepp. Von Goeppert's Abbildungen stimmt namentlich Taf. IX, Fig. 3 völlig mit dem Ruppersdorfer Abdruck überein.

Ob einige sehr unvollkommene Bruchstücke von Peruschen ebenfalls hierher zu stellen sind, ist nicht sicher zu entscheiden. Es ist aber wahrscheinlich.

Ebenfalls nur Bruchstücke großer Blätter liegen vor von Wohlau und Dirschel. Der Nervenverlauf und die Blattgröße stimmen sehr gut mit *Platanus aceroides* Goepp. überein, dessen Nervatur ja ein deutliches Erkennungsmerkmal der Art darstellt.

Rosaceae.

Crataegus.

Crataegus oxyacanthoides Goepp.

Taf. 8, Fig. 10.

1919. *Crataegus oxyacanthoides* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 168. Nachträge I, S. 379, Taf. 23, Fig. 28.

Die Originale von *Crataegus oxyacanthoides* Goepp. von Schosnitz (8 38, Taf. XXVI, Fig. 1, 2) lehren, daß die auf Grund der Zeichnungen ausgesprochene Annahme von der Richtigkeit der Bestimmung zu Recht besteht. Auch konnte die gleiche Form für Kokoschütz nachgewiesen werden.

Ein weiteres Blatt, schon von Goeppert bestimmt, stammt von Dirschel. Es stimmt mit den ja recht variablen Blättern von *Crataegus oxyantha* L. sehr gut überein und kann dem einen Schosnitzer Blatt (8, Taf. XXVI, Fig. 1) an die Seite gestellt werden. Es ist 33 mm hoch, im unteren Teil 22 mm breit und besitzt eine verschmälert geschwungene Basis, an jeder Seite drei gebuchtet eingeschnittene Lappen mit sehr feinen, vereinzelten Zähnchen und geraden Hauptnerven. Von ihm gehen schräg aufwärts gerade oder (im oberen Teil) schwach aufwärts gebogene Sekundärnerven unter spitzem Winkel in die Lappen. Die feinere Nervatur ist nur noch sehr undeutlich erkennbar, eine Folge von Staub im Verein mit Feuchtigkeit.

Ein dickschaliger Samen (?) von Dirschel, von Goeppert als

Carpolithes pruniformis Heer bezeichnet, ist durchaus unbestimmbar.

Anacardiaceae.

Rhus.

Rhus quercifolia Goepp.

Taf. 14, Fig. 1, 2.

1919. *Rhus quercifolia* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 171, Taf. 15, Fig. 8; Taf. 16, Fig. 17; Taf. 17, Fig. 1; Taf. 25, Fig 3; Taf. 26, Fig. 9, 15; Textfig. 18.

Zu den schönsten der Peruschener Fossilien gehören eine Anzahl länglicher, spitz elliptischer Blätter mit teils symmetrischer, teils asymmetrischer, mehr oder weniger herablaufender Basis und unregelmäßig grob gezähntem, zuweilen gelapptem Rande. Namentlich die Blättchen mit unsymmetrischem Blattbau weisen oft einen nur auf einer Seite ausgebildeten spitzen Seitenlappen auf. Vom geraden Mittelnerven gehen in weiten Abständen wechsel- oder fast gegenständige Sekundärnerven zum Rande, wo sie bei schwacher Zahnbildung camptodrom enden, im andern Fall aber oft in die Zähne bezw. Seitenlappen ziehen.

Die Blätter können als zusammengehörende End- und Seitenblättchen eines unpaarig gefiederten Blattes gedeutet werden. Dies wird durch einen wohlerhaltenen Abdruck bestätigt, der sie uns im Zusammenhang als dreiteilig gefiedertes Blatt zeigt (Taf. 14, Fig. 1). Die Blätter zeigen große Ähnlichkeit mit dem in Schosnitz sehr häufigen Typus von *Rhus quercifolia* Goepp., mit dem sie zu vereinigen sind. Dieser fossile Formenkreis wurde mit *Rhus toxicodendron* L. verglichen. In der Tat sind die Blätter der lebenden Art sehr variabel, und unschwer findet man, wenn auch nicht allzu häufig, unter ihnen auch die schmäleren Formen des tertiären Typus wieder, die hier zu überwiegen scheinen. An eine Identität der lebenden und fossilen Form ist daher kaum zu denken. Daß aber auch breitere Blätter, wie sie, wenigstens soweit die Endblättchen in Frage kommen, bei *Rhus toxicodendron* L. die Regel sind, bei der tertiären Form vorliegen, beweist ein weiteres Blatt von Peruschen, das im übrigen mit den beschriebenen Abdrücken völlig übereinstimmt und damit vereinigt werden muß.

Aceraceae.

Acer.

Sect. Palaeo-Spicata Pax.

Acer crenatifolium Ett.

Taf. 9, Fig. 8.

1919. *Acer crenatifolium* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 169.

Zu dieser Art stellt Pax (33 23), in üblicher Weise Blätter und Früchte vereinigend, die mit *Acer Pseudo-platanus* L. verglichen werden können, auch Goeppert's *Acer otopterix* von Striese (7 279, Taf. XXXVIII, Fig. 4). Es waren Zweifel aufgetaucht, ob dieser nicht etwa zu *Acer giganteum* gehört. Das jetzt vorliegende Original lehrt, daß Pax recht hat, wenn er diese Ahornfrucht mit *Acer Pseudo-platanus* L. in Beziehung bringt.

Sect. Palaeo-Palmata Pax.

Acer polymorphum Sieb. et Zucc. miocenicum Menzel.

Taf. 6, Fig. 1.

1906. *Acer polymorphum miocenicum* Menzel, Fl. v. Senftenberg, S. 100, Taf. IX, Fig. 7, 8, 9.

Der etwa 4 cm hohe, etwas vergrößert abgebildete Abdruck von Ruppersdorf stellt das Bruchstück eines fingerförmig gelappten Blattes dar und ist recht unvollkommen, nur die rechte Hälfte etwas besser erhalten. Wir erkennen sieben Blattlappen, die von den strahligen Hauptnerven durchzogen werden. Sie enden craspedodrom in den scharf zugespitzten, schmalen Lappen, deren unterste recht klein sind. Die Lappenbuchten sind spitzwinklig.

Leider ist der Nervenverlauf an der Basis nicht deutlich erkennbar, weil hier das Blatt gefaltet und verschoben ist. Die sehr zarten Sekundärnerven entspringen in wenig spitzem Winkel, ziehen gebogen zum Rande, wo sie sich camptodrom gabeln, und lösen sich schließlich in ein sehr verzweigtes, unregelmäßige Felder bildendes Nervillennetz auf. Der Blattrand, nur an den völlig erhaltenen rechten, unteren Seitenlappen erkennbar, zeigt sehr feine Zähne.

Form, Randbeschaffenheit und Nervatur weisen auf *Acer*, und

zwar die Sect. *Palmata* Pax. *Acer polymorphum* Sieb. et Zucc. (= *Acer palmatum* Thbg.) aus Japan stimmt damit völlig überein. Pax (33 28) hat den Nachweis erbracht, daß die in diese Ahorngruppe gehörenden fossilen, namentlich aus Miocän und Pliocän beschriebenen Reste nicht auseinanderzuhalten sind, weshalb sie Menzel (29 100) zu einem Formenkreis vereinigt. Zu diesem ist auch das Ruppersdorfer Blatt zu stellen.

Sect. Palaeo-Rubra Pax.

Acer trilobatum (Sternb.) A. Br.

Taf. 8, Fig. 6; Taf. 15, Fig. 1, 2.

1919. *Acer trilobatum* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 169, Taf. 14, Fig. 24; Taf. 15, Fig. 9.

Unter den zahlreichen von Goeppert als *Acer strictum* bestimmten Schosnitzer Blättern, deren Hauptmasse bekanntlich zu *Vitis teutonica* A. Br. gehört, finden sich zwei abweichend gebaute Blätter. Das eine ist überhaupt kein Ahornblatt (vergl. S. 426), das andere (Taf. 8, Fig. 6) zeichnet sich durch den Besitz von drei stumpfen Lappen aus, die alle einen grob gezähnten Rand aufweisen. Die Länge beträgt 56 mm, die Entfernung zwischen den Spitzen der beiden Seitenlappen 53 mm. Nach unten ist das Blatt stark verschmälert, am Grunde kaum gebuchtet. Es zeigt nur drei strahlige Hauptnerven; die steil aufsteigenden Sekundärnerven oder ihre Verzweigungen enden in den Zähnen.

Sieht man lebendes Material durch, so findet man die gleiche Blattform bei dem atlantisch-nordamerikanischen *Acer rubrum* L. In tertiären Schichten ist dieser Blattypus weit verbreitet, es ist der bekannte *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. in seiner häufigsten Form.

Heer (12 II, 47) hat gezeigt, daß dieser Formenkreis sehr variabel ist. Zwei weitere Formen liegen von Peruschen vor. Einmal handelt es sich da um ein ebenfalls dreilappiges Blatt mit vorgezogenem Mittellappen (Taf. 15, Fig. 2), wie es Heer auf Taf. CXIV, Fig. 8 seiner Schweizer Flora abbildet, über dessen Stellung kein Zweifel herrschen kann. Das andere, viel größere,

aber nur unvollkommen erhaltene Blatt dagegen ist fünflappig, wenngleich die untersten Nebenlappen recht klein sind (Taf. 15, Fig. 1). Alle übrigen Merkmale wie Randbeschaffenheit, Nervatur und Form des Mittellappens stimmen mit *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. überein, von dem ja auch Heer mehr oder weniger fünflappige Formen beschreibt (12 III, Taf. CXII, Fig. 6). In der Tat ist ein derartiger Blattbau bei *Acer rubrum* L. gar nicht so selten zu finden; wir sind daher gezwungen, auch dieses Blatt, wenn es auch von der Normalform etwas abweicht, zu *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. zu stellen.

Sect. Palaeo-Platanoidea Pax.

Acer laetum C. A. Mey. pliocenicum Sap. et Mar.

Taf. 15, Fig. 3.

1902. Sect. *Palaeo-platanoidea* Pax form. 3 (excl. *Acer Lobelii* bei Schmalhausen, Palaeont. XXXIII, 1887, 212, Taf. XXII, Fig. 5—7). *Aceraceae*, S. 53.

Unter den Peruschener Blättern finden sich einige große, gelappte Blätter mit strahligem Nervenverlauf. Entsprechend der Zahl der Lappen sind stets fünf Hauptnerven vorhanden. Die aufsteigenden Sekundärnerven enden am Rande. Dieser selbst weist nirgends Zähne auf. Das charakteristischste Merkmal der Blätter sind die an der Basis breiten, dann aber sich schnell zuspitzenden, lang ausgezogenen Lappen, zwischen denen sich breite, stumpfwinklig gerundete Buchten befinden.

Daß es sich hier um Ahornblätter handelt, steht wohl außer Frage. Sieht man die lebenden Arten durch, so ergibt sich große Ähnlichkeit mit Arten der Sect. *Platanoidea* Pax. Die Blattformen der zu dieser Gruppe gehörenden Arten lassen zwei Typen erkennen, als deren Vertreter *Acer platanoides* L. und *Acer laetum* C. A. Mey. genannt sein mögen. Die vorliegenden Blätter gehören dem durch den völligen Mangel an Zähnen ausgezeichneten Formenkreis an. *Acer Lobelii* Ten. besitzt steilere Lappen und stets spitzwinklige Buchten, von *Acer pictum* Thunb. gilt das gleiche, wenn auch weniger ausgesprochen. Dagegen weist *Acer laetum* C. A. Mey. Blätter auf, die völlig mit den fossilen

Abdrücken übereinstimmen. Innerhalb dieser Art unterscheidet Pax zwei Varietäten. Var. *colchicum* (Hartwiss) Pax besitzt meist siebenlappige Blätter mit nicht gerundeten Buchten, var. *cultratum* (Wall.) Pax dagegen die Blattform der Peruschener Blätter. Dieser Ahorn ist von Persien durch den Himalaya bis zum Yünnan und Zentralchina verbreitet.

Fossil sind ganz ähnliche Blätter bereits beschrieben worden. Das früher von Kokoschütz als *Acer* sp. beschriebene Blatt der Sect. *Palaeo-Platanoidea* gehört einem anderen Formenkreis an, dagegen zeigt *Acer laetum pliocenicum* Sap. et Mar. (= *Acer subpictum* Sap.) die gleiche Blattform wie die Peruschener Fossilien. Nicht zu trennen sind davon *Acer nervatum* Velen. und Nathorst's *Acer pictum* von Mogi, die schon von Pax (33 53) zu einem Formenkreis vereinigt worden sind. Er stellt auch Schmalhausen's *Acer Lobelii* (38 212, Taf. XXII, Fig. 5—7) hierher. Der Rest ist so schlecht erhalten, daß eine sichere Bestimmung kaum möglich ist, es scheint sich aber um eine andere Blattform zu handeln. Die genannten Fossilien werden von den Autoren ebenfalls mit *Acer laetum* C. A. Mey., der Rest von Mogi von Nathorst allerdings auch mit *Acer pictum* Thunb. verglichen. Doch hat schon Saporta dargelegt (37 100), daß das Blatt von Mogi mit seinem *Acer laetum pliocenicum* vereinigt werden kann. Die genannten fossilen »Arten« gehören einem einzigen Formenkreis an, der somit für miocäne und pliocäne Schichten von Südfrankreich über Böhmen und Schlesien bis nach Japan nachgewiesen ist. Wenn dennoch an dem ältesten Namen Saporta und Marions hier festgehalten wird, so geschieht dies, um einen neuen Namen zu vermeiden.

Daß *Acer laetum* C. A. Mey. selbst oder eine von ihm kaum zu trennende Form ein Glied der Peruschener Flora war, lehren auch einige leider nicht besonders gut erhaltene Früchte, die, soweit erkennbar, mit der lebenden Art völlig übereinstimmen.

Rhamnaceae.

Paliurus.

Paliurus ovoideus (Goepp.) Heer.

Taf. 8, Fig. 5.

1859. *Paliurus ovoideus* Heer, Tertiärflora der Schweiz III, 76, Taf. CXXI, Fig. 58, 59; Taf. CXXII, Fig. 30.
1919. *Ceanothus ovoideus* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 172.

Das vorliegende, von Goeppert als *Ceanothus ovoideus* beschriebene Blatt (8 36, Taf. XXII, Fig. 13) ist auf Grund der Goeppert'schen Abbildung vermutungsweise mit einem Blütenrest als *Ziziphus ovata* Web. vereinigt und mit *Ziziphus Jujuba* Lam. verglichen worden (20 172). Das Original lehrt aber, daß dies den Tatsachen nicht entspricht. *Ziziphus Jujuba* Lam. hat in der Regel rundliche Blätter, während es sich hier um ein an der abgerundeten Basis am breitesten und sich nach vorn stark zuspitzendes Blatt handelt. Auch ist der Nervenverlauf ein anderer. Bei *Ziziphus* gehen die vom Mittelnerven entspringenden Anastomosen namentlich im unteren Blatteile kurz schräg parallel nach aufwärts, um sich bald mit den ebenfalls parallelen tertiären Nerven der Seitennerven zu vereinigen, so daß eine eigenartige, parallelwinklige Struktur entsteht. Bei dem Fossil dagegen ziehen die mittleren Tertiärnerven bogenförmig nach oben und lösen sich hier in ein zartes Maschennetz auf, in das auch die feinen seitlichen Tertiärnerven übergehen.

Richtig ist allerdings, daß das Blatt nicht zu *Ceanothus* gehört, wie Form und Blattrand lehren. Dieser ist, soweit lebendes Material untersucht werden konnte, bei *Ceanothus* und *Ziziphus* stets fein, aber deutlich gezähnt, während er bei dem Fossil glatt ist und nur ganz vereinzelte Zähne aufweist. So herrscht eine bis in die letzten Einzelheiten gehende Übereinstimmung mit *Paliurus aculeatus* Lam., einer von Südeuropa durch Vorderasien bis zum Himalaya und nach China verbreiteten Pflanze.

Die Bestimmung führt demnach dazu, dem Fossil den schon von Heer (12 III, 121, Taf. CXXI, Fig. 58, 59; Taf. CXXII, Fig. 30) vorgeschlagenen Namen zu geben. Allerdings bemerkt Weberbauer (41 401), daß alle zu *Paliurus* gestellten, auf Blätter

begründeten Arten einigermaßen unsicher seien, »zumal dieselbe Blattform und Nervatur auch bei *Ziziphus* und anderen Rhamnaceengattungen sowie auch außerhalb der Familie zu finden ist«. Das zweite Bedenken berücksichtigt meines Erachtens nicht, daß die in Frage stehenden Blätter schon oft mit Blüten- und Fruchtresten zusammen gefunden worden sind. Es ist daher mehr oder weniger sicher, daß es sich um Rhamnaceenblätter handelt.

Hinsichtlich der Blattform und Nervatur sei auf die obigen Ausführungen verwiesen. Gewiß sind die Blätter der einzelnen Rhamnaceenblätter nicht in jedem Falle leicht unterscheidbar; die angeführten Merkmale gestatten im vorliegenden Falle aber die Zuweisung zu *Paliurus*.

Die früheren Angaben (20 173) sind entsprechend zu berichtigen. Völlig übereinstimmend gebaute Blätter hat Heer (l. c.) vom Hohen Rhonen und von Schrotzburg beschrieben. Am gleichen Orte (12 III, 76, Taf. CXXII, Fig. 27—29) stellt er seinen ebenfalls mit *Paliurus aculeatus* Lam. verglichenen *Paliurus Thurmanni* auf. Die Blätter sind aber ebenso wie *Paliurus tenuifolius* (Taf. 4, Fig. 31) von zweifelhafter Stellung. *Paliurus Colombi* Heer (15 482, Taf. L., Fig. 18, 19; Taf. XLI, Fig. 12) und *Paliurus populifolius* Ett. (4, III, 39, Taf. L, Fig. 12) sind recht ähnlich, durch Form, Randbeschaffenheit und Nervatur aber getrennt.

Ein kleines, von Goeppert als *Celtis rugosa* bezeichnetes Blatt von Schosnitz ist für genaue Bestimmung zu schlecht erhalten (Taf. 11, Fig. 4). Möglicherweise handelt es sich aber um *Rhamnus*.

Vitaceae.

Vitis.

Vitis teutonica A. Br.

Taf. 5, Fig. 6, 7.

1919. *Vitis teutonica* Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 173, Taf. 26, Fig. 14. Nachträge I, S. 382, Taf. 24, Fig. 20—23; Taf. 25, Fig. 1, 2.

Das Blatt liegt in Druck und Gegendruck vor, die zwar nur bruchstückweise erhalten sind, vereint aber ein anschauliches Bild

von dem Bau des ganzen Blattes geben. Danach handelt es sich um ein strahlig genervtes Blatt. Von der Basis entspringen sechs Nerven, von denen die beiden untersten nach unten bogenförmig geschweift sind. Sie enden in den spitzen Blattlappen. Die beiden ersten seitlichen Bündel bilden mit dem Mittelnerven einen verhältnismäßig spitzen Winkel; demgemäß erscheinen auch die zugehörigen Lappen steil aufsteigend und zugespitzt. Die bogenförmig aufsteigenden Sekundärnerven enden craspedodrom in scharfen Zähnen. Zwischenzähne fehlen dem Rande. Zwischen den Sekundärnerven sind bogenförmige Anastomosen erkennbar, wie solche auch das unterste Sekundärnervenpaar des mittleren Hauptbündels mit den seitlichen Hauptnerven verbinden. Das polygonale Nervillennetz ist sehr zart.

Zunächst erinnert diese Blattform an Ahornblätter. Sie ist unter den Tertiärfossilien häufig und in der Tat mehrfach als zu *Acer* gehörend beschrieben worden. So bezeichnet Goeppert die Schosnitzer Blätter dieser Art als *Acer strictum*. Es ist aber bereits darauf hingewiesen worden, daß sie zu *Vitis teutonica* A. Br. gehören, zu welcher Art auch das Ruppersdorfer Blatt gestellt werden muß.

Einige schlecht erhaltene Blattreste von Peruschen stimmen in der Form und Nervatur, soweit diese kenntlich ist, mit *Acer strictum* Goepp. überein, so daß wohl auch für diesen Ort die Existenz der weit verbreiteten Art wahrscheinlich gemacht wird.

Tiliaceae.

Grewia.

Grewia crenata (Ung.) Heer.

Taf. 12, Fig. 2, 3.

1859. *Grewia crenata* Heer, Tertiärflora der Schweiz III, S. 42; Taf. CIX, Fig. 12—21; Taf. CX, Fig. 1—11; Taf. I, Fig. 8.

Unter den Peruschener Abdrücken finden sich häufig rundliche, stumpf zugespitzte Blätter mit herzförmiger Basis, am Grunde zuweilen tief ausgerundet, etwas länger (4—5 cm) als breit (3—4,5 cm), mit stumpf gezähntem Rande. Der Nervenverlauf

ist strahlig; obwohl der Grund zuweilen ungleichseitig ist, treten zu beiden Seiten des Mittelnerven stets gleich viel Nerven auf (in der Regel zwei oder drei, seltener vier). Sie sind wie die bogenförmigen Sekundärnerven camptodrom vor dem Rande verbunden. Die Queranastomosen sind gerade oder gebogen, an *Büttneria* erinnernd, deren kleine Blätter eine sehr ähnliche Nervatur aufweisen. Die Zähne des gekerbten Randes sind spitz oder häufiger rundlich, am Blattgrunde schwächer ausgebildet oder ganz fehlend.

Die Blattform ist mehr oder weniger variabel, manche Stücke darunter recht breit, fast nierenförmig.

Auf die Ähnlichkeit der Blätter mit *Büttneria*-Arten ist bereits hingewiesen worden. Noch größer ist aber die Übereinstimmung mit manchen *Grewia*-Arten. Die Unterscheidung der Tiliaceengattungen nach der Blattform ist, wie Schumann mit Recht betont (39 36), nicht leicht und für ein einzeln vorliegendes Blatt sicher nicht immer möglich. Dennoch ist im vorliegenden Falle die Bestimmung doch wohl durchführbar, da es sich um einen in seinen Variationsgrenzen wohlbekannten, gut charakterisierten und, wie die Durchsicht der Literatur lehrt, in tertiären Schichten weit verbreiteten Blattypus handelt, der sein lebendes Analogon innerhalb der Gattung *Grewia* findet. Fraglich scheint es allerdings, ob sich die einzelnen Arten auf Grund des Blattbaues unterscheiden lassen. Von den in Frage kommenden Arten besitzt *Grewia abutilifolia* Vent. (Ost-Indien) spitzere Zähne und kleine Zwischenzähne, auch ist der Blattgrund hier weniger gebuchtet; das gilt auch von der kleinere Blätter zeigenden *Grewia populifolia* Vahl., auch *Grewia villosa* Willd. besitzt in der Regel spitzere Zähne. *Grewia asiatica* L. und *Grewia tiliaefolia* Vahl. unterscheiden sich durch die viel steiler aufsteigenden Nerven. Völlige Übereinstimmung herrscht dagegen mit den afrikanischen Arten *Grewia obovata* K. Schum., *Grewia occidentalis* L. (Kap-Abessinien) und *Grewia echinulata* Del. (Nubien), die als Form der *Grewia villosa* Willd. angesehen wird.

Büttneriaceae.

Büttneria.

Büttneria aequalifolia (Goepp.) Fr. Mey.

Taf. 9, Fig. 9; Taf. 10, Fig. 10; Taf. 15, Fig. 4.

1919. *Büttneria aequalifolia* Kräusel, Pflanzen schles Tert., S. 174, Taf. 17, Fig. 2, 3, 4; Taf. 26, Fig. 12.
Vgl. auch Friedrich, Tertiärflora der Provinz Sachsen, S. 103.

Die großen, hier als *Büttneria* beschriebenen Blätter gehören zu den auffallendsten Blattabdrücken des schlesischen Tertiärs. Goeppert glaubte drei Arten unterscheiden zu müssen; es wurde aber für die Wersingawer Stücke bereits früher die Vermutung ausgesprochen, daß sie wohl zusammengehören. Sicher war dies jedoch nicht, solange die Originale fehlten, zumal auch andere Untersucher daran zweifelten. So stellt Friedrich (6 104) nur Goeppert's *Dombeyopsis grandifolia* und *tiliaefolia* mit Bestimmtheit zu *Ficus tiliaefolius* (A. Br.) Heer, die dritte Art dagegen nur unter Vorbehalt. Auch Menzel (30 187) glaubt, diese Art von den beiden übrigen trennen zu müssen.

Diese Frage konnte nunmehr an Hand zahlreicher Originale Goeppert's noch einmal geprüft werden. Danach ist die Vereinigung zu Recht erfolgt. Die drei Arten unterscheiden sich nicht mehr voneinander als die verschieden alten Blätter verschiedener Individuen der entsprechenden rezenten Art. Die Pflanze ist auf allen Stücken von Wersingawe, Striese und Stroppen recht häufig, die größeren Blätter dann leider oft nur bruchstückweise erhalten. Auch *Tilia permutabilis* Goeppert gehört dazu. Weitere Funde lehren, daß die Pflanze auch dem übrigen schlesischen Tertiär nicht fehlt. So liegt ein großes Blatt von Muskau vor (Taf. 10, Fig. 10), dessen nicht ganz erhaltener Mittelnerv 89 mm mißt. Es zeigt aufs schönste die strahligen Hauptnerven sowie die zwischen ihnen und den alternierenden Sekundärnerven verlaufenden, mehr oder weniger parallelen Anastomosen, die ein feines Nervillennetz einschließen. Auch der typische camptodrome Nervenverlauf am Rande ist an einer Stelle erkennbar. Ganz entsprechende Abdrücke stammen von Niederweichau (Taf. 9, Fig. 9)

und Peruschen (Taf 15, Fig. 4). Auch in dem Grünberger Ton sind sie häufig, meist aber schlecht erhalten. Von diesem Ort gibt bereits Engelhardt *Ficus tiliaefolius* als häufigste Pflanze an, womit unsere Blätter wohl identisch sind. Ob es sich aber um die Engelhardt'schen Originale selbst handelt, ist nicht mehr festzustellen.

Bei der Bestimmung der Blätter ist zunächst zu ihrer Beziehung zu *Ficus tiliaefolius* (A. Br.) Heer Stellung zu nehmen. Diese Art wird aus zahlreichen Tertiärschichten vom Oligocän bis ins Pliocän angegeben (vergleiche Friedrich, 6 104) und mit einigen tropischen *Ficus*-Arten verglichen. Auch diese besitzen Blätter, die den vorliegenden Fossilien gewiß ähnlich sehen, zeigen aber mancherlei Abweichungen nicht nur in der derberen Textur, sondern auch im feineren Nervenverlauf und der Form, die dagegen mit *Büttneria aspera* Colebr. (Ostindien bis China) völlig übereinstimmen. Allerdings ist die Bestimmung einzelner Blätter von Sterculiaceen und Verwandten recht schwierig, worauf namentlich K. Schumann (39 74) hinweist, der den hierher gestellten Resten wenig Wert beimißt. Man muß aber beachten, daß im vorliegenden Falle es sich nicht um einzelne Blätter handelt, sondern eine sehr große Anzahl von Abdrücken vom gleichen Fundorte verglichen werden konnten, die die Variationsgrenzen sehr deutlich erkennen ließen. Diese sind es aber nicht zuletzt die zum Vergleich mit *Büttneria* berechtigen.

Gilt dies aber auch für alle übrigen zu *Ficus tiliaefolius* A. Br. gestellten Reste? Sicher behauptet kann es z. B. werden von den durch Menzel beschriebenen Abdrücken aus dem Posener Ton (30 181), mit welcher Deutung auch genannter Autor einverstanden ist. Im übrigen konnte ich keine völlige Sicherheit gewinnen. Scheidet man zunächst einmal alle nicht durch Abbildungen belegte Angaben, sowie tatsächlich unbestimmbare Bruchstücke aus, so bleibt wenig übrig, und für dieses wenige genügen Abbildung und Beschreibung keineswegs zu einer sicheren Stellungnahme. Vergleich der Originalstücke wäre hier unerläßlich. Er wird wahrscheinlich zu dem Ergebnis führen, daß nur ein Teil

der als *Ficus tiliaefolius* (A. Br.) Heer beschriebenen Reste hierher gehört. Dies ist auch die Ansicht Menzel's, eines der besten Kenner der tertiären Pflanzen. Er glaubt, daß z. B. die Blätter aus dem nordböhmischen Oligocän tatsächlich zu *Ficus* gehören. Unter diesen Umständen ist es nicht möglich, hier eine Revision des *Ficus tiliaefolius* (A. Br.) Heer zu geben, weshalb für die untersuchten Stücke der Goeppert'sche Artname beibehalten werden soll. Ein Teil der als *Ficus tiliaefolius* beschriebenen Reste ist aber wohl ebenso wie die Posener und Grünberger Blätter damit zu vereinigen.

Ob dies vielleicht nicht doch auch von Menzel's *Phyllites anamirtaceus* (30 184, Taf. 15, Fig. 1, 6) gilt, der ja mit den Striesener Blättern verglichen wird, ist zum mindesten zweifelhaft. Sicher nicht der Fall ist es für einige Oppatowitzer Abdrücke (Taf. 7, Fig. 5, 6) mit scheinbar gebuchtetem Rand und nicht typisch strahliger Nervatur. Eine sichere Bestimmung der Bruchstücke ist aber nicht möglich.

Cornaceae.

Cornus.

Cornus orbifera Heer.

Taf. 14, Fig. 6.

1859. *Cornus orbifera* Heer, Tertiärflora der Schweiz III, S. 27, Taf. CV, Fig. 115—117.

Zu den besterhaltenen der Peruschener Fossilien gehört ein breitelliptisches, ganzrandiges Blatt (5 × 3,8 cm) mit herablaufendem Blattgrund und sehr charakteristischem Nervenverlauf. Von dem geraden Hauptnerven entspringen beiderseits vier Paar Sekundärnerven, die bogenförmig zur Blattspitze ziehen. Die untersten, dicht am Blattrande aufsteigenden sind fast gegenständig, die übrigen mehr oder weniger wechselständig, das letzte Paar schon in der Blattmitte angesetzt und nach der Blattspitze (diese selbst fehlt) umgebogen. Die sehr zarten Tertiärnerven gehen mehr oder weniger horizontal. Dieser Nervenverlauf zeichnet die Blätter vieler *Cornus*-Arten eindeutig aus. Und auf dieses Merk-

mal hin sind in der Tat fossile *Cornus*-Arten beschrieben worden, von denen *Cornus orbifera* Heer mit den vorliegenden Resten am meisten Ähnlichkeit aufweist, aber zahlreichere Sekundärnerven besitzt. *Cornus rhamnifolia* O. Web. (42 192, Taf. 21, Fig. 8) und *Cornus Studeri* Heer (12 III, 27, Taf. CV, Fig. 18—21) kommen für den Vergleich nicht in Frage. Es fragt sich nun, ob jenes Merkmal eine spezifische Trennung erlaubt. Dies muß nach Durchsicht eines umfassenden lebenden Materials durchaus verneint werden, sofern für die Bestimmung nur einzelne Blätter vorliegen. Die Zahl der Nerven, die Biegung der obersten Sekundärnerven wie die Blattform schwanken beträchtlich. Als lebende Arten, mit denen *Cornus orbifera* sowohl wie das vorliegende Blatt verglichen werden können, seien genannt *Cornus tartarica* Mill. (Sibirien, Nordchina), *Cornus sanguinea* L. (Europa, Westasien), *Cornus alba* L. (Nordasien), *Cornus circinata* L'Her. (Neuschottland, Virginien, Kalifornien) und *Cornus florida* L. Letztere Arten scheinen die größte Übereinstimmung aufzuweisen. Sie gehören der nordamerikanischen Flora an. Das Gebiet von *Cornus florida* L. reicht von Ostmassachusetts bis Südontario, im Süden bis Texas und Florida, auch noch nach Mexiko.

Mit dem beschriebenen können einige andere, teils kleinere, teils größere Blätter vereinigt werden, die zwar in Gestalt und Zahl der Sekundärnerven etwas abweichen. Diese Unterschiede gehen aber nicht über die Grenzen hinaus, innerhalb der entsprechende Variationen bei jeder der genannten lebenden Arten auftreten.

Reste unsicherer oder unbekannter systematischer Stellung.

Einige unbestimmbare Reste sind bereits im Anschluß an ähnliche, sicher gestellte Formen behandelt worden; hier sollen noch einige Fossilien mehr oder weniger zweifelhafter Stellung erwähnt werden.

Juglandaceae?

Juglans (?) salicifolia Goepp.

1919. Kräusel, Pflanzen schles. Tert., S. 176. Nachträge I, S. 365.

Diese von Goeppert von Schosnitz beschriebene Art ist von späteren Untersuchern verschieden beurteilt worden. Heer und Schimper stellen sie mit einem ? zu *Juglans acuminata* A. Br., Menzel (29 90) weist auf ihre Ähnlichkeit mit gewissen *Rhus*-arten hin und vergleicht *Rhus salicifolia* damit. Die Originale der beiden von Goeppert abgebildeten Blätter sind nicht vorhanden, wohl aber eine Anzahl diesen sehr ähnlicher, leider sehr schlecht erhaltener Stücke. Die Blätter sind verhältnismäßig schmal, mit verbreiterter, asymmetrischer Basis, sich allmählich zuspitzend, mit bogenförmigen, mehr oder weniger entfernt stehenden, am Rande hochaufsteigenden und dicht vor ihm camptodrom verbundenen, alternierenden Sekundärnerven. Sämtliche Blätter sind durchaus ganzrandig. Dies sowie die entfernter stehenden Sekundärnerven bestimmen mich, die Vereinigung der Schosnitzer Blätter mit *Rhus salicifolia* Menzel als kaum zutreffend anzusehen. Zwar hebt Menzel mit Recht hervor, daß bei vielen *Rhus*-Arten gezähnte neben ungezähnten Blättern auftreten. Da aber an den Schosnitzer Blättern niemals auch nur die geringste Spur einer Zähnung festzustellen ist, ist ihre Beziehung zu der Senftenberger *Rhus*-Art wenig wahrscheinlich.

Von Meyer (20 176) ist die Art ebenfalls als zweifelhaft bezeichnet worden, obgleich er andere, mit den Bildern Goeppert's wie den vorliegenden Originalstücken der *Juglans salicifolia* recht verwandte Abdrücke zu *Juglans acuminata* A. Br. gestellt hat. Sie stellen gewissermaßen den Übergang von der typischen *acuminata*-Form zu *Juglans salicifolia* dar (20, Taf. 25, Fig. 2). Sie alle weichen in manchen Zügen von dem gewöhnlichen Blattypus der *Juglans regia* L. ab; sie sind schmäler und haben weiter voneinander entfernte Sekundärnerven, deren Camptodromie deutlicher ausgeprägt ist. Entsprechende Formen treten bei *Juglans regia* L. indessen, wenn auch verhältnismäßig selten, ebenfalls auf. Bei

Durchsicht eines einigermaßen umfangreichen Materials wird man sie stets finden, und so könnte die Vereinigung der Reste mit *Juglans acuminata* A. Br. gerechtfertigt erscheinen. Indessen sollte da die Seltenheit der Blattform bei der lebenden Art, ihr regelmäßiges Auftreten bei den Schosnitzer Fossilien zur Vorsicht mahnen. Es ist ebenso gut möglich, daß eine ausgestorbene Nußart vorliegt. Daß solche im Tertiär sicher vorhanden gewesen sind, wissen wir aus dem Bau der fossilen Juglandaceenfrüchte (siehe Nagel 31). Und schließlich muß zugegeben werden, daß die Blätter auch einer ganz anderen Familie zugehören können, man könnte neben *Rhus*-Arten auch an manche Sapindaceen oder auch Leguminosen denken; eine sichere Entscheidung hierüber ist schon aus dem Grunde nicht möglich, daß die Reste das feinere Maschenwerk der Nerven nicht mehr erkennen lassen.

Alle als *Juglans salicifolia* Goepp. beschriebenen und hierzu gestellten Reste des schlesischen Tertiärs sind als vielleicht richtig bestimmt, aber doch recht zweifelhaft zu bezeichnen, Folgerungen irgend welcher Art können darauf nicht begründet werden.

Lardizabalaceae?

Sp. indet. cf. *Akebia quinata* (Thunb.) Decne.

Taf. 9, Fig. 2.

Ein von Goeppert als *Morus* sp. bestimmter Blattabdruck von Dirschel hat mit dieser Gattung bestimmt nichts zu tun. Der ungezähnte Blattrand ist nur stellenweise erhalten und läßt sich zu einem breitovalen Blatt mit verschmälerter Basis ergänzen. Das erhaltene Bruchstück ist 4 cm lang. Charakteristisch ist die Nervatur. Von dem sanft geschwungenen Hauptnerven entspringen in größeren Abständen wenige wechselständige, steile Sekundärnerven, die sich im oberen Teile eigentümlich abgesetzt verzweigen und einen dem Blattrand parallelen Bogensaum bilden. Außerhalb von ihm, dicht am Rande findet sich eine zweite Reihe solcher Schlingenbögen. Beide sind durch mehr oder weniger gerade, schräg aufwärts gerichtete, parallele Tertiärnerven verbunden, wie solche auch zwischen den Sekundärnerven auftreten. Sie schließen

ein äußerst zartes, feinmaschiges Nervillennetz ein. Die untersten Sekundärnerven entspringen am Blattgrund und sind am steilsten.

Ein gleich auffallender Nervenverlauf ist mir nur von manchen Lardizabalaceen bekannt, ganz besonders von *Akebia quinata* (Thunb.) Decne., einer in China und Japan heimischen Pflanze. Wenn dennoch eine Benennung des Restes unterbleibt, so erklärt sich dies aus seiner unvollkommenen Erhaltung. Fossile »Arten«, mit denen er vereinigt werden könnte, liegen kaum vor, und die Zahl der unsicheren fossilen »Arten« bedarf keiner Vermehrung.

Leguminosae?

Sp. indet. (cf. *Ceratonia siliqua* L.).

Taf. 9, Fig. 1.

Ein kleines, scheinbar 4 cm langes Blättchen von Dirschel ist von Goeppert als *Quercus* sp. bezeichnet worden. Es ist im oberen Teil nicht erhalten, die scharfe Randlinie rechts stellt ebenfalls nicht den Blattrand dar; das Blättchen ist hier breiter gewesen. So ergibt sich ein im ganzen länglich ovales Blatt mit ungezähntem Rande und verjüngtem Grunde. Vom geraden Mittelnerven entspringen sehr zahlreiche Sekundärnerven, nur wenige Millimeter voneinander entfernt und daher fast stets gegenständig. Sie ziehen wenig steil parallel zum Rande, wo die meisten nach oben umbiegen und camptodrome Schlingen bilden. Von diesen gehen zarte Zweige zum Rande. Dieser selbst ist scharf, umgebogen. Zwischen den Sekundärnerven treten zahlreiche unvollkommene auf, die entweder in die von den übrigen gebildeten Schlingenbögen einmünden oder schon vorher sich in das feinmaschige Nervillennetz auflösen.

Trotz Durchsicht eines umfangreichen Herbarmaterials konnte keine lebende Eichenart gefunden werden, die den beschriebenen Blattbau besitzt. Goeppert's Bestimmung ist daher zurückzuweisen. Vielleicht liegt auch nur eine Zettelverwechslung vor. Ähnliche Blätter weisen manche Arten der Asclepiadaceen, Sapotaceen und Apocynaceen auf, auch an *Ficus* könnte man denken. Doch vermag ich keine Art zu nennen, die nicht in irgend einer

Einzelheit von dem Fossil abweicht. Es zeigt sich hier wieder, wie schwer bezw. unmöglich es ist, ein einzelnes Blatt zu bestimmen, das nicht einem der häufigeren fossilen Formenkreise angehört. Die größte Übereinstimmung besteht mit der im östlichen Mittelmeergebiet heimischen Leguminose *Ceratonia siliqua* L., die insbesondere in der Nervatur dem Fossil gleicht. Leider ist aber aus der Blattform des Abdruckes aus den genannten Gründen keine Klarheit zu gewinnen, so daß schon deshalb auch diese Beziehung zweifelhaft bleiben muß. Es kann deshalb unerörtert bleiben, ob nicht auch andere Leguminosen einen ähnlichen Blattbau aufweisen. Eine Benennung derartiger Reste ist zwecklos.

Araliaceae?

Sp. indet (cf. *Kalopanax*, *Oreopanax*).

Taf. 8, Fig. 2.

Ein von Goeppert als *Acer strictum* bezeichnetes Schosnitzer Blatt konnte von der Mehrzahl der Stücke dieser Art abgetrennt und als *Acer trilobatum* A. Br. bestimmt werden (siehe S. 412). Man könnte meinen, und dies ist von einem Nachuntersucher auch getan worden, daß das gleiche von einem zweiten Stück der Goeppert'schen Sammlung gleichen Namens gilt. Das Blatt (Taf. 8, Fig. 2) ist ebenfalls spitz-dreilappig, der Rand entfernt gezähnt, die Nervatur handförmig, mit craspedodromen Sekundärnerven. Auffallend ist aber die Schmalheit von Haupt- und Nebenlappen, die Steilheit der letzteren, die geringe Zahl wechselständiger Sekundärnerven, der die Zahl der scharfen, aufwärts gerichteten kleinen Zähne entspricht, sowie der scharf zugespitzte Blattgrund. Fast gerade zieht der Blattrand von den Spitzen der Nebenlappen zur Blattbasis, an der nur drei Hauptnerven entspringen. Weder innerhalb des ja sehr variablen tertiären Formenkreises des *Acer trilobatum* A. Br. noch bei irgend einer lebenden Ahornart konnte eine ähnliche Blattform gefunden werden. Auch Pax, der Monograph der Aceraceen, hält es für unwahrscheinlich, daß hier ein *Acer*-Blatt vorliegt.

Ähnlich gelappte Blätter treten bei mehreren Pflanzenfamilien

auf, z. B. bei Bombaceen, Vitaceen und Sterculiaceen. Soweit das durchgesehene, umfangreiche rezente Material lehrt, unterscheiden sie sich von dem Fossil aber stets durch den Verlauf der tertiären Nerven. Am größten scheint die Ähnlichkeit mit manchen Araliaceen (*Kalopanax, Oreopanax*) zu sein, ohne daß eine völlig übereinstimmende Art genannt werden könnte. Ähnliche Blätter sind schon des öfteren beschrieben worden, es sei nur *Aralia Weissii* Friedrich genannt (6 131, Taf. XVIII, Fig. 1—6). Mit Recht betont aber Harms (11 16), daß die Mehrzahl der fossilen Araliaceenarten mehr oder weniger unsichere Reste darstellen. Für eine sichere Bestimmung wäre vor allem der Nachweis einer Blattscheide entscheidend, die allerdings nicht allen Araliaceen eigentümlich ist. Der Blattstiel ist bei dem Schosnitzer Blatt nicht erhalten. Auch die paläobotanische Literatur ist vergeblich nach einem ihm entsprechenden Rest durchmustert worden, es muß daher auf eine nähere Bestimmung und Benennung verzichtet werden.

Sp. indet. (cf. *Oreopanax xalapensis* Dcne. et Pl.

Taf. 8, Fig. 12.

Ein von Goeppert als *Salix* sp. bestimmtes Blatt von Dirschel ist 10 cm lang, breitlanzettlich, ganzrandig, mit verschmälertem Blattgrund und lang ausgezogener Spitze. Der Abdruck liegt nicht eben, das Blatt ist daher breiter, als das Bild erscheinen läßt. Die größte Breite im unteren Drittel wurde zu 3,2 cm berechnet. Vom geraden, starken Mittelnerven ziehen neun wechselständige Sekundärnervenpaare in nach der Spitze zu geringer werdendem Abstande steil bogenförmig aufwärts, wo sie sich vor dem Rande verzweigen und bogenförmig anastomosieren. Ihre äußersten Enden sind stark nach oben vorgezogen und enden dicht am Rande. Zwischen ihnen ist ein unregelmäßig polygonales Maschenwerk ausgebildet.

Es gibt keine Weide mit einer derartigen Nervatur. *Diospyros Toposi* Ham. (Ebenaceen) und *Antidesma japonicum* Sieb. et Zucc. (Euphorbiaceen), die eine ähnliche Gestalt besitzen, zeigen einen

anderen Verlauf der Sekundärnerven, ebenso *Quercus sundaica* Bl., die sich zudem durch ihre deutlichen Tertiärnerven sofort unterscheidet. Dagegen begegnet man dem gleichen Blattbau bei manchen Araliaceen. So herrscht ganz besonders bis in alle Einzelheiten Übereinstimmung mit den Teilblättchen von *Oreopanax xalapensis* Dcne. et Pl. (Mexiko).

Die oben genannten Gründe machen indessen auch hier eine einigermaßen sichere Bestimmung, die allein eine Benennung rechtfertigen würde, ebenso unmöglich wie im vorhergehenden Falle. Immerhin ist es nach allem sehr wahrscheinlich, daß auch die Araliaceen ein Glied der tertiären Flora Schlesiens bilden.

Damit ist die Zahl der vorliegenden Blattypen noch nicht erschöpft. Unter den Peruschener Blättern scheint auch *Sterculia labrusca* Ung. vertreten zu sein. Das Stück läßt aber außer der Blattform nichts mehr erkennen, es kann ebenso gut einem anderen Formenkreis zugehören (Vitaceen u. a.).

Ein schlecht erhaltener Abdruck von Oppatowitz (Taf. 5, Fig. 9) scheint einem großen, breitrundlichen Blatt mit herzförmigem oder gebuchtetem Grunde anzugehören. Wenigstens läßt der Verlauf der dicht stehenden, parallelen Sekundärnerven darauf schließen. Bei Anwendung der vielfach üblichen »Bestimmungs«-Methode könnte man das Bruchstück mit *Apeibopsis Nordenskiöldi* Heer (16 23, Taf. V, Fig. 6) vergleichen. Diese Art ist aber selbst nichts als ein ganz unbestimmbarer Rest.

Zum Schluß möge ein Rest Erwähnung finden, dessen Bestimmung zwar, nicht zuletzt infolge eigener Unkenntnis, noch nicht möglich ist, der aber schon wegen seiner Erhaltung Erwähnung verdient. Beim Spalten einer Schosnitzer Tonplatte kam ein 3 cm langes, rundlich ovales, breit gestieltes Blatt zutage, dessen Substanz erhalten war. Es gelang, das Blatt als ganzes vom Gestein loszulösen. Es ist äußerst dünn, im durchfallenden Licht wird die Nervatur sichtbar (Taf. 10, Fig. 4). Danach lösen sich aus dem breiten, stielartigen Grunde fünf Nerven heraus, die bogenförmig zur Spitze ziehen, durch unregelmäßige, tertiäre Queräste verbunden. Das zarte Fossil macht den Eindruck eines Blumenblattes.

Dies wird bei mikroskopischer Betrachtung bestätigt (Taf. 10, Fig. 3). Das Blättchen besteht scheinbar überhaupt nur aus den beiden Epidermen, deren Zellstruktur schon unter der Lupe kenntlich wird. Nur wenige verkohlte Reste deuten auf das Vorhandensein der inneren Blattsubstanz, die in jedem Fall sehr dünn gewesen sein muß. Die Epidermiszellen sind unregelmäßig viereckig bis polygonal, dazwischen liegen zahlreiche, kleine Spaltöffnungen verstreut. Ihr Bau weist ebenfalls auf ein Blumenblatt, ebenso die überraschende Tatsache, daß ihre Zahl und Anordnung auf beiden Blattseiten die gleiche ist. Die prachtvolle Erhaltung der Epidermen muß überraschen, es sei bemerkt, daß die Fig. 3 auf Taf. 10 ohne jede Vorbehandlung des Objekts von einer Stelle, wo die eine Epidermis beim Herauspräparieren verletzt worden war, gewonnen wurde.

Im Verein mit den schon früher beschriebenen Cutikularpräparaten lehrt dieser Befund, daß die anatomische Methode auch bei der Untersuchung tertiärer Pflanzenreste berufen sein wird, eine bedeutendere Rolle als bisher zu spielen. Reste wie die beschriebenen verdienen daher, auch wenn sie vorläufig nicht sicher bestimmt werden können, die höchste Beachtung.

Allgemeine Ergebnisse.

Bei der Sichtung der ursprünglichen Arbeiten über die schlesische Tertiärflora hatte sich schon eine gewisse Lückenhaftigkeit des Materials herausgestellt (20 2), weshalb damals auf allgemeine Folgerungen verzichtet wurde. Später konnte dann eine tabellarische Übersicht sämtlicher schlesischer Tertiärpflanzen gegeben werden, auch wurden ihre Beziehungen zu den Florengebieten der Jetztzeit klargelegt, soweit dies nicht schon von Pax (36 45) geschehen ist. Hier soll nur noch einmal auf das Alter der einzelnen Lokalfloren eingegangen werden, die ebenfalls bereits früher übersichtlich zusammengestellt worden sind.

Weitaus am besten bekannt ist die Flora von Schosnitz, wenngleich immer noch einige der von Goeppert beschriebenen Reste

verschollen oder von zweifelhafter Stellung geblieben sind. Einen positiven Schluß auf das Alter der Schosnitzer Schichten lassen die pflanzlichen Befunde nur in dem Sinne zu, daß sie mit der allgemeinen Annahme, die sie der oberen Hälfte des Miocäns zuschreibt, sehr gut vereinbar sind. Eine ganz auffallende Ähnlichkeit mit der Schosnitzer Flora zeigen die Reste von Ruppersdorf, ebenso wie die von Pax beschriebenen Trebnitzer Blätter (34). Handelt es sich auch nur um verhältnismäßig wenige Pflanzen, so ist doch mit Ausnahme eines Ahorns keine Art unter ihnen, die nicht auch in Schosnitz nachgewiesen wäre. Wir sind daher berechtigt, auch die Schichten von Ruppersdorf und Trebnitz als gleichaltrig zu deuten. Das gleiche gilt, wie früher gezeigt worden ist, auch von Kokoschütz und schließlich wohl auch von Wohlau. Ein höheres Alter wurde nur für den Ton von Wersingawe, Striese und Stroppen angenommen, und wenngleich *Büttneria aequalifolia* als Beweis hierfür nicht in Anspruch genommen werden kann, so sprechen die übrigen Reste (*Acer giganteum, Amesoneuron Nöggerathiae*) zur Genüge dafür, wie auch der auffallende Unterschied gegenüber den dicht benachbarten Tonen der Wohlauer Amtsziegelei. Die über der Braunkohle von Grünberg liegenden Tonschichten hat Engelhardt (3 94) ebenfalls in das Oligocän versetzt, wozu seine Befunde keinesfalls berechtigen. Leider lag von diesem Orte viel zu wenig Material vor, um diese für die Altersbestimmung der Grünberger Braunkohle so wichtige Frage zu lösen. Was aber an Resten bekannt geworden ist, steht auch mit einem mittelmiocänen oder noch geringeren Alter des Grünberger Hangenden nicht in Widerspruch.

Einige auffallende Züge zeigt die Flora von Dirschel. Wenn auch einige ihrer Vertreter nicht sicher bestimmt werden konnten, so lehren sie jedenfalls, daß hier andere Typen als in Schosnitz vertreten sind. Dies gilt auch von *Cinnamomum polymorphum* A. Br., einer in Schosnitz durchaus fehlenden, auch sonst auf das ältere Tertiär beschränkten Pflanze. Und es ist kaum angängig, dieses Fehlen auf der einen, den Nachweis auf der andern Seite als rein zufällig anzusehen, zumal hierin ja nicht der einzige

Unterschied der beiden Lokalfloren besteht. Ein höheres Alter dürfte ferner den Schichten von Bluschau und Oppatowitz zukommen. Die wenigen von diesen Orten vorliegenden und nur zum Teil bestimmbaren Reste lassen sich gleichfalls nicht mit denen von Schosnitz vergleichen und weisen auf ein höheres Alter dieser Schichten. Die Schichten von Dirschel, Bluschau und Oppatowitz können als altmiocän gedeutet werden.

Höchste Beachtung verdient schließlich die Flora von Peruschen, die aus dem Hangenden des dortigen Braunkohlenlagers stammt. Auch sie weicht von den Schosnitzer Funden stark ab. Neben Typen, die auch dort nicht fehlen, findet sich hier u. a. *Juglans Sieboldiana* Max. *fossiles* Menzel und vor allem *Acer laetum* C. A. Mey. *pliocenicum* Sap. et Mar. Sie lassen vielleicht vermuten, daß diese Schichten ein etwas jüngeres Alter besitzen als die von Schosnitz. Dies würde mit der Annahme eines obermiocänen Alters der schlesischen Braunkohle im Einklang stehen (Friedensburg 5), ohne ein zwingender Beweis dafür zu sein. Daß mancher andere Befund eher für ein höheres Alter spricht, ist bereits früher betont worden. Der genannte Ahorn ist bisher in Schichten nachgewiesen worden, deren Alter in der Regel als pliocän angesehen wird. Es wäre aber falsch, daraus nun das gleiche Alter für die Schichten von Peruschen folgern zu wollen. Pflanzengeographische und entwicklungsgeschichtliche Überlegungen lehren, daß diese Ahornform, die als Ausgangspunkt für eine ganze Anzahl jüngerer *Platanoidea* angesehen werden kann, schon im Miocän in Europa existiert haben muß. Und mit einem miocänen Alter des Peruschener Tones stimmen auch die übrigen Glieder seiner Flora überein.

Der die Braunkohle von Peruschen überlagernde Ton gehört danach dem oberen Miocän an.

Literatur.

Es werden nur Arbeiten erwähnt, auf die im Text ausdrücklich Bezug genommen ist. Im übrigen sei auf die früher gegebenen Literaturhinweise verwiesen.

1. Diels, L., *Polypodiaceae.* Nat. Pflanz.-Fam. I, 1902.
2. Dittrich, G., Bodenbeschaffenheit und Aufschlüsse in der Umgebung von Breslau. Jahresber. Schles. Ges. vaterl. Kult., XCII, 1914.
3. Engelhardt, H., Über Tertiärpflanzen von Grünberg in Schles. Schrift. phys. ökon. Ges. Königsberg i/Pr. XXVII, 1887. I, II, III.
4. Ettingshausen, C. v., Die fossile Flora des Tertiärbeckens von Bilin. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, M.-N.-Kl. XXVI, XXVIII, XXIX, 1867—1869.
5. Friedensburg, F., Das Braunkohlen führende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Frankenstein und Neiße und die Altersfrage der schlesischen Braunkohlen. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol Landesanst., XXV, I, 1914.
6. Friedrich, P., Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen. Abh. Geol. Spezialkarte Preußen IV, 1883.
7. Goeppert, H. R., Beiträge zur Tertiärflora Schlesiens. Palaeont. II, 1852.
8. —, Die tertiäre Flora von Schosnitz in Schlesien. 1855.
9. —, Die Braunkohlenformation in Schlesien. XXXIV. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Kult. 1856.
10. —, Tertiäre Pflanzenreste von Hennersdorf b. Jauer. Ebenda XXXV, 1857.
11. Harms, H., *Araliaceae.* Nat. Pflanz.-Fam. III, 8, 1898.
12. Heer, O. Flora tertiaria Helvetiae I, II, III, 1855—1859.
13. —, Miocäne baltische Flora. 1869.
14. —, Fossile Pflanzen von Nordgrönland. Flora foss. arct. I. 1869.
15. —, Contributions to the Fossil Flora of North-Greenland. Ebenda II, 1869.
16. —, Nachträge zur miocänen Flora Spitzbergens. Ebenda III, 1871.
17. —, Nachträge zur fossilen Flora Grönlands. Ebenda VI, 1880.
18. —, Nachträge zur miocänen Flora Grönlands. Ebenda VII, 1883.
19. Jablonsky, J., Die mediterrane Flora von Tarnocz. Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Reichsanst. XXII, 1914.
20. Kräusel, R., Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1917, XXXVIII, II, 1919.
21. —, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens I. Ebenda f. 1918, XXXIX, I, 1919.
22. —, Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens II, Braunkohlenhölzer. Ebenda f. 1918, XXXIX, I, 1919.
23. —, Welche Ergebnisse liefert die Untersuchung tertiärer Pflanzenreste. Naturw. Wochenschr. N. F. XVII, 1918.
24. —, Einige Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Kult., XCV, 1917.
25. Lesquereux, L., Contributions to the Fossil Flora of the Western Territories II, The Tertiary Flora. U. S. Geol. Surv. Rep. VII, 1878.
26. Ludwig, R., Fossile Pflanzen aus der ältesten Abteilung der Rheinisch-Wetterauer Braunkohlenformation. Palaeontogr. VIII, 1857.

27. Menzel, P., Die Gymnospermen der nordböhmischen Braunkohlenformation. Abhandl. Naturwiss. Ges. Isis, Dresden 1900.
28. —, Über die Flora der plastischen Tone von Preschen und Langaujezd bei Bilin. Abh. Naturw. Ges. Isis, Dresden 1903.
29. —, Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. 46, 1906.
30. —, Pflanzenreste des Posener Tons. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. XXXI, 1910.
31. Nagel, *Juglandaceae*. Foss. Cat. 6, 1913.
32. Pax, F., *Lauraceae*. Natürl. Pflanzenfam. III, 2, 1894.
33. —, *Aceraceae*. Pflanzenreich VIII, 1902.
34. —, Fossile Pflanzen von Trebnitz. Jahresber. Schles. Ges. Vaterl. Kult. LXXXIV, 1906.
35. —, Tertiärflora des Zsiltales. Botan. Jahrb. XL. Beibl. 1908.
36. —, Schlesiens Pflanzenwelt. 1915.
37. Saporta, G. de, Nouvelles observations sur la flore fossile de Mogi. Ann. Sci. Nat. 6. Ser. Bot. XVII, 1884.
38. Schmalhausen, J., Über tertiäre Pflanzen aus dem Tale des Flusses Buchtorma am Fuße des Altaigebirges. Palaeontogr. XXXIII.
39. Schumann, K., *Sterculiaceae*, *Tiliaceae*. Nat. Pflanz.-Fam. III, 6. 1895.
40. Unger, F., *Chloris protogaea*. 1847.
41. Weberbauer, A., *Rhamnaceae*. Natürl. Pflanz.-Fam. 1876.
42. Weber, C. O., Über die Tertiärflora der niederrheinischen Braunkohlenformation. Palaeontogr. II, 1852.

Druckfertig abgeschlossen am 10. November 1919.
Druck verfügt am 22. Juni 1920.

Über Protasolanus, eine neue Lepidophytengattung aus dem deutschen Culm und über die Gattung Asolanus Wood.

Von Herrn **Oscar Hörich** in Berlin.

Hierzu Tafel 16 und 17.

Von Herrn Dr. Wieprecht-Neuhaldensleben wurden uns zwei Stücke von zwei im Culm von Neuhaldensleben aufgefundenen Stammresten übersandt. Da sich sofort herausstellte, daß hier eine bisher unbekannte Pflanze vorlag, überließ uns Herr Dr. Wieprecht in dankenswerter Weise dieses Fossil zur Bearbeitung und schenkte die betr. beiden Bruchstücke der Preuß. Geolog. Landesanstalt; diese sind in Taf. 17, Fig. 2 besonders gekennzeichnet.

Die ganzen Fossilien sind zwei flachgedrückte Stämme von erheblicher Länge, die sich in der Weise zusammengelagert fanden, daß sich ihre unteren Enden berührten, während sie nach den Spitzen hin divergierten. Nach Ansicht des Herrn Einsenders ist trotzdem nicht anzunehmen, daß beide Stücke als Zweige einem gemeinsamen Stamme entsprossen sind. Wahrscheinlicher ist, daß sie durch Einschwemmung derartig zusammengelagert wurden. Der größte Stammrest mißt etwa 4 m, der kleinere reichlich 3 m. Beide sind noch oben deutlich verjüngt. In der Breite messen die beiden uns überlassenen Stücke etwa 12 cm, bezw. 6 cm. Es sind beides Steinkerne. Das größere Stück zeigt wohl die wahre Oberfläche des Stammes, da die Blattnarben in ihrer Form recht deutlich erhalten sind; nur ganz unbedeutende Teile der Außen-

fläche, etwa die Epidermis, könnten verloren gegangen sein. Das kleinere Stück dagegen hat wesentlichere Teile seiner äußeren Gewebeschichten verloren, so daß hier ein tieferer Rindenerhaltungszustand vorliegt.

Das breitere Stück (Taf. 16, Fig. 1) zeigt die Blattnarben in ihrer Form sehr gut erhalten. Sie sind in steilen Spiralen über die Stammoberfläche verteilt und bilden außerdem parallele Längsreihen, so daß sie unter einander in regelmäßigem Quincunx angeordnet und von einander sehr weit entfernt sind. Ein Blattpolster ist nicht vorhanden, sie heben sich aber deutlich aus der Stammoberfläche heraus, besonders an ihrer unteren Begrenzung. Ihre Gestalt (Taf. 17, Fig. 3) ist ungefähr ein über Eck gestelltes Quadrat, das an der oberen Ecke mehr abgerundet, vielleicht auch ein wenig eingebogen ist. Die seitlichen Ecken tragen eine kurze, schräg-abwärts laufende, kantenförmige Verlängerung, die als eine Fortsetzung der oberen Begrenzungslinien der Blattnarben erscheint. Auf der Mitte der Blattnarbe liegen drei Närbchen in einer Horizontalen. Das mittlere Närbchen, das dem Blattleitbündel entspricht, ist rundlich; die beiden Seitennärbchen, die jedenfalls dem »Parichnos« der Lepidodendren und Sigillarien homolog sind, lassen sich nur undeutlich erkennen, scheinen aber, wie bei den Sigillarien, linienförmig, konvex nach außen gestaltet zu sein. Dem bloßen Auge erscheinen die Seitennärbchen eine ringförmige Umgrenzung auf der Blattnarbe zu bilden, in deren Mitte das Zentralnärbchen liegt, so daß eine ähnliche Närbchengestaltung vorläge wie bei dem hinten (S. 443) zu besprechenden *Asolanus*. Unter der Lupe aber lassen sich die beiden getrennten Seitennärbchen ziemlich deutlich beobachten. Eine Ligulargrube ist nirgends nachzuweisen, obwohl die Einbuchtung, die stellenweise an der obersten Spitze der Blattnarbenbegrenzung scheinbar vorhanden ist, die Vermutung nahelegt, daß hier eine Ligulargrube gesessen hat. Da sie aber auch nicht andeutungsweise zu beobachten ist, muß man annehmen, daß sie auch nicht vorhanden gewesen ist, wie es ja noch einige andere Lepidophyten (*Cyclostigma*, *Omphalophloios*, *Phialophloios*) gibt,

die der Ligula entbehren. Zwischen den senkrechten Reihen der Blattnarben ist die Stammoberfläche bedeckt mit längsverlaufenden, groben Runzeln, die miteinander anastomosieren und ganz wie ein Abdruck eines sklerenchymatischen Gewebes aussehen. Unter der Annahme, daß an dem vorliegenden Stücke die Epidermis verloren gegangen ist, muß man schließen, daß diese Pflanze unter der Epidermis ein widerstandsfähigeres Gewebe besaß, wie es in ähnlicher Weise bei den Dictyoxylon-Rinden auftritt. Die senkrechten Reihen, auf denen die Blattnarben liegen, zeigen eine glatte Oberfläche und erscheinen ganz schwach eingesenkt. An einigen Stellen verläuft von der Blattnarbe abwärts ein ziemlich langgestreckter Wulst, der sich nach unten hin allmählich verliert

Dieser Wulst, der durchaus an Knorria-Bildungen erinnert, tritt noch viel deutlicher bei dem schmaleren Stück (Taf. 16, Fig. 2) hervor. Bei diesem sind offenbar außer der Epidermis auch noch einige von den äußeren Rindenlagen verloren gegangen. Es sind daher die Blattnarben nur noch in ihren ungefähren Umrissen erhalten, die knorriaartigen Wülste aber heben sich klarer heraus. Die längsverlaufenden Runzeln zwischen den Blattnarben sind wie bei dem ersten Stück noch vorhanden. Die Rückseite dieses Stückes (Taf. 16, Fig. 3) stellt eine Oberfläche dar, die noch tiefer nach dem Stamminnern hin liegt als die der Vorderseite. Die Blattnarben sind ganz verschwunden, und die knorriaartigen Wülste sind so lang ausgezogen, daß sie mehr oder weniger in einander übergehen und stellenweise als langgestreckte Rippen über die Oberfläche hinziehen. Der Ansatzpunkt der Blattnarben ist durch deutliche Anschwellungen auf diesen Rippen erkenntlich; die Anschwellungen sind wohl bedingt durch das sich hier in zwei Stränge gabelnde Parichnosgewebe. Hier und da ist auf diesen Anschwellungen eine schwache, nach abwärts sich verlierende Furche bemerkbar, die jedenfalls dem in dem Mittelnärbchen der Blattnarbe endigenden Leitbündel entspricht. Die Oberfläche zwischen den Rippen ist glatt und zeigt nichts mehr von der für die beiden anderen Oberflächen charakteristischen Längsrunzelung.

Die beiden Stammreste gehören einer Lepidophytenart an.

Die regelmäßige Anordnung der von einander sehr weit entfernten Blattnarben auf parallelen Längsreihen und der Mangel eines Blattpolsters erinnert zunächst an gewisse Gruppen der Sigillarien; auch scheint die Gestalt der Närbchen mit der bei den Sigillarien übereinzustimmen. Abweichend jedoch ist die Form der quadratischen Blattnarben mit den seitlichen kantenförmigen Verlängerungen und ganz besonders die Knorrienbildungen, die bei echten Sigillarien noch niemals beobachtet worden sind.

Die Knorrienbildungen im Verein mit der Oberflächenskulptur fordern einmal zum Vergleich mit *Bothrodendron* auf. Bei diesem sind aber die Blattnarben ganz wesentlich kleiner. Auch ist die linsen- bis kreisförmig-ovale Gestalt der in deutlichen Schrägzeilen angeordneten Blattnarben durchaus verschieden von der Blattnarbenform des vorliegenden Fossiles. Darauf hinzuweisen ist vielleicht noch, daß die Knorrienwülste bei *Bothrodendron* mit einem breiteren unteren Ende aus der Stammoberfläche heraustreten und an ihrer verjüngten Spitze die Blattnarben tragen, während sie bei dem vorliegenden Fossil gerade an ihrem oberen, an die Blattnarbe anstoßenden Ende verbreitert sind und sich nach abwärts verjüngen. Dem zeitlich geologischen Vorkommen nach könnte das vorliegende Fossil mit der vom Culm bis zum oberen Prod. Carbon auftretenden Gattung *Bothrodendron* (excl. *Cyclostigma*) in Beziehung gebracht werden, nach den angegebenen äußeren Merkmalen aber ist seine Einordnung in diese Gattung nicht möglich.

Ein weiterer Vergleich auf Grund der Knorrienbildung wäre der mit *Asolanus*. Wie sich dabei herausstellte, ist diese eigenartige Gattung bis in die neueste Zeit strittig und sogar ganz unberücksichtigt geblieben, so daß eine genauere Klarstellung dieser Gattung dringend erwünscht scheint. Es soll deshalb weiter unten ausführlicher darüber gesprochen und hier nur auf die Unterschiede hingewiesen werden, die das vorliegende Fossil von der Gattung *Asolanus* trennen.

Mit *Asolanus* hat das vorliegende Fossil das auf den ersten Anblick subsigillarienähnliche Aussehen und die Knorrienbildungen

gemeinsam, es ist aber doch in wesentlichen Punkten unterschieden. Die Blattnarben sind bei *Asolanus* niemals in regelrechten Orthostichen angeordnet, sondern stets in mehr oder weniger steilen Spiralen; auch sind sie nicht so weit von einander entfernt wie bei dem vorliegenden Fossil. Die Gestalt der Blattnarbe ist nicht querquadratisch, sondern querrhombisch mit stark abgerundeter oberer und unterer Ecke, so daß sie meist etwa linsenförmig wird. Die seitlichen Ecken sind sehr spitz und in horizontale kantenförmige Verlängerungen ausgezogen. Über die Närbchen auf der Blattnarbe hat sich noch nicht völlige Klarheit schaffen lassen. An den besterhaltenen Stücken läßt sich nur eine größere rundliche Narbe beobachten, in der eine oder zwei punktförmige Närbchen bemerkbar sind. Eine etwas ähnliche Ausbildung scheint auch auf den ersten Anblick bei dem vorliegenden Fossil hier und da aufzutreten, drei getrennte, auf einer Horizontalen liegende Närbchen sind aber bei *Asolanus* mit Sicherheit noch nicht nachgewiesen. Auf der Oberfläche findet sich eine sehr charakteristische feine, von Blattnarbe zu Blattnarbe verlaufende, mehr oder weniger steile Diagonalstreifung. Bei dem vorliegenden Fossil fehlt diese ganz; dafür tritt zwischen den Längszeilen der Blattnarben eine grobe Längsrunzelung auf. Berechtigen somit schon diese Unterscheidungsmerkmale dieses Fossil von *Asolanus* zu trennen, so gibt das geologische Vorkommen noch weitere Veranlassung dazu. *Asolanus* kommt, soweit bisher bekannt, nur im oberen Teile des Prod. Carbons vor, während das vorliegende Fossil aus dem Culm stammt. Für die Aufstellung neuer fossiler Arten hat die geologische Verbreitung natürlich keine ausschlaggebende Bedeutung. In Verbindung mit unterscheidenden Merkmalen verdient sie immerhin Erwähnung.

Die Rückseite des schmaleren Stückes (Taf. 16, Fig. 3) des vorliegenden Fossiles zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der bei Weiss-Sterzel (Die Sigillarien. II. Subsigillarien. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 2, S. 77—80, Taf. VII, Fig. 33 u. 34, 1893) abgebildeten *Sigillaria reticulata* var. *fusiformis*. Das Weisssche Stück ist ein Steinkern mit knorriaartigen Wülsten,

die in regelmäßigen Längsreihen angeordnet sind und meist vertikal mit einander zusammenhängen. Die Wülste haben spindelförmige Gestalt und tragen auf ihrer Oberfläche eine schwache Längsfurche, an deren oberem Ende sich eine punktförmige Vertiefung findet. Die Oberfläche des Steinkernes ist zwischen den spindelförmigen Wülsten mit einer feinen, parallelen Längsstreifung versehen, die Anastomosen erkennen läßt.

Dem Steinkern sitzt an einer Stelle noch ein kleiner Rest Kohlenhaut an, der eine gut erhaltene Blattnarbe und etwas von der Stammoberfläche zeigt. Die Blattnarbe ist horizontal gestreckt und hat ungefähr rhombische Gestalt. Die seitlichen Ecken sind sehr spitz, die untere ist abgerundet. Die obere Begrenzungslinie ist schwach eingekerbt. Auf der Mittellinie der Narbe liegen drei Närbchen in einer Horizontalen. Das mittlere ist unregelmäßig rundlich, die etwas kleineren Seitennärbchen sind kreisförmig. Dicht am oberen Rande der Blattnarbe, in der Einkerbung, wird von Weiss-Sterzel (a. a. O. Fig. 34 A) die Spur eines eingesenkten Punktes angegeben, die die Ligularnarbe darstellen würde. An dem Original ist aber davon nichts zu bemerken; an dieser Stelle findet sich nur ein Riß in der Kohlenhaut, durch den vielleicht die Ligularnarbe verschwunden ist. Auf Grund einer einzigen Blattnarbe läßt sich über das Vorhandensein oder Fehlen einer Ligulargrube nichts mit Sicherheit angeben. Die Oberfläche der Kohlenhaut zeigt zwischen den Längszeilen der Blattnarben senkrecht verlaufende, anastomosierende grobe Runzeln. Unterhalb der Blattnarben findet sich ein langgestrecktes, schmales, glattes Feld, das in seinem oberen Teile einige schwache, kurze Querrunzeln trägt. Nach Weiss-Sterzel soll dieses Feld und auch die längsverlaufenden Runzeln mit sehr feinen Querrunzelchen überzogen sein, zwischen denen eigentümlich reihenweise angeordnete Punkte bemerkbar sein sollen; am Original ist aber dergleichen kaum wahrzunehmen.

Die Ähnlichkeit des uns vorliegenden schmaleren Stammrestes mit diesem Weissschen Fossile ist nur eine äußerliche. Beide stimmen in der Anordnung der Blattnarben, in dem Vor-

handensein der groben Längsrunzelung zwischen den senkrechten Blattnarbenzeilen und dem schmalen glatten Felde unterhalb der Blattnarbe überein. Aber schon der vollkommene Mangel der bei dem Weissschen Fossil so klar hervortretenden feinen Längsstreifung der Steinkernoberfläche stellt ein gewisses Unterscheidungsmerkmal dar, wenn auch nicht übersehen werden darf, daß dieser Mangel vielleicht in dem Erhaltungszustand begründet sein kann. Recht verschieden ist die Form der Wülste, die bei unserem Stücke gar nicht spindelförmig, sondern sehr viel länger gestreckt sind und weit mehr an Knorrienwülste erinnern. Die Blattnarben liegen viel weiter von einander entfernt als bei dem Weissschen Fossil und weichen in ihrer quadratischen Gestalt mit den seitlichen kantenförmigen Verlängerungen wesentlich von diesem ab.

Die beiden uns vorliegenden Stammstücke, die ihren äußeren Merkmalen nach nur zu den Lepidophyten gehören können, stimmen mit keinem der bis jetzt bekannten Pflanzenreste überein. Am meisten Ähnlichkeit zeigen sie mit der Gattung *Asolanus*, von der sie aber durch sehr wesentliche Merkmale sowie das geologische Alter verschieden sind. Es ist daher wohl begründet für diese beiden Stücke eine neue Gattung aufzustellen, der man im Hinblick auf die Ähnlichkeit mit *Asolanus* den Namen *Protasolanus* geben kann. Als Artname wird vorgeschlagen *Wieprechti*, nach dem Übersender dieser eigenartigen Stücke.

Wie vorn angegeben, hat diese Pflanze anscheinend keine Ligula besessen. Da es nun noch einige andere Gattungen unter den fossilen Lepidophyten gibt, die nach unserer bisherigen Kenntnis der Ligula entbehren (*Cyclostigma, Omphalophloios, Phialophloios* u. a.), so könnte man wohl diese alle zu einer besonderen Gruppe der Lepidophyten, den *Eligulatae*, zusammenfassen, wie ja auch die recente Botanik die *Lycopodiales eligulatae* den *Lycopodiales ligulatae* gegenüberstellt. Der Namen *Lepidophyta* würde dadurch eine etwas andere Bedeutung bekommen, indem nach den bisherigen Anschauungen in dieser Reihe Pflanzen zusammengefaßt wurden, die eine Ligula besaßen. In der zweiten

Auflage von Potoniés »Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie«, das im Erscheinen begriffen ist, hat Gothan denn auch den veränderten Tatsachen Rechnung getragen und die Lepidophyten in zwei Gruppen geteilt: solche mit Ligula und solche ohne Ligula.

Vorkommen: Culm von Süplingen bei Neuhaldensleben.

Asolanus Wood.

Sigillaria Brongt. bei Goldenberg z. T., Fl. saraep. foss., II. S. 22. 1857.
Asolanus Wood, Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, S. 238. 1860.
Pseudosigillaria Grand'Eury, Fl. carbonif. Loire, S. 142. 1877.
Sigillaria-Camptotaenia Grand'Eury, Bass. houill. Gard, S. 260. 1890.

Über die Berechtigung der Gattung *Asolanus* Wood gehen die Ansichten der verschiedenen Forscher bis in die neueste Zeit sehr auseinander. Die große Ähnlichkeit, die diese Stammreste zweifellos mit den Subsigillarien aufweisen, führte dazu, sie bei den Sigillarien einzureihen oder mindestens in sehr nahe Beziehung zu diesen zu setzen. Selbst Wood, der die Gattung *Asolanus* aufstellte, ließ sie später wieder fallen und ordnete die fraglichen Fossile in die Gattung *Sigillaria* ein. Erst in neuester Zeit sind die wesentlichen Merkmale, die die Berechtigung der Gattung *Asolanus* feststellen, hervorgehoben worden, ohne jedoch eine allgemeine Anerkennung gefunden zu haben. So führt z. B. Seward in dem 1910 erschienenen 2. Teil seines Handbuches »Fossil Plants« den Namen *Asolanus* gar nicht auf, auch nicht etwa unter »*Sig.*« *camptotaenia*. Es sollen deshalb im folgenden die Berechtigung der Gattung *Asolanus* und ihre Beziehungen zu anderen Gattungen klargestellt werden.

Erhalten sind Stammreste von verschiedenen Dimensionen; die größten beweisen, daß es sich um baumförmige Gewächse handelt. Eine Verzweigung hat noch nicht nachgewiesen werden können. Goldenberg (Fl. Saraep. foss., II. S. 23. 1857) nahm eine solche an, da er mehrfach neben sehr großen Stammresten solche von geringem Durchmesser beobachtete. Eine Verzweigung ist wohl vorhanden gewesen, war aber vielleicht nicht häufig.

Die Stammreste tragen Blattnarben, die in Schrägzeilen angeordnet sind (Taf. 17, Fig. 1); regelmäßige Orthostichen

treten niemals auf, wenn auch bisweilen die Blattnarben das Bestreben zeigen sich in Vertikalzeilen »auszurichten« (Taf. 17, Fig. 1). Wo bei einzelnen Stücken echte Orthostichen auftreten (s. S. 456/7 *A. Manephlaeus* u. *A. ornithicnoides*), ist es sehr fraglich, ob diese mit Recht zu *Asolanus* gestellt wurden. Im allgemeinen liegen die Blattnarben in regelmäßiger, nicht sehr großer Entfernung bei einander. Grand'Eury (Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 7; Taf. XXII, Fig. 1, 1890) hat aber einige Stücke beobachtet, bei denen in der regelmäßigen Anordnung der Blattnarben Zonen mit dichter beieinanderliegenden Narben auftreten. Er hat daraufhin eine neue Art, *Pseudosigillaria dimorpha*, gegründet, obwohl offenbar diese Zonen nur durch Wachstumsstörungen nach Art der »Wechselzonen« bei Sigillarien veranlaßt sind. Die Stammoberfläche ist bedeckt mit dichten, feinen, geraden oder gekrümmten, parallelen Streifungen, die von einer Blattnarbe zu den vier nächstgelegenen verlaufen. Diese Streifungen treten entweder bündelartig auf und es entsteht dann eine rautenförmige Ornamentierung, in deren Eckpunkten die Blattnarben liegen. Die innere Fläche der Rauten ist ebenfalls mit einer feinen Parallelstreifung versehen, die aber häufig weniger deutlich hervortritt. Oftmals sind aber die Streifungen ziemlich steil, mitunter fast senkrecht (Taf. 17, Fig. 1). Es ist dann die Stammoberfläche überzogen von einer mehr oder weniger senkrechten von Narbe zu Narbe sich hinziehenden, bisweilen sinusartig geschlängelten feinen Parallelstreifung. Die Blattnarben sitzen nicht auf Polstern, heben sich aber aus der Stammoberfläche etwas heraus. Grand'Eury (Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 10. 1890) hat ein jüngeres Zweigstück abgebildet, das in seinem oberen Teil lepidodendronähnliche Blattpolsterung zeigt, und das er deswegen als besondere Art, *Sigillaria-Camptotaenia lepidendroides*, ansieht. Es könnten wohl die Blattnarben an den Zweigenden abweichend gestaltet sein, die Abbildung macht aber mehr den Eindruck, als ob ein etwas eigenartiger Erhaltungszustand vorliegt. Die Gestalt der Blattnarben ist etwa querrhombisch bis linsenförmig. Die obere und untere Ecke ist ziemlich stark abgerundet, die seit-

lichen Ecken sind scharf zugespitzt und meist etwas leistenartig horizontal ausgezogen. Der obere Rand der Narbe ist mitunter ein wenig eingebuchtet. In dieser Einbuchtung findet sich nach ZEILLER (Fl. foss. Valenciennes, S. 589. 1888) ein sehr kleines punktförmiges Närbchen, das als Ligularnärbchen zu deuten wäre. Eine gleiche Angabe findet sich in einer späteren Arbeit von ZEILLER (Fl. foss. Blanzy et Creusot, S. 158, Taf. XLI, Fig. 3a. 1906). Ähnliche Angaben finden sich bei WEISS-STERZEL (Subsigillarien. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 2, S. 71, Taf. IV, Fig. 22. 1893) und WHITE (Foss. Fl. Missouri, S. 234, Taf. LXX, Fig. 3a und b. 1899). In allen Abbildungen ist aber nur eine ganz schwache, unklare Andeutung zu bemerken. Da aber sonst nirgends Angaben über ein derartiges Mal gemacht werden und an den uns zur Verfügung stehenden Stücken nichts dergleichen zu beobachten ist, muß das Vorhandensein einer Ligula vorläufig noch bezweifelt werden. Auch über die Närbchen auf der Blattnarbe besteht noch keine vollständige Klarheit, da der Erhaltungszustand aller bis jetzt bekannten Stücke in diesem Punkte merkwürdig unvollkommen ist. GOLDENBERG (Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 1. 1857) gibt drei Närbchen an; das mittlere punktförmig, die beiden seitlichen länglich. Nach WEISS-STERZEL (a. a. O., S. 68) ist diese klare Unterscheidung der drei Närbchen an dem Original aber nicht möglich, dagegen bilden sie (a. a. O. Taf. IV, Fig. 23A) ein Stück ab, das auf der Blattnarbe drei Närbchen einigermaßen erkennen läßt. Diese haben etwa die Gestalt, wie sie bei den Sigillarien auftritt, die Seitennärbchen zeigen aber teilweise das Bestreben, sich ringförmig zusammenzuschließen. In den weitaus meisten Fällen, die offenbar die wahre Gestalt der Närbchen zeigen, ist diese Zusammenschließung der Seitennärbchen vollständig, so daß eine größere ringförmige Bildung entsteht, die eine Einsenkung umschließt (WEISS-STERZEL, T. IV, Fig. 22A). Das Zentralnärbchen ist dann verschwunden, und an seiner Stelle treten am oberen und unteren oder nur am unteren Rande der Ringbildung je ein punktförmiges, häufig nicht klar zu erkennendes Närbchen auf. Es hat dann den Anschein, als ob

die Blattnarbe nur ein größeres Närbchen trägt, und solche Stücke hat Lesquereux mit dem Artnamen *monostigma* belegt. Am unteren Rande sitzt der Blattnarbe wie ein Tragpolster ein glattes, konvex gewölbtes, etwa dreieckiges, schuppenförmiges Feld an, das sich mehr oder weniger weit nach abwärts erstreckt (Taf. 17, Fig. 1, 1b), in manchen Fällen auch fast ganz verschwunden ist. Ein ähnliches schmaleres Feld findet sich bisweilen unmittelbar über dem Blattnarbenrande (Taf. 17, Fig. 1a, b). An das untere Tragpolsterähnliche Feld schließt sich eine wulstförmige, nach abwärts sich verjüngende Verlängerung an, die sich häufig bis in die Nähe der nächsten darunter gelegenen Blattnarbe erstreckt. Besonders deutlich treten diese Wülste an mehr oder minder entrindeten Stammresten auf (Weiss-Sterzel, Taf. 5, Fig. 28). Sie zeigen dann eine große Ähnlichkeit mit Knorrienbildungen, haben aber meist mehr spindelförmige Gestalt. Ihr Zusammenhang mit den Blattnarben läßt sich mehrfach an Stücken, die noch Reste der kohligen Außenrinde tragen, nachweisen (Weiss-Sterzel, Subsigillarien, Taf. V, Fig. 28. 1893). Diese knorriaartigen Bildungen sind, wie bei *Lepidodendron* und *Bothrodendron*, entstanden durch Ausfüllung des nach der Zerstörung des Leitbündels und des wohl auch vorhandenen Parichnos auftretenden Hohlraumes mit Gesteinsmasse. Sie durchsetzen vom Holzkörper her in steiler, schräger Richtung die Rinde und tragen an ihrem oberen Ende die Blattnarbe. Häufig ist die Spitze dieser Wülste mitsamt der Blattnarbe ausgebrochen, und es entstehen dann an Stelle der Blattnarben elliptische Vertiefungen, die dem Fossil ein ganz anderes Aussehen geben (Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 3 u. 4. 1857). Ihre Bestimmung als *Asolanus* ist aber sichergestellt durch Stücke, die noch Reste der kohlig erhaltenen Blattnarben tragen. An einem Originalstück von Weiss hat Koehne (Abb. u. Beschr. II, 37, Fig. 5. 1904) einen Marksteinkern herauspräpariert, der eine ähnliche feine Längsstreifung zeigt[1]) wie der Marksteinkern der Sigillarien. Eine solche innere Achse hat auch Grand'Eury (Bass. houill. Gard, S. 261. 1890) bei *Aso-*

[1]) Leider hat sich das Stück noch nicht wieder finden lassen.

lanus festgestellt; die Längsstreifung soll jedoch von der bei Sigillarien auftretenden verschieden sein.

Blätter sind im Zusammenhang mit den Stammresten noch nicht mit Sicherheit aufgefunden worden, es sind aber einige wenige Stücke bekannt geworden, die mit Blättern vergesellschaftet sind (GOLDENBERG, Fl. Saraep. foss., Taf. VI, Fig. 2, 1857; besonders WEISS-STERZEL, Taf. IV, 24) in der Art, daß wohl eine Zusammengehörigkeit angenommen werden muß. Die Blätter sind lang, schmal, lineal, mit einer Mittelrippe. LESQUEREUX (Coal Fl. Pennsylvania, III, S. 793. 1884) beschreibt Blätter, ohne anzugeben, ob sie mit dem Stammrest in organischer Verbindung stehen, und ohne eine Abbildung hinzuzufügen. Sie sind schmal, besitzen einen dicken, auf der Blattunterseite kielartig vortretenden Mittelnerv und zu beiden Seiten einen schwachen, unvollständig erhaltenen Seitennerv. GRAND'EURY (Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 5 u. 8. 1890) gibt zwei Abbildungen, die Blattreste in anscheinend natürlicher Lagerung zu dem Stammrest zeigen. Diese Blattreste sind ganz anders gestaltet. Sie sind eiförmig-lanzettlich, auf der einen Abbildung an der Spitze abgestumpft und ohne Rippen, auf der anderen Abbildung nach oben hin zugespitzt und mit einer deutlichen Mittelrippe. Da diese beiden Abbildungen im ganzen nicht sehr klar sind, kann man bezüglich der Blätter auch keinen sicheren Schluß ziehen. Anzunehmen ist nach allem, daß die Blätter sigillarienartig waren.

Über Fortpflanzungsorgane liegt bisher nur eine einzige Beobachtung vor. LESQUEREUX (Coal Fl. Pennsylvania, III, S. 794. 1884) beschreibt einige eigentümliche Zapfenreste, die er mit einem als *Sigillaria monostigma* bestimmten Stammrest derartig vergesellschaftet fand, daß er eine Zusammengehörigkeit für sicher hält. Sie sollen — eine Abbildung wird leider nicht gegeben — große Ähnlichkeit mit dem von ihm früher beschriebenen *Trochophyllum clavatum* zeigen und werden von ihm *Sigillariostrobus Laurencianus* genannt. WHITE (Foss. Fl. Missouri, S. 235. 1899) hält mit Recht die Zusammengehörigkeit dieser Zapfen mit dem Stammrest für sehr zweifelhaft, da sie nur auf ein gemeinschaftliches Vorkommen begründet ist.

Als Wurzeln bringt Lesquereux (Coal Fl. Pennsylvania, II, S. 517. 1880) mit seiner *Sigillaria monostigma* unterirdische Organe in Zusammenhang, die er zunächst (Geol. Surv. Illinois, IV, S. 450, Taf. XXIX, Fig. 3. 1870) als *Sigillarioides stellaris* sp. nov., später (Coal Fl. Pennsylvania, II Text, S. 516. 1880; Atlas Taf. LXXIV, Fig. 5 u. 7. 1879) als *Stigmaria stellaris* beschrieb. Die Abbildungen Fig. 3, Taf. XXIX und Fig. 7, Taf. LXXIV stellen ein und dasselbe Stück dar, einen Stigmarien-ähnlichen Rest, dessen in regelmäßigem Quincunx angeordnete Narben unregelmäßig rundliche bis eckige Form zeigen und kein Närbchen erkennen lassen. Die Oberfläche ist mit Streifungen bedeckt, die bündelartig diagonal von Narbe zu Narbe verlaufen oder sternförmig um die einzelnen Narben angeordnet sind. Diese Streifungen haben Lesquereux den Gedanken nahegelegt, dies Fossil mit seiner *Sigillaria monostigma* in Verbindung zu bringen. Andere Gründe für die Zusammenziehung beider Fossile liegen nicht vor. White (Foss. Fl. Missouri, S. 326. 1899) gibt an, daß er sich durch eingehende Untersuchungen davon überzeugt habe, daß die von Lesquereux beschriebenen Fossile die unterirdischen Organe von *Sigillaria camptotaenia* seien. Worauf er diese Überzeugung gründet, führt er aber nicht näher aus. Einstweilen ist diese Zusammengehörigkeit als unsicher anzusehen. Das von Lesquereux a. a. O. Taf. LXXIV, Fig. 5 abgebildete Stück ist wohl von diesem Zusammenhang auszuschließen, da es sich besonders durch die Form der kleinen quergestreckten seitlich zugespitzten Narben nicht unwesentlich von dem anderen, Fig. 7 abgebildeten Stück unterscheidet. White führt es deshalb auch mit? an.

Aufgestellt wurde die Gattung *Asolanus* von Wood (Proc. Ac. nat. Sci. Philadelphia, 1860, S. 237, Taf. IV, Fig. 1. 1861). Die große Ähnlichkeit mit leiodermen Sigillarien entging ihm nicht, doch erschienen ihm die Unterschiede so bedeutend, daß er für diese Fossile eine neue Gattung schuf. Als wesentlichste Unterschiede führt er an, daß die Stämme keine Längsrippen besitzen, und daß der Horizontaldurchmesser ihrer Blattnarben größer

ist als der Längsdurchmesser. Die für diese Fossile charakteristische diagonal von einer Blattnarbe zu den anderen verlaufende Oberflächenstreifung hebt er nicht als besonderes Unterscheidungsmerkmal hervor. Über die knorrienartigen Bildungen, die doch einen wesentlichen Unterschied gegenüber den Sigillarien ausmachen, erwähnt er gar nichts. Sie waren ihm offenbar nicht bekannt; wenigstens lassen die von ihm abgebildeten Stücke davon nichts erkennen. In einer späteren Arbeit läßt Wood (Trans. Americ. Phil. Soc., XIII, S. 342, Taf. IX, Fig. 3. 1869) die Gattung *Asolanus* wieder fallen und ordnet die von ihm früher dazu gestellten Arten der Gattung *Sigillaria* ein. Er trägt aber der Eigenart dieser Fossile dadurch Rechnung, daß er sie in einem Subgenus *Asolanus* zusammenfaßt.

Grand'Eury (Fl. carbonif. Loire, S. 142—143. 1877) hat das neue Genus *Pseudosigillaria* aufgestellt für Stämme, die dieselben Merkmale aufweisen wie die von Wood als *Asolanus* beschriebenen Reste. Auf die Gattung *Asolanus* und die von Wood beschriebenen Arten wird aber nicht Bezug genommen. Ob Grand' Eury die Arbeiten von Wood nicht gekannt hat oder ob er der Ansicht war, daß seine Fossile mit den Stammresten Woods nichts zu tun haben, geht aus der Beschreibung nicht hervor. Die äußere Ähnlichkeit seiner Fossile mit Sigillarien hebt Grand'Eury hervor, die knorrienartigen Bildungen aber fielen ihm sofort auf. Er weist darauf hin, das das Vorhandensein von Knorrien ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal zwischen den Gattungen *Lepidodendron* und *Sigillaria* darstellt, das in dem verschiedenartigen Verlauf der Leitbündel begründet ist. Ihr Auftreten bei den Lepidodendren zeigt an, daß die Leitbündel in gleichmäßig schräger Richtung die Rinde vom Stamminnern zur Blattnarbe hin durchziehen, während sie bei den Sigillarien, bei denen noch niemals eine Knorrienbildung beobachtet worden ist, annähernd senkrecht im Stamminnern aufsteigen und in ihrem obersten Teile die Rinde ziemlich horizontal bis zur Blattnarbe durchsetzen. Das Auftreten von Knorriabildungen veranlaßt Grand'Eury daher seine Fossile von den Sigillarien zu trennen und den Lepidoden-

dren anzuschließen, von denen sie sich aber wieder durch ihre äußeren sigillarienähnlichen Merkmale und die häufig in rautenförmigen Bildungen angeordnete diagonale Streifung der Oberfläche, sowie durch die Lage der Blattnarben auf den Ecken der Rauten unterscheiden. In einer späteren Arbeit (Bass. houill. Gard, S. 260—262, Taf. IX, Fig. 4—10; Taf. XXII, Fig. 1. 1890) ändert Grand'Eury im Text den Gattungsnamen in *Sigillaria-Camptotaenia* ab, während er in den Tafelunterschriften den Namen *Pseudosigillaria* beibehält. Er schließt hier diese Fossile an die Sigillarien an und weist darauf hin, daß die eine Art, *Sig.-Campt. monostigma*, von Wood früher als *Asolinus camptotaenius* beschrieben worden ist, läßt sich aber nicht darüber aus, warum er die Wood'sche Gattung nicht angenommen hat.

Die Mehrzahl der Autoren legte den besonderen Eigentümlichkeiten dieser Pflanzenreste keine Bedeutung bei, sondern reihte sie ihrer äußeren Änlichkeit nach der Gattung *Sigillaria* ein. So beschreibt Goldenberg (Fl. Saraep. foss., II, S. 22—23, Taf. VI, Fig. 1—4. 1857) unter dem Namen *Sigillaria rimosa* Stammreste, die nach der Form und Anordnung der Blattnarben mit den tragpolsterähnlichen Bildungen unterhalb der Blattnarben, nach der eigenartigen Streifung der Rindenoberfläche und dem mit Knorrien besetzten Steinkern, wie ihn die Fig. 1 sehr schön zeigt, zweifellos zur Gattung *Asolanus* Wood gehören. Auf die für Sigillarien ungewöhnlichen Knorrienbildungen macht Goldenberg ausdrücklich aufmerksam. Innerhalb der Blattnarbe gibt er drei »Gefäßbündelnärbchen« an: ein mittleres punktförmiges und zwei seitliche längliche, die auch auf den Abbildungen deutlich angegeben sind. Nach Angaben bei Schenk (Foss. Pflanzenreste, S. 82. 1888), Weiss-Sterzel (Subsigillarien, S. 68. 1893) und Nathorst (Palaeoz. Fl. Arkt. Zone. Kgl. Svensk. Vetensk. Akad. Handl., 26, 4, S. 64. 1894) läßt aber das Original von Goldenberg diese drei Närbchen durchaus nicht klar erkennen. White (Foss. Fl. Missouri, S. 236. 1899) hält die Idendität der *Sigillaria rimosa* Gold. mit *Asolanus* Wood für zweifelhaft, und Lesquereux (Coal. Fl. Pennsylvania, II, S. 469. 1880) und Nathorst (a. a. O., S. 64)

trennen die beiden Fossile ausdrücklich, teils wegen des Vorhandenseins von drei Närbchen, teils wegen der etwas abweichenden Oberflächenstreifung. Nathorst (a. a. O.) ist geneigt, *Sig. rimosa* Gold. in nähere Beziehung zu *Bothrodendron kiltorkense* zu setzen. Es ist aber, wie vorstehend ausgeführt, in Übereinstimmung mit allen anderen Autoren die Zusammenziehung von *Sig. rimosa* Gold. mit *Asolanus* Wood durchaus berechtigt.

Zeiller (Fl. foss. Valenciennes, S. 518 u. 590. 1888) spricht sich ausdrücklich dahin aus, daß die Merkmale dieser Fossile nicht hinreichend seien, um die Gattungen *Asolanus* Wood und *Pseudosigillaria* Grand'Eury aufrecht zu erhalten, vielmehr hätten diese in der Gattung *Sigillaria* aufzugehen. Auch Weiss-Sterzel (Sigillarien II. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 2, S. 32 u. 65—75. 1893) stellen diese Fossile zur Gattung *Sigillaria*, obwohl sie das für *Sigillaria* Ungewöhnliche der knorriaartigen Bildungen hervorheben. Sie geben aber diesen Fossilien eine besondere Stellung, indem sie für sie das Subgenus *Asolanus* annehmen. Ebenso reiht Lesquereux (Geol. Surv. Illinois, II, S. 468—470. 1880) diese Fossile in die Sigillarien ein, macht aber darauf aufmerksam, daß sie sich nicht unwesentlich von *Sigillaria* unterscheiden. *Asolanus* Wood führt er als Synonym auf.

Potonié (Wechsel-Zonen-Bildung der Sigillariaceen. Dieses Jahrb. f. 1893, S. 35, Fußnote. 1894) macht schon darauf aufmerksam, daß der Gattungsnahme *Pseudosigillaria* Grand'Eury richtiger durch *Asolanus* Wood zu ersetzen ist. Wie aus einer Stelle des Textes (a. a. O., S. 36) hervorgeht, ist er offenbar der Ansicht, daß die Gattung *Asolanus* zu Recht besteht.

Erst Koehne (Sigillarienstämme, Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 43, S. 34 u. 92—93. 1904) aber stellt die Unterschiede dieser Pflanzenreste gegenüber der Gattung *Sigillaria* fest und tritt für die Aufrechterhaltung der Gattung *Asolanus* Wood ein. Dieser Ansicht pflichtet später auch Zeiller (Bass. Blanzy et Creusot, S. 155—159, Taf. XLL, Fig. 3. 1906) bei. Er hält die Unterschiede gegenüber *Sigillaria* für so wesentlich, daß er im Gegensatz zu seiner früheren Ansicht eine Trennung

von *Sigillaria* für berechtigt hält und eine größere Verwandschaft mit *Lepidodendron* befürwortet. Während er früher (Fl. foss. Valenciennes, S. 580. 1888) in Übereinstimmung mit Goldenberg das Vorhandensein von drei Närbchen auf der Blattnarbe annahm, sieht er jetzt als das wichtigste Unterscheidungsmerkmal von *Asolanus* gegenüber *Sigillaria* das Vorhandensein nur eines größeren ringförmigen Närbchens an, in dem sich noch ein oder zwei schwache punktförmige Närbchen bemerkbar machen, wie das Weiss-Sterzel beschrieben haben.

Auf den ersten Anblick zeigt *Asolanus* in der Tat eine hervorstechende Ähnlichkeit mit den leiodermen Sigillarien; die aber einer genaueren Nachprüfung nicht standhält. Die Blattnarben sind niemals in regelmäßigen senkrechten Reihen angeordnet, sondern stets in mehr oder minder steilen Spirallinien. Die linsenförmige bis querrhombische Form der horizontal gestreckten Blattnarben mit den scharf ausgezogenen seitlichen Ecken ist durchaus verschieden von den etwa sechseckigen schildförmigen Narben der Sigillarien. Eigentümlich für *Asolanus* ist die feine, häufig bündelförmige Oberflächenstreifung, die sich mehr oder weniger diagonal zwischen den Blattnarben erstreckt und bisweilen rautenartige Ornamentierungen hervorruft, in deren Eckpunkten die Blattnarben liegen. Die Närbchen auf der Blattnarbe sind durchweg nicht recht deutlich erhalten. Einige Autoren (Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 1. 1857. — Zeiller, Fl. foss. Valenciennes, S. 588 u. 590. 1888) geben drei Närbchen an, die die gleiche Gestalt haben wie bei den Sigillarien. Es scheinen aber diese Beobachtungen nur auf mangelhaften Erhaltungszuständen zu beruhen; denn Weiss-Sterzel, Schenk und Nathorst (s. oben) geben ausdrücklich an, daß das Original von Goldenberg die drei Närbchen nicht erkennen lasse, und Zeiller spricht in einer späteren Arbeit (s. unten) nur von einem ringförmigen Närbchen auf der Blattnarbe. In den meisten Fällen, die in dieser Hinsicht einigermaßen Klarheit ergeben, läßt sich nur ein ringformiges Närbchen beobachten, in dessen Innerem ein schwaches punktförmiges Närbchen am unteren Rande und

bisweilen noch am oberen Rande bemerkbar ist. Es ist dies zweifellos die wahre Gestalt des Närbchens (Weiss-Sterzel, a. a. O., S. 68. 1893. — Zeiller, Bass. Blanzy et Creusot, S. 156 u. 158. 1906) und damit ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal, das die Gattung *Asolanus* von der Gattung *Sigillaria* trennt. Auch das nach den bisherigen Beobachtungen offenbare Fehlen einer Ligula und das Auftreten knorrienartiger Bildungen entfernt *Asolanus* von *Sigillaria*.

Durch die knorrienartigen Bildungen ist auch eine gewisse Ähnlichkeit zwischen *Asolanus* und *Bothrodendron* vorhanden. Nathorst (Palaeoz. Fl. Arkt. Zone. Kgl. Svensk. Vetensk. Akad. Handl., 26, 4, S. 64. 1894) hält sogar eine nähere Verwandschaft von *Sigillaria rimosa* Gold. mit *Bothrodendron kiltorkense* für möglich. *Bothrodendron* hat aber durchgehends weit kleinere Blattnarben, besitzt drei deutliche Närbchen auf der Blattnarbe und eine Ligula und ist nicht durch die für *Asolanus* charakteristische diagonale Oberflächenstreifung ausgezeichnet.

Stücke, die eine mikroskopische Untersuchung des inneren Baues gestatten, sind bisher von *Asolanus* nicht aufgefunden worden. Man ist daher für die Bestimmung dieser Fossile nur auf die äußeren Merkmale angewiesen und diese rechtfertigen die Ansicht, daß man es mit einer eigenen Gattung zu tun hat, die durch ihre Knorrienbildung den Lepidodendren näher steht als den Sigillarien, durch das Fehlen der Ligula aber wieder sich von den Lepidodendren unterscheidet und daher am besten mit anderen ebenfalls der Ligula entbehrenden Pflanzen, wie *Cyclostigma*, *Omphalophloios*, *Phialophloios* und dem vorn beschriebenen *Protasolanus* zu einer besonderen Gruppe, den *Lycopodiales eligulatae* zusammengefaßt wird. Mit einer der bekannten Gruppen der Lepidophyten läßt sich *Asolanus* nicht zusammenstellen und ist daher am besten wohl als eine eigene Familie aufzufassen.

Auch bezüglich des Vorkommens besteht ein Unterschied zwischen *Asolanus* und den leiodermen Sigillarien. Abgesehen von einem als *Sigillaria Brardii* bestimmten Stück, das Kidston (Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburgh, XII, S. 244, Taf. VII, Fig. 2.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

1896) aus einem tieferen Horizont (Middle Coal-Measures) beschrieben hat, treten die leiodermen Sigillarien erst von der Ottweiler Stufe an auf, während *Asolanus* bereits im mittl. Prod. Carbon vorkommt (vergl. Koehne, Sigillarienstämme, S. 61. 1904).

Die Gattung hat eine weite Verbreitung, tritt aber nur wenig zahlreich auf. Ob mehrere Arten zu unterscheiden sind, ist bei dem recht unvollkommenen Erhaltungszustand sehr fraglich. Das einzige deutlichere Unterscheidungsmerkmal wäre nur in der Oberflächenstreifung zu sehen, die bald stärker, bald feiner, bald ausgesprochen diagonal, bald mehr oder weniger senkrecht verläuft. Dazwischen gibt es aber alle möglichen Übergänge, so daß man annehmen muß, daß die Verschiedenartigkeit der Streifung durch das verschiedene Alter der einzelnen Stücke oder durch äußere Einwirkungen bedingt ist. Weiss-Sterzel, Zeiller u. a. haben daher auch nur eine Art angenommen, in die sich fast alle bisher bekannt gewordenen Stücke unterbringen lassen. Von den wenigen Stücken, die eine erheblichere Abweichung von dem normalen Typus zeigen und von einigen Autoren als besondere Arten beschrieben worden sind (s. S. 456/7), ist es sehr unsicher, ob sie überhaupt zu der Gattung *Asolanus* gehören. Es wird daher im Folgenden nur eine Synonymenliste dieser einen Art gegeben.

Asolanus camptotaenia Wood.

Sigillaria rimosa Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 22, Taf. VI, Fig. 1—4. 1857; III, S. 42, Taf. XII, Fig. 8? (non Fig. 7). 1862.

Sigillaria aequabilis Goldenberg, Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 13. 1857.

Asolanus camptotaenia Wood, Contribut. Carbonif. Fl. U. S., Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia, S. 238, Taf. IV, Fig. 1. 1860.

Lepidodendron barbatum Roemer, Palaeontogr., IX, S. 40, Taf. VIII, Fig. 12. 1862—1864.

Sigillaria monostigma Lesquereux, Geolog. Surv. Illinois, II, S. 449, Taf. 42, Fig. 1—5. 1886; IV, S. 446, Taf. XXVI, Fig. 5. 1870. — Coal Fl. Pennsylvania, II Text, S. 468. 1880; Atlas Taf. LXXIII, Fig. 3—6. 1879; III, S. 793. 1884.

Sigillaria camptotaenia Wood, Trans. Americ. Phil. Soc., XIII, S. 342, Taf. IX, Fig. 3. 1869.

Lepidodendron cruciatum Lesquereux, Geol. Surv. Illinois, IV, S. 432, Taf. XXV, Fig. 2. 1870.

Pseudosigillaria monostigma (Lesq.) Grand'Eury, Fl. carbonif. Loire, S. 144. 1877. — Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 4, 5, 6. 1890.

Pseudosigillaria protea Grand'Eury, Fl. carbonif. Loire, S. 143. 1877.

Pseudosigillaria striata (Brongn.) Grand'Eury, Fl. carbonif. Loire, S. 144. 1877.

Lepidophloios sigillarioides Lesquereux, Coal Fl. Pensylvania, II, Atlas Taf. LXVIII, Fig. 8, 8a. 1879; Text S. 425. 1880.

Sigillaria camptotaenia (Wood), Zeiller, Fl. Foss., Valenciennes, Text S. 558. 1886; Atlas Taf. LXXXVIII, Fig. 4—6. 1888.

Sigillaria-Camptotaenia monostigma Lesq., Grand'Eury, Bass. houill. Gard, S. 262, Taf. IX, Fig. 4 u. 7. 1890.

Sigillaria-Camptotaenia gracilenta Grand'Eury, Bass. houill. Gard, S. 262, Taf. XXII, Fig. 1. 1890.

Sigillaria-Camptotaenia lepidendroides[1]) Grand'Eury, Bass. houill. Gard, S. 262, Taf. IX, Fig. 10. 1890.

Pseudosigillaria dimorpha Grand'Eury, Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 7, 8; Taf. XXII, Fig. 1. 1890.

Pseudosigillaria lepidendroides[1]) Grand'Eury, Bass. houill. Gard, Taf. IX, Fig. 10. 1890.

Asolinus camptotaenius Wood bei Grand'Eury, Bass. houill. Gard, S. 262. 1890.

Sigillaria camptotaenia Wood bei Weiss-Steiżel, Die Sigillarien der preußischen Steinkohlen- und Rotliegenden-Gebiete, II, Subsigillarien. Abh. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., N. F. 2, S. 66, Taf. IV, Fig. 20—25; Taf. V, Fig. 28—30. 1893.

Sigillaria (Asolanus) camptotaenia H. C. Wood, White, Foss. fl. Missouri, S. 230, Taf. LXIX u. LXX, Fig. 1, 3, 4. 1899.

Asolanus camptotaenia Fourmarier, Ann. Soc. géol. Belgique, XXXI, B. S. 142; Congrès Géol. appl. Liège, S. 346. 1905; gehören nach Cambier u. Renier, Ann. Soc. géol. Belgique, XXXVIII, B. S. 110. 1911 zu *Pinakodendron*.

Als ältester Artnamen für dieses Fossil hätte *rimosa* zu gelten nach Goldenberg's Benennung *Sigillaria rimosa*. Da aber dieser Name schon vor Goldenberg von Sauveur für eine »rhytidolepe Sigillarie« verwendet worden ist, so hat der nächstältere Name in Anwendung zu kommen, und das ist *camptotaenia* nach Wood's Benennung *Asolanus camptotaenia*.

Ob die beiden von Goldenberg (Fl. Saraep. foss., Taf. XII, Fig. 7 u. 8) abgebildeten, im Text nicht erwähnten, in der Tafelunterschrift und der Tafelerklärung *Sigillaria rimosa* genannten Reste überhaupt zur Gattung *Asolanus* zu ziehen sind, erscheint mindestens für die Fig. 7, die, wie auch G. in der Tafelerklärung

[1]) Im Inhaltsverzeichnis dieser Arbeit, S. 346, ist der Artname *lepidodendroides* gebildet.

angibt, ein sehr stigmariaähnliches Aussehen hat, recht fraglich. Weiss-Sterzel (Subsigillarien, S. 70. 1893) stellen diese beiden Abbildungen als unsicher hin, während Zeiller (Fl. foss. Valenciennes, S. 588. 1888) sie in seiner Synonymenliste zu *Sigillaria camptotaenia* mit aufführt und (a. a. O., S. 590) die Goldenberg-sche Fig. 8 für ident hält mit dem einen von ihm als *Sigillaria camptotaenia* bestimmten Stück von Valenciennes. Die Fig. 8 bei Goldenberg ließe sich auch als ein *Bothrodendron* ansprechen.

Von *Sigillaria rimosa* Gold. trennt Lesquereux (Geol. Surv. Illinois, II, S. 449. 1866) *Sigillaria monostigma* ausdrücklich ab, weil letztere nur ein Närbchen auf der Blattnarbe besitzt, erstere aber nach Goldenberg's Beschreibung drei Närbchen zeigt. Da aber nach Weiss-Sterzel, wie vorn schon angegeben wurde, die drei Närbchen an dem Original von Goldenberg keineswegs einwandfrei festzustellen sind, ist diese Trennung nicht berechtigt.

Die von Grand'Eury (Fl. carbonif. Loire, S. 143, 144. 1877) unterschiedenen beiden Arten *Pseudosigillaria protea* und *Ps. striata* sind mangels einer Abbildung nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Nach der Beschreibung aber scheinen sie keine wesentlichen Unterscheidungsmerkmale zu besitzen, so daß man sie als Synonyme zu *Asolanus camptotaenia* gelten lassen kann.

Eine sehr große Verwirrung hinsichtlich der Nomenklatur herrscht bei Grand'Eury (Bass. houill. Gard, 1890), indem einerseits die Tafelunterschriften mit den Textangaben nicht übereinstimmen, anderseits einige Abbildungen im Text gar nicht namentlich angeführt werden. Aus der vorstehenden Synonymenliste sind diese Unregelmäßigkeiten zu erkennen. Die Abbildungen und der Text geben keine Veranlassung, die abgebildeten Stücke verschiedenen Arten zuzusprechen; es sind daher die von Grand'-Eury hier unterschiedenen Arten als Synonyme zu *Asolanus camptotaenia* aufgeführt.

Als eine eigene Art beschreibt White (Foss. Fl. Missouri, S. 239—241, Taf. LXX, Fig. 2. 1899) unter dem Namen *Sigillaria* (*Asolanus*) *sigillarioides* Lx. einen Stammrest, der sich nach der Beschreibung in der Gestalt der Blattnarben und der Art der

Oberflächenstreifung ein wenig von *Asolanus camptotaenia* Wood unterscheidet. Die Abbildung ist so mäßig, daß die charakteristischen Merkmale nicht genügend zu erkennen sind. Die Unterschiede scheinen aber nach dem Text so gering, daß das Stück von White mit dem Wood'schen Fossil für ident angesehen werden kann. White hat dabei festgestellt, daß das von Lesquereux (Coal Fl. Pennsylvania, II, S. 425, Taf. LXVIII, Fig. 8, 8a. 1879—1880) als *Lepidophloios sigillarioides* beschriebene Stück der Gegendruck zu seinem Sfammrest ist, und daß mit dem Lesquereux'schen *Lepidophloios sigillarioides* ein im U. S. National-Museum vorhandener von Lesquereux als *Sigillaria fissa* Lx. bestimmter Gegendruck zusammengehört, in der Weise, daß beide Gegendrucke ursprünglich ein Stück bildeten.

Lepidodendron barbatum Roemer (Palaeontogr. IX, S. 40, Taf. VIII, Fig. 12. 1862—1864) ist unzweifelhaft ein *Asolanus*. Die Abbildung scheint allerdings ziemlich schematisch, aber schon die mit den charakteristischen wellenförmigen, von Narbe zu Narbe verlaufenden Streifungen der Oberfläche weisen auf die Identität hin. Die in regelmäßigen, sehr steilen Schrägzeilen angeordneten Blattnarben sind klein und in mehr rundlich-ovaler Form dargestellt. Sie tragen anscheinend nur ein Närbchen Über der Blattnarbe erhebt sich ein kürzeres walzenförmiges Gebilde, das offenbar das obere Ende eines Knorriawulstes darstellt. Es muß dann die Abbildung umgekehrt orientiert werden. Ein kleines dreieckiges Schildchen unterhalb (auf der Abbildung) der Blattnarbe deutet auf ein bei *Asolanus* häufig auftretendes dreieckig-halbmondförmiges Feld oberhalb der Blattnarbe. Besondere Merkmale, die eine Artunterscheidung begründeten, lassen sich an der mäßigen Abbildung nicht feststellen. Sie ist deshalb zu *Asolanus camptotaenia* einbezogen.

Der Gattung *Asolanus* gehört zweifellos auch das von Lesquereux (Geol. Surv. Illinois, IV, S. 432, Taf. XXV, Fig. 2. 1870) als neue Art beschriebene *Lepidodendron cruciatum* an. Das der äußersten Gewebelagen offenbar beraubte Stück ist sehr mäßig erhalten, läßt aber wenigstens die charakteristische von Narbe zu

Narbe verlaufende Diagonalstreifung teilweise erkennen. Die in steilen Spiralreihen quincunxial angeordneten Blattnarben zeigen ihre Gestalt nicht mehr deutlich; sie erscheinen etwa oval, aber durchaus unregelmäßig. Andere Merkmale sind nicht festzustellen. Lesquereux selbst gibt die Art als »unsicher und ungenügend bekannt« an.

Eine gewisse Ähnlichkeit mit der Gattung *Asolanus* weist die von Goldenberg (Fl. Saraep. foss., II, S. 23, Taf. VI, Fig. 13. 1857) beschriebene *Sigillaria aequabilis* auf. Die quergestreckten, seitlich spitz ausgezogenen, oben und unten abgerundeten Blattnarben zeigen die gleiche Form wie bei *Asolanus*. Närbchen auf der Blattnarbe sind nicht erhalten. Die Oberfläche der Rinde, die nur in ganz geringen Resten erhalten ist, erscheint aber glatt und läßt nicht die für *Asolanus* charakteristischen Streifungen erkennen. Es kann das jedoch seinen Grund im Erhaltungszustand haben, da ja das ganze Stück nur als Steinkern erhalten ist. Goldenberg unterscheidet es von seiner *Sigillaria rimosa* nur wegen der glatten Rinde und der mehr genäherten Blattpolster. Es scheint danach, daß man es mit ziemlicher Sicherheit mit *Asolanus* in Zusammenhang bringen kann, zumal es auch von dem gleichen Fundort wie *Sigillaria rimosa* stammt.

Sehr unsicherer Natur sind zwei von Wood aufgestellte Arten, die am besten ganz von der Gattung *Asolanus* auszuschließen sind. *Asolanus Manephlaeus* (Proc. Acad. nat. Sci. Philadelphia, 1860, Taf. 4, Fig. 2. 1861) zeigt eine feine, parallele senkrechte Oberflächenstreifung und in senkrechten Reihen quincunxial angeordnete, in der Form sigillarienähnliche Blattnarben, die auch drei sigillarienähnliche Närbchen tragen. Eine Beschreibung gibt W. von diesem Fossil nicht. Die Streifung, die auf einen subepidermalen Erhaltungszustand schließen läßt, ist der bei *Asolanus* ganz unähnlich. Ebenso weicht die Anordnung und die Form der Blattnarben von der bei *Asolanus* durchaus ab und das Auftreten von drei Närbchen auf der Blattnarbe unterscheidet diesen Rest auch von *Asolanus*. Koehne (Sigillarienstämme, Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F. 43, S. 63, 1904) hat diesen Rest mit?

zu *Sigillaria Brardi* BROGN. gezogen. — *Asolanus ornithicnoides* (Proc. Acad. nat. Sci. Philadelphia 1860, S. 238, Taf. 4, Fig. 6. 1861), in einer späteren Arbeit (Trans. Americ. Phil. Soc., XIII, S. 342. 1869) *Sigillaria ornithicnoides* genannt, zeigt ebenfalls feine, parallele, senkrechte Oberflächenstreifung. Die im Quincunx auf senkrechten Reihen angeordneten Blattnarben sind nicht erhalten, sondern nur die drei Närbchen. Diese haben linienförmige Gestalt; das mittlere übertrifft an Länge die beiden Seitennärbchen. Es liegt hier offenbar ein subepidermaler Erhaltungszustand vor, der Feststellungen über die Zugehörigkeit dieses Fossiles nicht gestattet. — Beide Arten sind von späteren Autoren bei der Beschreibung der zu *Asolanus* gehörigen Fossile nicht berücksichtigt worden.

Vorkommen: Mittlerer und oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (besonders im oberen Teile). In den Ottweiler Schichten selten und erlöschend.

Deutschland. Ruhrrevier: Fettkohle, wahrscheinlich auch höher; bisher selten beobachtet. Zeche Dorstfeld und Zeche Vollmond (nach ROEHL). Außerdem Piesberg bei Osnabrück (nach WEISS-STERZEL). — Saarrevier: Fettkohle (nach WEISS-STERZEL), in der Flammkohle noch sicher zu erwarten.

Frankreich. Nordbecken: Selten im mittleren Teile, häufiger im oberen Teile (Zone supérieure des dortigen Mittleren Produktiven Carbons) (nach ZEILLER). — Gardbecken: häufig in der unteren und mittleren Etage; letztere mit den Ottweiler Schichten verglichen (nach GRAND'EURY). — Becken von le Creusot und Blanzy: in Schichten, die den Ottweiler Schichten entsprechen (Gruben von Blanzy und Le Creusot).

Belgien: Gruben von Mariemont (mittlerer Teil des Mittleren Produktiven Carbons). — Flénus von Mons (oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons) nach DELTENRE (Ann. Soc. Géol. Belgique, XXXI, 1912. Mém., No. 114 der Tabellen), RENIER (Docum. Paléont., Taf. 19. 1910) und KIDSTON (Hainaut Belge, S. 176. 1911).

Niederlande; Mittleres Produktives Carbon (nach JONGMANS, Fossilium Catalogus, II, 1, S. 6. 1913).

England: Von den Lower Coal-Measuras bis zu den Upper Coal-Measures (nach Kidston, Proc. Phys. Roy. Soc. 1893—1894, S. 253).

Rußland: Mittleres Produktives Carbon (Donetzbecken) (nach Zalessky (Mém. Com. géol. St.-Pétersbourg, XVII, 3, 1902, S. 20; N. S. 13, S. 108, Taf. VI, 3; VII, 11; VIII, 1, 2. 1904.

Nordamerika: Mittl. Prod. Carbon; anscheinend meist in dessen oberen Teil (»Pennsylvanian«). Pennsylvania, Illinois, Missouri (nach Lesquereux und White).

Zusammenfassung.

In dem Culm von Neuhaldensleben bei Magdeburg wurde eine neue Gattung von Lepidophyten aufgefunden, die als **Protasolanus Wieprechti** n. g. et sp. beschrieben wird. Es sind größere, wohl mehr oder minder baumförmige (?verzweigte) nach oben allmählich verjüngte Stämme, deren Außenskulptur an Subsigillarien und an *Asolanus camptotaenia* Wood. erinnert. Die Unterschiede gegen *Sigillaria* liegen in der Narbenform, dem anscheinenden Fehlen einer Ligulargrube und dem Auftreten von knorrioïden Wülsten. In dieser Beziehung erinnert die Gattung an *Lepidodendron*, *Bothrodendron* und *Asolanus*. Von letzterem unterscheidet sie sich außer in der Narbenform durch die in strengen Orthostichen auftretenden Narben, während bei *Asolanus* nur Schrägzeilen vorkommen, ferner durch das Fehlen der rautenförmigen Streifung, die die einzelnen Blattnarben von *Asolanus* meist verbindet. Immerhin ist die Verwandschaft mit *Asolanus* am nächsten; auch in dem offenbar kreisförmigen Närbchen auf der Blattnarbe besteht Übereinstimmung. Wegen der genannten Unterschiede wurde eine gattungsmäßige Trennung von *Protasolanus* für nötig gehalten.

Anschließend wird eine Kritik der von den Autoren meist vernachlässigten *Asolanus* (»*Sigillaria*«) *camptotaenia* Wood vorgenommen, und mit Koehne und Zeiller die Selbständigkeit gegenüber *Sigillaria* betont. Die Unterschiede gegen diese beruhen

auf der Blattnarbenform, der Närbchenform auf der Blattnarbe (s. oben), dem anscheinenden Fehlen einer Lingula und dem Auftreten von knorrioïden Wülsten. Vielleicht gehören beide Gattungen[1]) in die Nähe der von GOTHAN (Lehrbuch Palaeobot., II. Aufl., S. 185) zu den *Lycopodiales eligulatae* gebrachten *Cyclostigmataceae*. *Asolanus* tritt verbreitet, aber wenig häufig vom mittleren Teile des mittleren Produktiven Carbons bis zu den Ottweiler Schichten auf, am häufigsten im oberen Teil des mittleren Produktiven Carbon.

[1]) *Protasolanus* und *Asolanus*.

Druckfertig abgeschlossen am 8. Januar 1920.
Druck verfügt am 20. Juni 1920.

Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg im Taunus.

Von Herrn **K. Schlossmacher** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Die geologischen Verhältnisse des östlichen Taunusrandes und im Zusammenhang damit auch die streichende Fortsetzung der dynamometamorph veränderten Eruptivgesteine des Vordertaunus nach Osten hin sind bisher nur sehr wenig bekannt geworden. Die Aufnahme der Taunusblätter durch C. Koch, die uns nach den Vorarbeiten von K. Lossen in der Hauptsache die Kenntnis des Taunus vermittelt hat, schließt im Osten mit den Blättern Rödelheim und Feldberg ab; das östlich davon gelegene Blatt Homburg ist nicht mehr zur Veröffentlichung gekommen. Durch verschiedene kurze Notizen[1]) ist dann später einiges aus der Umgegend von Homburg mitgeteilt worden; die Eruptivgesteine und äquivalenten krystallinen Schiefer haben aber bisher noch keine Erwähnung gefunden, wenn auch ihr Vorhandensein den im Taunus geologisch Interessierten wie A. v. Reinach und W. Schauf wohl bekannt war. Bei der vom Verfasser vorgenommenen Bearbeitung der Sericitgneise (Quarz-Keratophyre)[2]) des Taunus kamen diese Gesteine als basischere Typen noch nicht in Betracht.

[1]) Siehe vor allem: A. Leppla, Zur Geologie von Homburg v. d. H., dies. Jahrb. f. 1911, Bd. XXXII, Teil 1.

[2]) Dies. Jahrb. f. 1917, Bd. XXXVIII, Teil 1, Heft 3, Berlin 1919.

Die Neuaufnahme des Blattes Homburg durch Herrn Geheimrat Prof. Dr. Leppla, die in den letzten Jahren erfolgt ist, hat sich nun eingehender mit der Feststellung dieser Schichten beschäftigt, sodaß es nunmehr möglich geworden ist, eine erschöpfende petrographische Untersuchung vorzunehmen. Dem Genannten danke ich für den Hinweis auf diese interessanten Gesteine und die Angabe ihres Verbreitungsgebietes auf der Karte, den Herren Prof. Dr. W. Schauf am Senckenbergischen Museum und Dr. W. Eitel am Mineralogischen Institut der Universität in Frankfurt a. M. für einige wertvolle Präparate. Herr Dr. Eyme hat im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt in Berlin in dankenswertester Weise zwei Analysen dieser Gesteine ausgeführt.

Das Auftreten der paläovulkanischen Eruptivgesteine und ihrer dynamometamorphen Äquivalente ist nach den freundlichen Angaben des Herrn Geheimrat Leppla auf Blatt Homburg durch die starke Überdeckung mit Tertiär und Diluvium im Gegensatz zu den übrigen Taunusblättern ein sehr beschränktes. Die als vordevonisch geltenden Schiefer, in denen diese Eruptivgesteine eingelagert zu sein pflegen, kommen nur an einigen wenigen eng begrenzten Stellen zum Vorschein, und die Eruptivgesteine und krystallinen Schiefer selbst waren im wesentlichen nur in einem schmalen Streifen zwischen Homburg und Kirdorf, auf der östlichen Seite der unmittelbar östlich von Kirdorf in der Richtung auf den Homburger Kurpark zu verlaufenden flachen Talsohle und in der SW-Ecke des Blattes am Hühnerberge festzustellen. Bei Kirdorf treten sie in einigen wenigen Aufschlüssen in Steinbrüchen und Klippen hart am Talsohlenrande zu Tage; am Hühnerberge sind die Aufschlüsse im Walde ganz spärlich. Von den Grenzen gegen die Schiefer ist leider nirgends etwas zu sehen, doch läßt sich ohne weiteres aus dem Gesteinscharakter und aus der Analogie mit den übrigen Eruptivgesteinen des Vordertaunus schließen, daß es sich auch hier um submarine Ergußgesteine handelt. Wie die im folgenden weiter ausgeführten Untersuchungen ergeben haben, lassen sich die vorliegenden Gesteine ohne weiteres zu den Alkaligesteinen einreihen und müssen unter diesen als Kerato-

phyre und Natron-Keratophyre bezeichnet werden. Von Tuffen wurde nirgends eine Spur gefunden, vielmehr haben alle Proben sich als zweifelsfreie Eruptivgesteine oder, durch deutliche Relikte, als geschieferte Äquivalente solcher erwiesen. Da bei Kirdorf aus allen Aufschlüssen reichliches Material gesammelt und verarbeitet wurde, so kann die Möglichkeit, daß dort noch irgendwo ein Tuff vorhanden sein könnte, als ziemlich gering bezeichnet werden; die wenigen Aufschlüsse am Hühnerberge sind nicht ausreichend, um eine so bestimmte Angabe zu rechtfertigen. Eine Schieferung ist überall mehr oder weniger, stellenweise sogar sehr stark, vorhanden, ihr Streichen hält durchaus das des alten Gebirges von SW nach NO ein, das Einfallen der Schieferung ist nach SO.

Keratophyre.

1. Rabenstein bei Kirdorf.

Verfolgt man vom NO-Ende des Homburger Kurparkes die auf der Ostseite der flachen Talsohle nach Norden zu führende, »Höllsteinweg« genannte Straße und weiterhin den an sie anschließenden Fußpfad, so kommt man ungefähr gegenüber von Kirdorf etwas nördlich vom Beginn eines tiefeingeschnittenen Hohlweges an einige steil aufragende, von einer Baumgruppe umgebene Klippen. Diese Klippen tragen nach Erkundigungen den Namen Rabenstein; auf der Karte (Blatt Homburg, Ausg. 1907, Auflagedruck 1915) ist an ihrer Stelle, die etwa dem i-Punkt des Wortes Kirdorf entspricht, keine Angabe vorhanden, dagegen steht viel weiter südlich das Wort »Rabenstein« zusammen mit dem unmittelbar darunter gedruckten Worte »Höllenstein«. Diese Eintragung beruht wohl auf einem Versehen, die Bezeichnung »Rabenstein« kommt den oben genannten Klippen nördlich des Hohlweges östlich von Kirdorf zu. Der weiter südlich gelegenen Stelle entspricht der Name »Höllenstein«. Das Gestein dieser Rabensteinklippen ist dicht und splittrig, sehr schwer mit dem Hammer zu zerschlagen (soweit nicht eine unregelmäßige natürliche Klüftung zu Hilfe kommt) und durchaus eruptivgesteinsartig. Die Färbung ist dunkelblauviolett. Ganz vereinzelt erkennt man einige Feldspat-

einsprenglinge von geringer Größe. Die Klippen sind stellenweise dicht durchschwärmt von regellos verlaufenden Quarzadern von sehr verschiedener Dicke, die bis zu der kleinster Äderchen herabsinkt; in dem sonst dunklen Gestein rufen sie durch ihre weiße Färbung einen lebhaften Eindruck hervor. Ockerig braune Stellen auf Klüften oder in Nestern und in schmalen Überzügen lassen auf verwitternde Eisenerze schließen. U. d. M. zeigen alle Präparate deutlich ehemaligen Eruptivgesteinscharakter. Von dynamometamorpher Beeinflußung läßt sich entweder garnichts oder nur ganz wenig bemerken. Es liegt sogar hier der für den Taunus ungewöhnliche Fall vor, daß die ehemalige Eruptivgesteinsgrundmasse stellenweise erhalten ist, die durch ihre Seltenheit natürlich in erster Linie das Interesse auf sich lenkt. Bei der Schilderung des mikroskopischen Befundes soll daher die Schilderung dieser Grundmasse und ihrer dynamometamorphen Umbildung vorweggenommen werden und erst später die Beschreibung der Einsprenglinge angeschlossen werden.

Grundmasse.

Bei weitem das interessanteste und für die Deutung des ehemaligen Eruptivgesteines wichtigste Präparat ist ein Dünnschliff aus der Sammlung W. Schauf in Frankfurt a. M., bezeichnet mit »Rabenstein bei Kirdorf« und »Q 51«. (Aus der Etikettierung anderer hierhergehörigen Schliffe geht hervor, daß hier ebenfalls die Bezeichnung Rabenstein für die in Rede stehende Lokalität angewendet worden ist.) Der größere Teil des Schliffes zeigt schon beim ersten Anblick außerordentlich klar und unzweideutig eine ausgesprochene Eruptivgesteins-Struktur von divergenten länglichen, zwillingslamellierten Feldspatdurchschnitten, die mitunter durch eine subparallele Anordnung in Zügen eine Fluidalstruktur andeuten. Diese Feldspatschnitte sind wie von einem Kranz rings umsäumt durch ein Haufwerk von kleinen Eisenerzkörnern und chloritischen Blättchen, die offenbar die Reste ehemaliger femischer Gemengteile und Eisenerze oder auch einer basischen Glasmasse darstellen. Einsprenglinge sind in diesem Präparat bis auf einen größeren Quarzeinsprengling keine vorhanden. Der Feldspat dieser Grundmasse

besitzt nach den Formen seiner, parallel der Zwillings- und Verwachsungsebene langgestreckten Durchschnitte eine nach (010) tafelige Gestalt, seine Tafeln haben eine Größe von 0,1 bis 0,15 mm und eine Dicke von 0,01 bis 0,04 mm. Die Längsränder der Schnitte, die durchweg durch (010) gebildet werden, sind, abgesehen von der Besetzung mit den femischen Restprodukten, gerade und lassen so auf eine idiomorphe Begrenzung längs (010) schließen, während die, die Flächen der Zone der c-Achse wiedergebenden Enden der Schnitte durch anstoßende Feldspäte eine allotriomorphe Begrenzung erhalten. Ganz allgemein ist eine reichliche entweder durchlaufende oder auch an geraden Linien plötzlich absetzende Zwillingslamellierung parallel der langen Kante der Durchschnitte, also nach dem Albit-, z. T. auch wohl Karlsbader oder anderen Gesetzen mit M als Verwachsungsebene. Der Erhaltungszustand der Feldspäte ist ein verhältnismäßig guter, die Krystalle sind klar und frisch, in geringer Menge sind oft orientiert (beobachtet wurde z. B. parallel (001)) eingelagerte Sericitblättchen vorhanden. Die Lichtbrechung ist geringer, im höchsten Falle gleich der des Canadabalsams. Die Auslöschungsschiefe der symmetrischen Zone ist nicht hoch, als Maximum wurden 17° gemessen. In geeigneten Schnitten, die sich durch Form und den Mangel an Zwillingslamellierung als parallel (010) erwiesen, wurde der Austritt einer spitzen Bisektrix mit positivem optischen Charakter und einem großen Achsenwinkel beobachtet. Nach allen diesen Angaben liegt also ein albitähnlicher Feldspat vor, doch läßt die Analyse des Gesteines (s. u.) mit 5,46% Kali bei 5,04 Natron — in Molekularprozenten 3,89 gegen 5,45 — und das Fehlen irgend eines Minerales, dem man außer den spärlichen Orthoklaseinsprenglingen dieses Kali zuschreiben könnte, den Schluß auf einen kalihaltigen Albit nötig erscheinen. Da die Möglichkeit vorlag, daß außer diesem Albit noch Kalinatronfeldspäte von der Form der Anorthoklase vorhanden sein konnten, wurde an zahlreichen Schnitten, die ungefähr senkrecht zur Symetrieebene zu liegen schienen und eine möglichst geringe Auslöschungsschiefe zeigten, nach einer negativen spitzen Bisektrix mit kleinem Axenwinkel gesucht, es ge-

lang jedoch nirgends, eine solche zu finden, sodaß das Vorhandensein eines anorthoklasartigen Feldspates ziemlich ausgeschlossen ist. Das Reich der Kalinatronfeldspäte ist aber in seinen Konstanten bis jetzt so wenig bekannt, daß noch andere Möglichkeiten, die noch nicht zu übersehen sind, vorliegen können. Erst die Heranziehung der Analyse konnte hier ja überhaupt den Aufschluß geben, daß ein Feldspat dieser Reihe und nicht ein reiner Albit vorhanden sein muß. Nach dem neuesten Diagramm der Kalinatronfeldspäte bei Mäkinen[1]) wäre z. B. nicht ausgeschlossen, daß diese Grundmasse dem Gebiet der Komplexe aus triklinen Kalinatronfeldspäten und triklinem Natronfeldspat angehört, also aus verschiedenem Feldspat zusammengesetzt ist.

Diese, in divergenter Struktur angeordneten Grundmassenfeldspäte werden umsäumt von einem Kranz von Mineralien, die ihrer Natur nach ohne weiteres sich zum größten Teile als sekundäre Produkte, hervorgegangen aus ehemaligen femischen Gemengteilen, erweisen. Die Möglichkeit einer basischen Glasmasse darf nicht ganz ausgeschlossen werden, ist aber weniger wahrscheinlich. Es sind kleine schwarze Eisenerze von Punktgröße, auch bei stärkster Vergrößerung, bis zu Dimensionen von etwa 0,01 mm. Ein großer Teil dieser Eisenerze ist sicher Magneteisen, in krystallinen Körnern und Gruppen solcher auftretend. Nach der Titanzahl der Analyse von 0,70% ist ein Titangehalt wahrscheinlich. Neben dem Magneteisen läßt sich noch Eisenglanz in sehr viel kleineren Täfelchen erkennen, die teilweise die hexagonale Begrenzung deutlich zeigen; Kanten und die kleinsten Täfelchen sind häufig dunkelrotbraun durchscheinend. Ein weiterer Teil des Eisenerzes ist wohl Brauneisen, sekundär durch Verwitterung gebildet. Ein Teil des Magneteisens und Eisenglanzes mag wohl primärer Natur sein, doch ist es nach dem Auftreten in den geschieferten Formen zweifellos, daß beide auch als metamorphe Produkte auftreten können. Kleinere solcher Eisenerzteilchen sind häufig auch innerhalb der geschilderten Grundmassenfeldspäte zu beobachten. Da-

[1]) Mäkinen, Über die Alkalifeldspäte, geologiska Föreningens Förhandlingar, Bd. 39, 1917, S. 149.

bei wurde mehrfach eine reihenförmige Anordnung auf und parallel der Zwillingsnaht festgestellt; hierbei wird es sich wohl schon um eine sekundäre Einwanderung auf Spaltrissen usw. handeln. Neben den Eisenerzen werden die Säume um die Feldspäte noch von reichlichen, schwachgrünen, chloritischen Blättchen von etwas größeren Dimensionen als die Eisenerze gebildet. Nach der kaum merklichen Doppelbrechung und der, allerdings etwas schwach, grünlichen Farbe mit ganz schwachem Pleochroismus nach gelblich bis farblos gehören sie den echten Chloriten an. Nur vereinzelte deutlich stark doppelbrechende Blättchen sind zum Sericit zu rechnen. Gelegentlich findet sich ferner noch in Körnern und Körnergruppen etwas Epidot. Kalkspat kommt in vereinzelten größeren, ganz unregelmäßig begrenzten Partieen vor.

Verläßt man nun beim weiteren Studium des Präparates eine solche ausgesprochene Eruptivgesteinsstelle, so kommt man ohne scharfe Abgrenzung, aber doch ziemlich unvermittelt, in Partieen des Schliffes, wo an Stelle der divergenten länglichen Feldspatschnitte ein allotriomorphes Aggregat von nicht mehr zwillingslamellierten Feldspat-Körnern auftritt. Einzelne Feldspatleisten und auch ganze inselförmige Flecken von der erstbeschriebenen Grundmasse sind noch vorhanden, ebenso wie man in den Randgebieten dieser schon einzelne Körner und Anhäufungen solcher antrifft. Studiert man das allotriomorph-körnige Gemenge bei gewöhnlichem Lichte, so läßt sich durch den Unterschied in der Lichtbrechung das deutliche Vorhandensein von Quarz und Feldspatkörnern nachweisen, unter denen die Feldspatkörner an Menge weit überwiegen. Die Größenverhältnisse dieser Körner sind sehr geringe, im Durchschnitt bewegen sie sich von den kleinsten Dimensionen bis zu etwa 0,015 mm. Der Feldspat ist wegen seiner geringen Größe und hier ganz fehlenden Zwillingslamellierung nicht näher bestimmbar, nach der oben schon herangezogenen Analyse, die in der Hauptsache sicher ihr Material aus solchen Gesteinspartieen bezogen hat, liegt auch hier wieder ein Kalinatronfeldspat oder ein Gemenge von solchen vor. Vielleicht ist diese Feldspatgeneration dieser neuen Grundmasse als ein Zerfallspro-

dukt bei der Entmischung der oben beschriebenen primären Grundmassenfeldspäte aufzufassen. Die Eisenerze und chloritischen Blättchen sind auch hier wie oben vorhanden, aber nun nicht mehr in irgend welcher Beziehung ihrer Anordnung zur Struktur, sondern in ganz regelloser Einstreuung. Epidot, Brauneisen und Kalkspat treten ebenfalls auf, außerdem wurde noch etwas Titanit beobachtet. Aus der ausgesprochenen Eruptivgesteinsstruktur ist also hier eine allotriomorph-körnige metamorphe Struktur geworden. Eine ähnliche metamorphe Struktur hat der Verfasser bereits früher an den Sericitgneisen des rechtsrheinischen Taunus beschrieben. Dort tragen die als am wenigsten metamorph beeinflußt geschilderten Typen einen fast gleichen Grundmassencharakter. Hier fehlt nur die dort bereits stark ausgeprägte Unterordnung der Gemengteile unter eine Schieferungsrichtung und der dort reichlich vorhandene, ebenfalls an die Schieferung sich anschließende Sericit. Ebenso wie bei den Sericitgneisen, allerdings nur in viel geringerem Maße, fast nur andeutungsweise, treten die Zusammenkrystallisationen von Quarz und größeren klaren Albitkrystallen auf, die sich von dem übrigen Gewebe deutlich als etwas Gesondertes abheben und als etwas Analoges zu den streichenden Quarzfeldspatausfüllungen von Spalten bei den Sericitgneisen anzusehen sind.

Ein zweiter Schliff (Samml. d. Geol. Landesanst., bezeichnet: Blatt Homburg, Rabenstein bei Kirdorf 1) zeigt ein weiter fortgeschrittenes Stadium der Metamorphose. Von der ursprünglichen orthophyrisch struierten Grundmasse ist nur noch wenig vorhanden, nur vereinzelte Feldspatgruppen lassen sie wiedererkennen und auch die Markierung dieser Struktur durch die rahmenförmigen Umlagerungen durch Eisenerze und Chlorit ist nur ganz spärlich vorhanden. In der Hauptsache ist die Grundmasse von der zweitbeschriebenen Art. Der Feldspatanteil dieser Grundmasse läßt sich hier ebensowenig genau studieren wie beim vorigen Präparat, er überwiegt bei weitem über den Quarz. Die Begrenzung ist nicht so ganz ausgesprochen körnig wie oben, sondern es erscheint mehr der Eindruck eines Ineinandergreifens durch Verwebung der einzelnen Individuen, sodaß der Ausdruck »Quarzfeldspat-

grundgewebe« am treffendsten erscheint. Eine scharfe Abgrenzung der einzelnen Teilindividuen ist hierdurch und durch die mehrfache Übereinanderlagerung in der Schliffdicke nicht mehr möglich, auch die Einheitlichkeit der Auslöschung wird stark beeinträchtigt und ebenso die Höhe der Doppelbrechung herabgesetzt, sodaß höchstens Farben aus dem Grau der tiefsten Ordnung erscheinen. Eine Bestimmung des Feldspates ist natürlich ausgeschlossen, in Betracht kommen nur Feldspäte der Kalinatronreihe einschließlich kalireichem Albit. Der Quarzanteil ist in diesem Präparat in Körnern von etwas größeren Dimensionen und ganz unregelmäßiger Begrenzung enthalten. Überall in diesem Grundgewebe zerstreut liegen die schon oben beschriebenen Eisenerze und Chloritblättchen, Sericit ist stellenweise etwas reichlicher und großblättriger vorhanden.

Weitere Präparate zeigen im großen ganzen das gleiche Bild der metamorphen Grundmasse, es läßt sich eine ganze Reihe nach dem Grade der metamorphen Beeinflußung aufstellen. Als am weitesten nach der metamorphen Seite hin zu stellendes Beispiel kann das Gestein der südlichen oberen Klippen gelten, das auch im Handstück schon schwach schieferig erscheint. Im Dünnschliff erkennt man eine deutliche Schieferungsrichtung durch die Anordnung der Elemente der metamorphen Grundmasse, vor allem ist das Auftreten des hier vorherrschenden Sericites ausgesprochen an diese Richtung gebunden, es liegt sonst also nichts wesentlich verschiedenes von dem vor, was l. c. als Grundmasse bei den dickschiefrigen Sericitgneisen geschildert wurde; als eine Besonderheit ist nur das reichliche Auftreten von Eisenerz zu erwähnen. Doch sei darauf hingewiesen, daß z. B. an dem Gestein vom Ochsenhaag, dem das Gestein auch äußerlich recht gleicht, reichlicher derartiges Eisenerz (Eisenglanz) schon beobachtet wurde. Die metamorphe Umbildung dieser Keratophyre scheint sich also nach allem eben Gesagten gleichfalls in der Richtung nach sericitischen Gesteinen zu entwickeln.

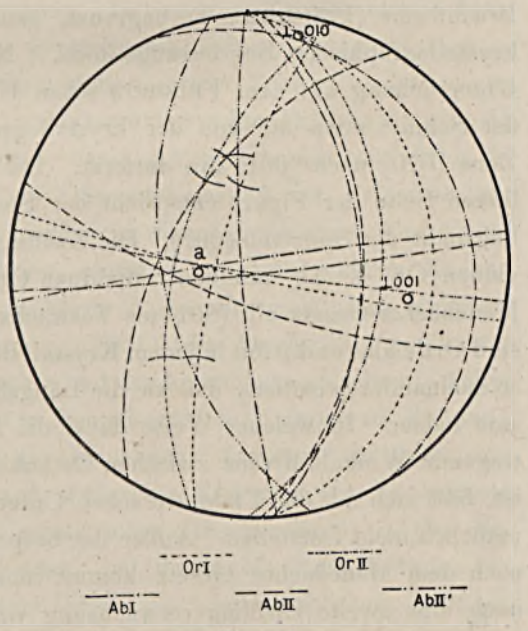
Einsprenglinge.

Während der bei der Darstellung der Grundmassenverhältnisse erstbesprochene Schliff außer einem vereinzelten Quarzkorn keine Einsprenglinge gezeigt hatte, erscheinen bei den übrigen Präparaten verschiedene Mineralien in gleicher Weise in Einsprenglingsform wiederkehrend.



Figur 1.

Verwachsung von Orthoklas und Albit, nach dem Manebacher Gesetz verzwillingt. 20fache Vergrößerung.



Figur 2.

Stereographische Projektion des Feldspatschnittes von Fig. 1 nach dem Resultat der Fedorow'schen Untersuchung.

Feldspateinsprenglinge. Ein besonders klarer und durch seinen Anfbau besonders interessanter Feldspateinsprengling fand sich in einem Schliffe (No. 9, Geol. L.-A.) vom Gestein der südlichen oberen Klippen des Rabensteins. Seine Abbildung gibt Fig. 1 in 20facher Vergrößerung mit dem Abbé'schen Zeichenapparat nach dem mikroskopischen Bilde gezeichnet. Er ist zusammengesetzt aus zwei Zwillingshälften I und II, von denen

jede aus einer Verwachsung von gegeneinander ganz unregelmäßig abgegrenzten Feldspäten — Orthoklas Or_I bezw. Or_{II} und Albit Ab_I bezw. Ab_{II} und Ab_{II}' — gebildet wird. Der Orthoklas erscheint trübe und schwach licht- und doppeltbrechend, der Albit klarer und von etwas höherer Licht und Doppeltbrechung. Der ganze Krystalldurchschnitt ist etwa 7 mm lang und $^3/_4$ mm breit, auf der einen Seite (rechte Seite in der Figur) ist er durch eine Bruchfläche (Präparatrand) begrenzt, sonst zeigt er gradlinige, krystallographische Begrenzungslinien. Nach dem Resultat der Untersuchung auf dem Fedorow'schen Universalmikroskope liegt der Schnitt etwa 30^0 von der krystallographischen Axe a in der Zone [010] nach (001) hin entfernt. Die lange Kante (auf der linken Seite der Figur) entspricht der Spur von (010), die Zwillingsnaht der Spur von (001). Die Zwillingsverwachsung der Individuen $Or_I + Ab_I$ mit den Individuen $Or_{II} + Ab_{II}$ ist nach dem Manebacher Gesetz mit (001) als Verwachsungsfläche erfolgt, dabei sind Orthoklas und Albit in jedem Krystall der Zwillingsteile I und II so zueinander orientiert, daß sie die Längsfläche und Basis gemeinsam haben. In welcher Weise dabei die kleine, nur Minuten betragende Winkeldifferenz zwischen Orthoklas und Albit überbrückt ist, läßt sich mit der Fedorow'schen Untersuchung am Dünnschliff natürlich nicht feststellen. Außer der besprochenen Verzwillingung nach dem Manebacher Gesetz kommt innerhalb der Albitpartieen noch eine zweite Zwillingsverwachsung vor, die nach dem Albitgesetz mit (010) als Verwachsungsfläche erfolgt ist. Von solchen Albitlamellen nach dem Albitgesetz sieht man an vielen Stellen des Präparates große Mengen, aber immer nur in allerkleinsten Dimensionen und nur auf ganz kurze Strecken anhaltend. Eine Stelle von etwas gröberer Struktur, die zur Messung auf dem Fedorow'schen Universalmikroskope einigermaßen genügend war, fand sich nur im Teil II, sie ist mit Ab_{II}' bezeichnet. Das Projektionsbild der Fedorow'schen Aufnahmen des gesamten Krystalles gibt Fig. 2. Um den Austrittspunkt des Kll. Axe a gruppieren sich die optischen Symmetrieaxen a, um die Normale zu (010) die Symmetrieaxen c, um die Normale zu (001) die S. A. b. Die be-

obachteten Austritte optischer Achsen sind in der Figur durch flache Kreisstücke angedeutet. Die Aufnahme erfolgte für jede optische Symmetrieebene der einzelnen Teile durch mehrfache Messung und Mittelwertbildung; wo solche Ebenen durch ihre Lage eine zu große Schiefe für eine zuverlässige Messung zeigten, wurden sie konstruiert (Ebenen bc von Or_I, Or_{II}, Ab_I und Ab_{II}). In mehreren Fällen gelang es, optische Achsen festzulegen, sie sind in der Figur 2 ebenfalls eingetragen. Die aus dem Projektionsbild konstruierten gemeinsamen krystallographischen Symmetrieebenen, Zwillingsebenen und Zwillingsachsen beider Feldspäte ergaben nur geringe Abweichungen, im Maximum wurden Differenzen von 4^0 angetroffen, im allgemeinen waren Abweichungen von 1^0 bis 2^0 die Regel. Die daraus zur Charakterisierung der Feldspäte angenommenen Mittellagen wurden in einem graphischen Ausgleichsverfahren in der Projektion ermittelt. — Von solchen Ebenen bezw. deren Polen sind in Figur 2 nur die wichtigsten eingetragen und zwar: die Richtung ⊥ (001) (die der Zwillingsachse des Albites nach dem Albitgesetz und der krystallographischen b-Achse des Orthoklases entspricht = Zonenkante [010]), ferner die Richtung ⊥ (001) (Zwillingsachse des Manebacher Gesetzes für Albit und Orthoklas) und die darauf senkrechte Richtung der Zonenkante [100] (der krystallographischen Achse a entsprechend). — Zur Ermittlung der Zwillingsgesetze, bei denen die Entscheidung, ob Manebacher oder Karlsbader Gesetz, von vornherein noch nicht gegeben war, wurden dann die Abstände der beiden Zwillingsachsen von a, b und c auf das Ussow'sche Feldspatdiagramm[1]) übertragen, in dem die kurvenmäßige Wanderung der Achsen der einzelnen beim Feldspat auftretenden Gesetze für die Reihe Albit-Anorthit bei festliegenden a, b und c (als den drei aufeinander senkrechten Hauptdurchmessern des Diagramms) dargestellt sind. Bei dieser Übertragung ergab sich zunächst ohne weiteres die Entscheidung

[1]) A. Ussow, Die Fedorow'sche oder allgemein optische Methode der Untersuchung der gesteinsbildenden Mineralien, insbesondere der Feldspäte: Tomsk 1910.
М. А. Усовъ: Феодоровікій или универсально-оптическій методъ и. т. л. Томскъ 1910.

über das Zwillingsgesetz. Wie ja schon von vornherein bei dem Zwillingsgesetz von Ab_{II} und Ab_{II}' nach dem Bilde der Projektion durch das nahe Zusammenfallen von $a Ab_{II}$ und $a Ab_{II}'$ und das ungefähre Übereinanderfallen der darauf senkrechten, b und c enthaltenden optischen Symmetrieebenen an dem Albitgesetz kein Zweifel sein konnte, ergab sich auch im Ussow'schen Diagramm als Lage dieser Zwillingsachse ein Punkt, der genau auf die Kurve der Albitgesetzachse fiel. Bei dem Versuche, die andere zunächst noch ihrem Gesetze nach zweifelhafte Zwillingsachse in das Diagramm einzutragen, lieferte die Auffassung als Karlsbader Gesetz einen Punkt, der weit außerhalb der Karlsbader Kurve lag, während die Einführung als Manebacher Zwillingsachse ohne weiteres auf einen Punkt der Manebacher Kurve führte und zwar auf den Punkt, der dem gleichen Anorthitgehalt (7 %) entsprach, der auch bei dem Albitgesetz gefunden worden war. Damit war die Entscheidung für das Manebacher Gesetz mit voller Sicherheit gewonnen. Ich möchte nicht verfehlen, auf diese absolut sichere und einfache Methode, das Karlsbader Gesetz von dem Manebacher Gesetz zu unterscheiden, hinzuweisen, da es wegen der geringen Differenz der Lage der beiden Zwillingsachsen auf anderem Wege an Dünnschliffen nicht leicht möglich ist, eine sichere Entscheidung zu treffen. Wie leicht dabei gefehlt werden kann, beweisen Angaben von Verwachsungen nach dem Karlsbader Gesetz in der Literatur, bei denen die Autoren durch die auffallende Erscheinung, daß gleichzeitige Albitgesetzlamellen senkrecht auf der Verwachsungsnaht des vermeintlichen Karlsbader Gesetzes stehen, gezwungen sind, für das Karlsbader Gesetz ganz besondere, außergewöhnliche Verwachsungsflächen, wie (100) einzuführen. Es ist für viele solche Fälle nach dem oben ausgeführten sehr wahrscheinlich, daß ein Manebacher Gesetz mit dessen normaler Verwachsungsfläche (001) vorliegt. — Zur Charakterisierung der beiden Teilfeldspäte des in Rede stehenden Schnittes seien im folgenden die teils auf dem Universalmikroskope direkt gemessenen, teils aus der Projektion auf graphischem Wege ermittelten Werte zusammengestellt. Dabei mag als äußerste Fehlergrenze ein Wert von $\pm 4^0$

berücksichtigt werden, im allgemeinen dürften aber ± 2° kaum überschritten werden.

1. Orthoklas.

gemessen $2V\ Or_I = 75^0$ } über $\mathfrak{a}$
» $2V\ Or_{II} = 72^0$ }
graphisch erm. $\mathfrak{a} : a = 9^0$.

Dieser Wert von 9° für $\mathfrak{a} : a$ zeigt einen Natronorthoklas an.

2. Albit.

graphisch erm. $2V\ Ab_I = 76^0$ } über $\mathfrak{c}$
» » $2V\ Ab_{II} = 78^0$ }

Ein brauchbares 2V für Ab_{II}' war wegen der zu großen Schiefe der Achsenebene nicht zu erhalten.

Graphisch wurden ermittelt die Abstände:

		Ab_I	Ab_{II}	Mittel
$\mathfrak{a}$:	Normale (010)	89°	87°	88°
	Normale (001)	71	72	$71^1/_2$
$\mathfrak{b}$:	Normale (010)	75	73	74
	Normale (001)	24	24	24
$\mathfrak{c}$:	Normale (010)	14	14	14
	Normale (001)	77	78	$77^1/_2$

Die Werte für Ab_{II}' konnten wegen der Feinheit der gemessenen Lamelle und der unglücklichen schiefen Lage der drei optischen Symmetrieebenen nicht so genau ermittelt werden, sie werden durch die gut übereinstimmenden Werte von Ab_I und Ab_{II} auch überflüssig.

In einem weiteren Feldspateinsprenglingsdurchschnitt im Präparat Geol. Landesanstalt, Blatt Homburg, Rabenstein bei Kirdorf, Nr. 1, wurde ein aus zwei größeren Teilen bestehender Zwilling gefunden, der einem Feldspat von geringer Licht- und Doppelbrechung und nach dem FEDOROW'schen Bild von trikliner Symmetrie angehörte. Die Zwillingsachse trat zwischen den optischen Symmetrieachsen $\mathfrak{b}$ aus und hatte von den optischen Symmetrieachsen folgende graphisch ermittelten Abstände:

$$\mathfrak{a} = 68^0,\ \mathfrak{b} = 26^0,\ \mathfrak{c} = 81^0.$$

Das Zwillingsgesetz ist auch hier wieder das Manebacher Gesetz mit (001) als Verwachsungsebene; der Feldspat ist nach der Übertragung auf das Ussow'sche Diagramm ein etwa 4 % Albit.

An einer anderen Stelle desselben Präparates war ein Haufwerk von mehreren Feldspatkörnern in unregelmäßiger Begrenzung (nach außen und untereinander) zu beobachten. Die Fedorow'sche Untersuchung ergab keine irgendwie symmetrische Orientierung zwischen den einzelnen Körnern. An einem Korne war ein Achsenwinkel mit $2V = 74^0$ über $\mathfrak{a}$ zu beobachten. Da wegen der Licht- und Doppelbrechung Plagioklase mit solchem Achsenwinkel nicht in Betracht kommen, lag nur die Möglichkeit für Orthoklas oder Mikroklin vor. Zur Entscheidung konnte eine Beobachtung über Auslöschungsschiefe an einem der Körner einen Anhalt geben. Dieses Korn war nach dem Fedorow'schen Bilde nahezu (5° Diff.) senkrecht zu c geschnitten und zeigte einigermaßen deutliche Spaltrisse in der Richtung des größeren Vektors ($\mathfrak{a}$), also nach (001). Eine so bemerkenswerte Schiefe der Auslöschung, wie sie für diese Lage bei Mikroklin (etwa 60°) hätte auftreten müssen, war nicht festzustellen; genauere Messung von $a : \mathfrak{a}$ war wegen der Trübung nicht angängig. Mikroklin war nach dieser Beobachtung also ausgeschlossen, gegen Anorthoklas, der vielleicht noch in Betracht hätte kommen können, spricht der große Achsenwinkel. An einem anderen vereinzelten Korn aus der Nähe dieser Gruppe gelang es wiederum, einen Achsenwinkel, $2V = 79^0$ über $\mathfrak{a}$ zu messen. Die Orientierung war ebenfalls ungefähr senkrecht c und die Spaltrisse parallel der Basis deutlich vorhanden. Hier ließ sich eine Auslöschungsschiefe gut bestimmen. Es ergab sich $a : \mathfrak{a} = 9^0$, eine Zahl, die mit der des Orthoklases am zuerst beschriebenen Einsprengling gut übereinstimmt. Ein weiteres vereinzeltes Korn ergab nochmals einen Achsenwinkel $2V = 70^0$ über $\mathfrak{a}$. — Alle diese Orthoklase führten reichliche Einlagerungen von Entmischungsalbit in feinster Struktur, wie er an vielen Stellen in der Literatur sich beschrieben findet.

Aus dieser Darstellung der besonders interessanten Feldspatschnitte der verschiedenen Präparate, sowie aus den Beobachtungen

an einigen wenigen weiteren Schnitten — die Gesamtzahl ist nicht groß — geht hervor, daß als Einsprenglinge in der Hauptsache Orthoklase, und zwar nach dem $a : a = 9^0$ und dem Reichtum an Entmischungsalbit, Natronorthoklase auftreten. Geringprozentiger Albit kommt ganz vereinzelt oder auch als primäre (?) Verwachsung mit dem Orthoklas vor.

Ehemalige femische Einsprenglinge. Eine zweite Art von Einsprenglingen wird durch Gruppierungen von Eisenerzen, Sericit, Quarz und Albit gebildet, die die Existenz ehemaliger femischer Einsprenglinge an solchen Stellen andeuten. In den meisten Fällen bilden diese Gruppen unregelmäßige Haufen oder schweifartige Formen, mitunter findet man aber auch deutlich geometrische, d. h. ehemals krystallographische Begrenzungen. Die Form solcher Schnitte ist eine langrechteckige oder deutlich oktogonale und hexagonale, die langrechteckigen Schnitte weisen bisweilen als Endigung zwei giebelförmig gestellte Kanten auf. Nach diesen Beobachtungen lagen prismatische Mineralien mit quadratischem bezw. hexagonalem Habitus, also wohl ein Pyroxen und eine Hornblende, vor. Die Größenverhältnisse dieser Einsprenglinge sind sehr verschieden, von den geringsten Dimensionen anfangend kann man Schnitte bis zur Größe der Feldspateinsprenglinge beobachten. In einem besonders großen Falle wurde ein Durchmesser von etwa $^1/_2$ mm gemessen. Die Dicke ist im allgemeinen im Verhältnis zur Länge sehr gering; es wurden Beispiele gefunden, wo die Länge die Breite um das zehnfache übertraf. Nicht selten trifft man Andeutungen von knäuelförmigen Verwachsungen solcher Pseudomorphosen.

Die Mineralausfüllung ist bei den länglich rechteckigen Schnitten ganz allgemein in der Weise angeordnet, daß am Rande eine dichte und ziemlich breite Lage von kompakt erscheinendem Eisenerz vorhanden ist, während die Mitte meist ärmer an Eisenerz ist, das dort nur in einzeln auftretenden Körnern vorkommt; bei besonders dünnen Schnitten findet man allerdings nicht selten eine durchgehend kompakte Eisenerzausfüllung. Bisweilen läßt sich von den Rändern ausgehend eine giebelförmige Hineinragung

von langgestreckten parallelen Eisenerzbalken in das Innere beobachten, die aber auch senkrecht zu den Seitenwänden stehen oder gebogen verlaufen können. Neben dem schon erwähnten Eisenerz besteht ein beträchtlicher Anteil der Innenausfüllung aus Quarz und hauptsächlich Sericit, das Material dieser Ausfüllungsmasse ist sehr feinkörnig bezw. feinblättrig; die Möglichkeit des Mitvorkommens von Albit ist nicht ausgeschlossen. Nach dem ganzen Auftreten, der Form und vor allem der reichlichen Beteiligung von Eisenerz an der Ausfüllung ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, daß es sich bei diesen Pseudomorphosen um die Ersetzung eines ehemaligen eisenreichen Pyroxens und einer ebensolchen Hornblende handelt. Es ist bemerkenswert, daß die Gesteine, deren Analysen mit der des vorliegenden Gesteines am meisten übereinstimmen, ägirin- und arfvedsonithaltige Typen sind. Nicht verwechseln darf man jedoch solche Pseudomorphosen mit den nicht seltenen einfachen Anhäufungen von körnigem Eisenerz, die sich als metamorphe Neubildungen besonders gut bei den mehr geschieferten Typen durch ihre Anordnung in der Schieferungsrichtung zu erkennen geben. Fehlt jedoch dieses Kennzeichen, so kann es bei unregelmäßig begrenzten Schnitten schwer werden, eine Entscheidung zu treffen.

Eine dritte Art von einsprenglingsartig auftretenden Formen wird durch scharf und regelmäßig achtseitig begrenzte Schnitte gebildet, die eine Größe von etwa 0,05 bis 0,1 mm besitzen. Mitunter beobachtet man eine Größenverschiedenheit in den Begrenzungslinien, indem vier aufeinander senkrechte Flächen überwiegend groß auftreten, während die vier anderen, um 45° dagegen gedrehten, klein ausgebildet sind. Zu diesen oktogonalen Schnitten gehören nach Größe und Ausfüllung langrechteckige Schnitte, die bisweilen von zwei giebelförmig gestellten Kanten als Endigung begrenzt sind. In der Regel findet man solche prismatischen Schnitte nicht allein, sondern in Verwachsung mit anderen gleichartigen seitlich ansetzenden Prismen in der Weise, daß deren Längsachse einen rechten oder schiefen Winkel mit der Längsachse des Hauptprismas bildet. Auch regelrechte Durchkreuzungen lassen

sich beobachten. Die Bilder dieser ehemaligen Zwillingsverwachsungen und auch der einfachen Schnitte entsprechen ganz dem Aussehen von Pyroxenen. Die Mineralausfüllung dieser Schnitte ist eine ganz andere wie die der oben beschriebenen Pyroxen- bezw. Hornblende-Pseudomorphosen. Am Rande ist nur ein ganz schmaler und feiner Eisenerzsaum vorhanden, der die Grenze gegen die übrige Gesteinsmasse markiert. Die Mitte erscheint bei gewöhnlichem Lichte absolut klar, bei gekreuzten Nikols erkennt man, daß sie aus einem Aggregat von ziemlich groben, unregelmäßig begrenzten Quarzkörnern gebildet ist. Zwischen diesen Körnern eingeklemmt tritt bisweilen etwas Sericit auf, gelegentlich wurde auch zwischen dem feinen Eisenerzrand und der Quarzausfüllung eine Zwischenlage von Sericit beobachtet. Mitunter finden sich auch Eisenerzkörner ganz vereinzelt in dieser inneren Füllmasse. Aus dieser wesentlich verschiedenen Mineralausfüllung muß wohl sicherlich auf einen anderen Pyroxen als die oben beschriebenen großen, stark eisenerzreichen Einsprenglingspyroxene geschlossen werden. Diese Verschiedenheit scheint auch eine Beobachtung zu beweisen, die als eine Verwachsung beider Arten gedeutet werden kann; in einem besonders großen prismatischen Schnitt der hier besprochenen Art erschien deutlich eine schmale Lamelle von eisenerzreicher Pseudomorphose parallel der Längsrichtung eingelagert. Welches die Natur dieses ehemaligen Pyroxen gewesen sein mag, läßt sich leider nicht entscheiden (Diopsid?).

2. **Hauburgstein** (am Ostfuße des Hühnerberges).

Ein weiteres Vorkommen von Keratophyren wurde in den Klippen des Hauburgsteines am Ostfuße des Hühnerberges in der Südwestecke des Blattes aufgefunden. Dort steht ein dichtes Gestein von dunkelgrauer Farbe mit Stich ins Violette an, das nur schwache Schieferung zeigt und makroskopisch ebenfalls wieder den Eindruck des ehemaligen Eruptivgesteines noch etwas gewahrt hat. Mit der Lupe lassen sich außerdem noch kleine bis $^1/_2$ mm große Feldspateinsprenglinge festellen. Die metamorphe Beeinflussung gibt sich außer in der Schieferung noch durch Lagen

und Häute von grünlichen, blättrigen Substanzen zu erkennen. U. d. M. erweisen sich die Feldspateinsprenglinge, die in allen Größen bis zu $^1/_2$ mm auftreten, als albitscheckige Orthoklase, bei denen der Albitanteil an Menge vorwiegt. Der Orthoklas erscheint durch Einlagerungen getrübt, während der Albit recht frisch und klar ist, bisweilen tritt in letzterem stellenweise eine scharfe Zwillingslamellierung auf. Die Durchmischung der beiden Feldspäte ist eine derartig innige, stellenweise geht die Fleckung sogar in eine spindelförmige, faserige Verwachsung über, sodaß eine Untersuchung ihrer gegenseitigen Orientierung aussichtslos erscheint. Die Grundmasse zeigt ein feinkörniges Quarzfeldspatgewebe mit einer Korngröße von durchschnittlich 0,005 mm. Ganz vereinzelt treten lange, rechteckige Schnitte von Grundmassenfeldspat auf, die meist in zwei einfache Zwillingshälften zerfallen und vorwiegend parallel der Schieferung angeordnet sind. Bei ihnen dürfte es sich, nach dieser auffallenden Unterordnung unter die Schieferungsrichtung, wohl sicher um Albit von metamorpher Entstehung handeln. Der blättrige Gemengteil der Grundmasse ist ausschließlich Sericit, der sowohl in einzelnen Blättchen als auch in Lagen in der Schieferungsrichtung auftritt. Von Erzen ist Magneteisen in Körnchen und Kristallen (bisweilen scharfen Oktaedern) von kleinsten Individuen bis zu etwa 0,0075 mm Größe vorhanden. Eisenglanz tritt in kleinsten Täfelchen spärlich auf. Größere Flecke, wohl primären Eisenerzes, sind umgeben von Leukoxenbildungen, die deutlich aus groben Körnern von Titanit aufgebaut sind. Solche Titanitkörner kommen auch vereinzelt allein, ohne die Verbindung mit Eisenerz vor. Als Spuren ehemaliger, einsprenglingsartiger, femischer Gemengteile sind wohl in der Schieferung langgezogene Erzhaufen anzusehen. Als etwas Besonderes wurden in einer Quarzkörneranhäufung bei einem Feldspateinsprengling mehrere scharfe feine Nadeln einer bläulichgrünen: blaßgelblichen Hornblende beobachtet, die als ein häufiges metamorphes Produkt in basischeren Eruptivgesteinen wohlbekannt ist, bei derartig sauren Gesteinen im Taunus aber immerhin etwas außergewöhnliches sein dürfte.

Chemische Verhältnisse der Keratophyre.

Von dem Gesteine dieser Rabensteinklippen wurde im Laboratorium der geologischen Landesanstalt durch Herrn Dr. Eyme eine Analyse ausgeführt, deren Material von einem solchen Stück gewählt wurde, das möglichst wenig dynamometamorph beeinflußt erschien und außerdem nicht durch sekundäre Quarzadern verunreinigt war. Solches Material fand sich an einem etwa mannshohen Block vor, der von der eigentlichen Gipfelklippe des Rabensteines durch einen kleinen um diese herumführenden Pfad etwa 5 m auf der Seite nach Kirdorf zu abgegrenzt liegt. Das Gestein ist dunkelblauviolett, dicht, splittrig und zeigt in keiner Weise eine Schiefrigkeit; einzelne Feldspateinsprenglinge sind zu bemerken. Das Ergebnis der Analyse ist folgendes:

	Gew.-Proz.	Mol.-Proz.	Osann'sche Verhältniszahlen
SiO_2	65,29	73,53	S : Al : F
TiO_2	0,70		24,5 : 3 : 2,5
Al_2O_3	14,11	9,27	
Fe_2O_3	6,28		Al : C : Alk
FeO	1,05	6,28	14 : 1,5 : 14,5
CaO	0,75	0,90	
MgO	0,40	0,67	
K_2O	5,46	3,89	
Na_2O	5,04	5,45	
CO_2	—		
H_2O	1,19		
SO_3	—		
S	0,10		
P_2O_5	0,12		
Summe:	100,49	Zahl: 15180.	

Eine Diskussion dieser Analyse dürfte mit Rücksicht darauf, daß die chemischen Vorgänge bei der Metamorphose dieser Gesteine noch wenig bekannt sind, verfrüht erscheinen. Aufklärungen über diese Verhältnisse können erst von einem umfassenden Studium

der Gesamtheit ähnlicher Schiefergesteine erwartet werden. Will man trotzdem versuchsweise vorwegnehmend einen Vergleich mit nicht metamorph beeinflußten Gesteinen versuchen, so ergeben sich immerhin recht interessante Parallelisierungen, die mit dem vermuteten primären Mineralbestand bemerkenswerte Übereinstimmung zeigen.

Reiht man zu diesem Zwecke diese Analyse in die Tabelle I in Osann's Petrochemischen Untersuchungen[1]) ein, so findet sie ihren Platz auf Seite 71. Die SAlF-Zahl stellt sie zu Gesteinen vom Charakter von Syeniten, Trachyten und Monzoniten; das AlCAlk-Verhältnis mit der ungewöhnlich hohen Zahl 14,5 für Alk gibt nach den im genannten Osann'schen Werke auf Seite 68 ff. ausgeführten statistischen Ergebnissen eine Zuordnung zu den Alkaligesteinen. Bei gleichem SAlF-Verhältnis kommen dem AlCAlk-Verhältnis am nächsten ein Alkalisyenitporphyr mit Al 14,5 C 2,5 Alk 13,5, ein Alkalitrachyt mit Al 14,5 C 2,5 Alk 13,5 und ein weiterer Alkalitrachyt mit Al 13,5 C 3 Alk 13,5. Die vorliegende Analyse trägt also Merkmale eines Alkaligesteins, dem als Stellung in der Systematik die Bezeichnung »Trachyt« bezw. wegen seines paläovulkanischen Auftretens »Keratophyr« zukäme. Doch muß eine endgültige Auswertung der Analyse erst späteren Betrachtungen im Zusammenhang mit einem größeren Material aus dem ganzen Taunus vorbehalten werden.

Zu Vergleichszwecken wurden aus Osann's[2]) Verzeichnis der Gesteinsanalysen aus den Jahren 1900 bis 1909 die ähnlichsten Analysen aufgesucht, es sind dies die Nummern: 1535 Pantellerit, Tadetschamalka, Somaliland; 1550, Lahnporphyr (!), Rupbachtal, Nassau; 1671 Afvedsonitaegirintrachyt, Deriah Mt., Nandowar Mt. N. S. W; 1672 Afvedsonitaegirintrachyt, Dippingrock, Nandowar Mts. N. S. W. Es ist, wie schon oben gesagt, auffallend, wie der aus den Relikten geschlossene ehemalige Mineralbestand in Bezug auf die femischen Gemengteile mit dem Mineralbestand

[1]) A. Osann, Petrochemische Untersuchungen, Abh. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., 1913.

[2]) A. Osann, Beiträge zur chemischen Petrographie II, Leipzig 1916.

dieser Gesteine zusammenstimmt, für die Lahnporphyre[1]) werden in der Literatur Aegirin und Riebeckit, für die beiden anderen Gesteine Aegirin und Arfvedsonit angegeben.

Natron-Keratophyre

a) mit erhaltenem Eruptivgesteinscharakter.

1. Östlich Kirdorf.

Verfolgt man vom Rabenstein aus den Weg auf der östlichen Seite der Talsohle weiter nach Norden, so kommt man nach kurzer Zeit, da, wo ein Fußweg von Kirdorf her quer durch die Wiesen herüberkommt, an einen größeren Steinbruch. Das Gestein des Bruches ist im allgemeinen stark schiefrig und läßt von einem ursprünglichen Eruptivgestein nichts erkennen. Bei aufmerksamem Suchen gelingt es indessen, Stücke zu finden, an denen deutlich zwischen reinen, schiefrigen Lagen noch ein dichtes, schiefriges, dunkelblauviolettes Eruptivgestein — ziemlich ähnlich dem vom Rabenstein — festzustellen ist. Durch Annahme von schiefrigem Charakter, der beim Übergang oft zuerst fleckenweise mit grüner und grauer Färbung auftritt, gehen solche Eruptivgesteinslagen meist ziemlich unmittelbar in das normale schiefrige Gestein des Bruches über; die metamorphe Umwandlung läßt sich hier oft schon im Handstück feststellen. Untersucht man das eruptivgesteinsähnliche Material unter dem Mikroskop, so erhält man bis auf die Einsprenglinge ungefähr das gleiche Bild, wie es von den Gesteinen vom Rabenstein entworfen worden ist. An einzelnen Stellen ist, wenn auch verwischt, die orthophyrische Feldspatgrundmasse mit den femischen Umrahmungen wiederzuerkennen. Der Grundmassenfeldspat hat auch hier geringere Lichtbrechung als Canadabalsam, er ist in den Dimensionen wechselnder und z. T. etwas größer als der oben geschilderte vom Rabenstein. Die körnigen Eisenerzkränze sind genau die gleichen wie oben. Ganz

[1]) R. Brauns, Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. Neues Jahrb. f. Min. usw, Beil.-Bd. 27, S. 302 ff.

allgemein macht sich auch bei den reinsten Eruptivgesteinstypen dieses Bruches die Neigung zur Schiefrigkeit durch Überhandnehmen der blättrigen Gemengteile (Sericit) in der Grundmasse bemerkbar, mit der eine immer regellosere Ausstreuung der Erzkörnchen und des Erzstaubes Hand in Hand geht. Besonders auffallend sind die zahlreichen und teilweise recht großen Feldspateinsprenglinge, die hier im Gegensatz zum Rabenstein ausschließlich dem Albit angehören. Sie erreichen z. T. eine beträchtliche Größe; es wurden Exemplare von einem Durchmesser bis zu 5 mm gemessen. Kleine Durchschnitte sind jedoch bei weitem am zahlreichsten, und es lassen sich nach abwärts alle Dimensionen bis zur Grundmassenfeldspatgröße feststellen. Gruppenförmige Zusammenhäufungen von Körnern sind nicht selten, ausgesprochene knäuelförmige Verwachsungen wurden dagegen nicht beobachtet. Die Umgrenzungsform der Schnitte ist meist eine rundliche bis ovale, körnigem Auftreten entsprechend; gute krystallographische Begrenzungen sind seltener zu sehen. Bei den zwillingslamellierten Schnitten ist häufig eine größere Längenausdehnung parallel der Zwillingsnaht zu bemerken, was einer tafligen Ausbildung nach (010) entspricht. Als Zwillingsgesetze wurde das Karlsbader, Albit- und das Periklingesetz beobachtet, unverzwillingte Durchschnitte z. T. sogar von ziemlicher Größe, sind aber nicht selten. An einem günstigen, nach dem Karlsbader und Albitgesetz zugleich verzwillingten Schnitte wurden mit Hilfe des Fedorow'schen Universalmikroskopes und Projektion die Abstände der optischen Symmetrieachsen a, b und c und der optischen Achsen, soweit sie festzulegen waren, von beiden Zwillingsachsen bestimmt. In der Projektion wurde auch noch der dritte, auf diesen beiden Achsen senkrechte Durchmesser eingetragen, der der Richtung von vorne nach hinten in den üblichen Feldspatdiagrammen entspricht. Als Abstände wurden folgende Werte gemessen:

		Grund-Individuum	Albitgesetz	Karlsbader Gesetz	Mittelwert
Zwillingsachse des Albitgesetzes	a	$90^1/_2{}^0$	91^0	$92^1/_2{}^0$	91^0
	b	72	$72^1/_2$	74	73
	c	$16^1/_2$	19	$16^1/_2$	17
	A	45		47	46
	B	—	$48^1/_2$	42	45
Zwillingsachse des Karlsbader Gezetzes	a	$82^1/_2$	$81^1/^2$	84	83
	b	20	19	17	19
	c	$73^1/_2$	$71^1/_2$	74	73
	A	72		74	73
	B	—	82	82	82
Normale zu diesen beiden Achsen	a	8	8	7	8
	b	83	82	84	83
	c	91	87	89	89
	A	50		47	$48^1/_2$
	B		43	50	$46^1/_2$
Achsenwinkel		84	88	84	85

Dies entspricht im Ussow'schen Diagramm einem 5prozentigen Albit. Sehr interessant ist die Verschiedenheit der Achsenwinkel bei diesem und dem ungefähr gleichprozentigen, auf Seite 473 beschriebenen Albit. Während man hier im Mittel 85^0 gefunden hatte, hatte man dort etwa 77^0. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß solche Ungleichheiten in den Achsenwinkeln öfter zu beobachten waren, ja daß es sogar (s. S. 488) vorkam, daß in ein und demselben Krystall mit mehrfachen Zwillingsbildungen eine Lamelle einen beträchtlich abweichenden Achsenwinkel von den anderen zeigte. Die Unzuverlässigkeit der Achsenwinkel zur Feldspatbestimmung zeigt ja auch schon zur Genüge die Tabelle auf Seite 342 und 343 in Rosenbusch's Mikrosk. Phys. I, 2. Die Beobachtung der Lichtbrechung an dem vorliegenden Feldspat, die wegen der Orientierung des Schnittes der Teilindividuen I und II ungefähr senkrecht a unmittelbar die Beobachtung von β und γ liefern konnte, ergab im Vergleich mit Canadabalsam ein deutlich geringeres β und ein gleiches oder wenig geringeres γ.

Andere Schnitte von Feldspateinsprenglingen ergaben das gleiche Resultat eines geringprozentigen Albites; in zwei Fällen wurde nochmals ein Achsenwinkel von 88° über c gemessen. Der Erhaltungszustand dieser Feldspäte war für die Untersuchung wohl noch ausreichend, ist aber im allgemeinen als nicht mehr sehr frisch zu bezeichnen. Die Krystalle sind erdig getrübt, auf größeren Rissen ist Eisenerz eingewandert, kleine Sericitblättchen erfüllen sie überall mehr oder weniger reichlich.

Die durch Eisenerz schwarzen oder schwarz umränderten Pyroxen-Hornblende-Pseudomorphosen finden sich in der gleichen Weise wie oben beim Rabenstein, dagegen wurde von den beschriebenen (Pyroxen-) Pseudomorphosen der dritten Art nirgends etwas gefunden.

Ein weiteres Beispiel eines derartigen Eruptivgesteines, das den primären Eruptivgesteinscharakter noch weit besser, fast so gut wie bei dem vom Rabenstein zuerst beschriebenen Praeparate erkennen läßt, wurde an der Hecke südlich des oben genannten Bruches in einem Lesestücke gefunden, zu dem leider das Anstehende nicht zu ermitteln war. Das Gestein ist dicht und noch eruptivgesteinsartig, wenn sich auch schon eine geringe Schiefrigkeit erkennen läßt. Kleinere und größere Feldspateinsprenglinge sind reichlich vorhanden. Als Färbung treten wieder die dunklen Töne mit Stich ins bläulichviolette auf, sie sind hier aber überall mit graugrünen in der Schieferungsrichtung langgestreckten, flatschenartigen Flecken untermischt, sodaß auf dem Querbruch eine Art von grünlicher Flammung entsteht. U. d. M. erkennt man auch schon bei schwachen Vergrößerungen die ganz eruptivgesteinsartige Grundmassenfeldspatstruktur, wie sie schon beim Rabenstein gefunden wurde, die Feldspäte sind hier aber von geringerer Größe (etwa die Hälfte); als Durchschnittszahlen wurden 0,05 zu 0,15 mm gemessen, doch kommen auch bedeutend gedrungenere Formen vor. Es liegt also eine bei weitem nicht mehr so ausgesprochene dünne Ausbildung wie beim Rabenstein zu Grunde, doch ist immerhin der taflige Charakter noch deutlich genug. Begrenzungsverhältnisse und Zwillingslamellierung sind in gleicher Weise

wie dort vorhanden. Da, wo es gelingt, eine Grenze des Feldspates gegen Canadabalsam am Präparatrande festzustellen — meist ist der Feldspat mit metamorphen Produkten so reich beladen und umsäumt, daß eine sichere Beobachtung schwer wird — erscheint er von kleinerer oder gleicher Lichtbrechung wie dieser. Als Maximum der Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone wurde an solchen Schnitten, die durch eine Eisenerzumkränzung zweifelsfrei ihre primäre Natur gegenüber sekundärem metamorphem Albit zu erkennen gaben, 15^0 bestimmt. Dies würde also einem geringprozentigen Albit entsprechen. Um diese Grundmassenfeldspäte liegen auch hier wieder die Kränze von Umwandlungsprodukten femischer Gemengteile, in denen sich wiederum Magneteisen und Eisenglanz in der gleichen Weise wie oben, hier zusammen mit Chlorit als blättrigem Gemengteil, erkennen lassen. Vereinzelte Feldspäte ragen aus der Grundmasse durch ihre Größe etwas heraus und leiten zu den Einsprenglingen über. Nach den Schnitten sind sie schmal tafelförmig nach M. Verbiegungen und Zerbrechungen der Tafeln mit kleinen Verwerfungen der Bruchstücke sind mitunter zu beobachten. Meist ist nur eine einfache Zwillingsbildung vorhanden. Der optische Charakter ist positiv, bei einem Achsenwinkel der dem des Albites entspricht. Die spitze Bisektrix steht ungefähr senkrecht auf zugehörigen, meist quadratisch oder rhombisch begrenzten Schnitten ohne Zwillingsbildung, die also M entsprechen und eine Begrenzung durch P und y anzeigen. Nach allen diesen Beobachtungen ist also Orthoklas ausgeschlossen, es liegt nur ein Albit vor. Die eigentlichen großen Feldspateinsprenglinge sind wieder Albite von ganz gleichem Charakter wie die Albiteinsprenglinge aus dem Eruptivgestein vom Bruche östlich Kirdorf. Albit-, Karlsbader und Periklingesetz wurden als Zwillingsgesetze beobachtet. Der Erhaltungszustand der Feldspäte ist gut, Sericit und daneben auch Epidot sind als Neubildungen eingeschleppt.

Dieses hier gegebene Bild der primären Bestandteile muß nun zur Vollständigkeit des Gesamteindruckes ergänzt werden durch eine Schilderung der metamorphen Neubildungen, die auch hier nicht un-

beträchtlichen Anteil am Aufbau des Gesteines haben. Diese metamorphen Gemengteile, die auch die Träger der Schiefrigkeit sind, erscheinen wie ein Schleier in das Gesteinsbild hineinverwoben, dessen primäres Bild verdeckend, ohne es aber zu verhüllen. In erster Linie ist der Epidot zu nennen, der in den bisher besprochenen Gesteinen nirgends in dieser Deutlichkeit und Reichlichkeit zu erwähnen war. Er tritt in zahllosen kleinen Körnchen bis zu 0,03 mm Durchmesser auf, vereinzelt sind kurzprismatische Schnitte vorhanden; sehr häufig sind Ansammlungen der einzelnen Körnchen zu Körnerhaufen. Das Auftreten des Epidotes in der Grundmasse ist ein ganz regelloses, er liegt sowohl mitten in den Grundmassenfeldspäten eingebettet als auch in den Räumen zwischen diesen mit den Erzen und blättrigen Gemengteilen zusammen, und erfüllt ebenso regellos einzelne Feldspateinsprenglinge. Die Farbe ist schwachgelblich ohne eine Spur von Pleochroismus, die Doppelbrechung ist hoch, es liegt also ein eisenreicher Epidot vor, wofür auch der optisch negative Charakter spricht. Betrachtet man einen Schliff senkrecht zur angedeuteten Schieferung des Gesteines bei ganz schwachen Vergrößerungen, so findet man, daß der Epidot die Neigung hat, in Lagen angereichert aufzutreten, in denen sich auch die übrigen metamorphen Gemengteile, vor allem die Eisenerze, reichlicher einfinden. Auf solche epidotreicheren und ärmeren Lagen ist die Schieferung und die Differenz in der Färbung — es wurde eine grüne Flammung des sonst dunklen Gesteines im Querschnitt beschrieben — zurückzuführen. Neben dem Epidot ist als metamorphe Neubildung Chlorit zu nennen, der mit nur ganz wenig Sericit zusammen den blättrigen Gemengteil ausmacht. Er liegt in einzelnen Blättchen und angehäuften Flatschen solcher hauptsächlich zwischen den Feldspäten der Grundmasse, innerhalb der Feldspäte kommen nur vereinzelte Blättchen vor. Seine Farbe ist sehr blaß grünlich, auch da wo er in größeren Zügen auftritt; eine Doppelbrechung ist kaum zu erkennen. Als weitere metamorphe Bildung ist ein Teil der Eisenerze, sowohl Magneteisen wie Eisenglanz, anzusehen, die diesen sekundären Charakter durch lagenförmige Anhäufungen in der

Schieferungsrichtung zusammen mit dem Epidot beweisen. Von der metamorphen Quarzfeldspatgrundmasse, wie sie beim Rabenstein besprochen wurde, ist bei diesem Gestein wenig zu erkennen, die primären Grundmassenfeldspäte sind meist so weitgehend erhalten, daß ihre Umbildung kaum eingetreten zu sein scheint. Nur vereinzelt findet man Stellen, die auf Quarz schließen lassen, etwas häufiger ist dagegen Albit in solcher Frische und Klarheit und so unregelmäßiger Begrenzung, daß er sich ohne weiteres von den primären Grundmassenalbiten unterscheidet. Zu solchen sekundären Albiten mag auch mancher leistenförmige Schnitt der Grundmasse gehören, eine sichere Unterscheidung ist natürlich sehr schwer, den besten Beweis für eine primäre Natur liefert immer noch die Umsäumung mit femischen Umwandlungsprodukten. Als sichere metamorphe Neubildungen von gelegentlichem Charakter sind einzelne Quarzalbitflecken mit größeren Krystallisationen von Epidot und Chlorit anzusehen.

Weitere Handstücke, bei denen äußerlich noch ein ursprünglicher Eruptivgesteinscharackter gewahrt erscheint, lassen sich in dem kleinen, zur Zeit schon stark verfallenen Steinbruche südlich an der Landstraße am NO-Ausgang von Kirdorf sammeln. Das Gestein ist wieder ungefähr das gleiche wie bei den vorher geschilderten Typen, nur läßt sich durchweg eine größere Schiefrigkeit feststellen. U. d. M. erkennt man, daß diese Schiefrigkeit die Grundmasse schon so beherrscht und daß die metamorphen Neubildungen so überwiegen, daß für die Schilderung des ursprünglichen Eruptivgesteines, auf die es ja hier zunächst ankommt, nichts mehr zu gewinnen ist. Dagegen rechtfertigen die Einsprenglingsfeldspäte die Erwähnung des Gesteines an dieser Stelle. Sie sind z. T. recht gut erhalten und erscheinen in allen Verhältnissen als die gleichen wie die oben vom Gestein aus dem Bruche östlich von Kirdorf beschriebenen geringprozentigen Albite. An zwei verschiedenen Feldspäten sind die Abstände der optischen Symmetrieachsen a, b und c von den Zwillingsachsen des Karlsbader und Albitgesetzes nach der Fedorow'schen Universalmethode gemessen worden und ergaben folgende Resultate:

$$\text{Zwillingsachse des Albitgesetzes} : \begin{cases} a = 93^0 \\ b = 75 \\ c = 16 \end{cases}$$

$$\text{Zwillingsachse des Karlsbader Gesetzes} : \begin{cases} a = 85 \\ b = 17 \\ c = 75 \end{cases}$$

Die Abweichungen von dem in der Tabelle auf Seite 483 zusammengestellten Werten eines Karlsbader + Albitzwillings vom Steinbruche östlich Kirdorf sind nur ganz gering, sie betragen im Maximum 2°. Als Achsenwinkel wurden folgende Werte über c gefunden: $2V = 80^0, 80^0, 80^0, 83^0$ und als stark abweichender Wert (s. oben Seite 483) 90^0.

Als ein mineralogisch sehr interessantes Vorkommen wurden bei der Durchmusterung der Einsprenglingsalbite dieser Gesteine mit dem Fedorow'schen Universalmikroskop zwei Zwillinge nach dem noch kaum bekannten Zwillingsgesetze von la Roc Tourné (Zwillingsachse $\perp$ [001] $\parallel$ (010), Verwachsungsebene (010)) gefunden[1]). Es sind beides Albite mit 6 % Anorthitgehalt.

Die gleichen Einsprenglingsalbite fanden sich auch im Gestein des dritten Bruches östlich Kirdorf, allerdings in kümmerlicher Erhaltung. Das Gestein dieses kleinen, südlich von dem im Vorstehenden besprochenen Vorkommen hinter einer Häusergruppe gelegenen Steinbruches ist stark dynamometamorph beeinflußt und hochgradig schiefrig. Auch hier wurde ein geringprozentiger Einsprenglingsalbit festgestellt; als Achsenwinkel wurde in einem günstigen Falle $2V = 79^0$ über c gemessen.

2. Hühnerberg.

Ein weiteres Beispiel eines recht gut erhaltenen ehemaligen Eruptivgesteines fand sich am Nordfuße des Hühnerberges (Südwestecke des Blattes Homburg) in einem Steinbruche an der Schneise aufgeschlossen. Neben stärker geschiefertem, mehr grünlichem Material wurde dort von A. Leppla auch ein dichtes Gestein von gleicher Färbung und äußerem Habitus wie bei den

[1]) vgl. Schlossmacher, Zentralblatt f. Min. usw., Jahrg. 1920.

schon oben beschriebenen Proben erhaltener Eruptivgesteine gesammelt. U. d. M. ist die ehemalige Struktur deutlich zu erkennen. Die Grundmassenfeldspäte sind auch hier wieder Albite (Lichtbrechung $\leq$ Canadabalsam, Maximum der Auslöschung in der symmetrischen Zone 15^0). Sie sind, genau so wie es auch bei den übrigen Gesteinen beobachtet wurde, ebenfalls umkränzt von kleinen Eisenerzkörnern, unter denen wieder Magneteisen und Eisenglanz festzustellen ist. Unter den nicht reichlichen blättrigen Gemengteilen scheint der Sericit vorzuwiegen. Epidot ist in größeren und kleineren Körnern und Prismen und auch in Gruppen solcher überall vorhanden, doch findet er sich fast nirgends innerhalb des Grundmassenfeldspates. An manchen Stellen der Präparate wird die Eruptivgesteinsstruktur durch die metamorphe allotriomorphkörnige Struktur ersetzt, dabei läßt sich auch neben dem Feldspat die Beteiligung von Quarz in Körnern beobachten. An solchen Stellen treten auch größere Sericitblättchen etwas reichlicher auf. Das Erz tritt vorzugsweise streifenförmig, in Lagen angereichert auf, in diesen Lagen ist Epidot ebenfalls beträchtlich reichlicher zu finden; diese Lagen, die offenbar parallel einer Schieferungsrichtung verlaufen, machen durchaus den Eindruck metamorpher Anhäufung dieser Mineralien. Von Einsprenglingen wurde nur ein etwas größerer unverzwillingter und unregelmäßig begrenzter Feldspatschnitt beobachtet. Auf dem FEDOROW'schen Universalmikroskop wurde ein Achsenwinkel von etwa 90^0 gemessen, so daß Kalifeldspäte wohl ausgeschlossen sind, auch hier dürfte wohl ein Albit vorliegen; der Erhaltungszustand ist nicht sehr frisch, Sericitblättchen und Epidotkörnerhäufchen sind in ziemlicher Menge eingestreut. — Einzelne Grundmassenfeldspäte ragen aus der übrigen Grundmasse etwas durch ihre Größe heraus, können aber noch nicht als Einsprenglinge gelten.

3. Höllenstein.

Ein weniger gut erhaltenes Eruptivgesteinsmaterial findet sich in einzelnen kleinen Lagen und Schmitzen zwischen schiefrigen Ausbildungsformen in den Felsen unterhalb der Gartenmauer des

Hauses Höllensteinweg Nr. 20, südöstlich von Kirdorf, an dem von Zahl 170,8 nach dem K des Wortes Kirdorf der Karte führenden Wege. ungefähr an der Stelle, die am östlichen Rande der Talsohle auf der Höhe des Wortes Höllenstein der Karte liegt. Neben grünen Schiefern stehen dort Felsen an, in denen lagenweise grünes und dunkelviolettes Material abwechselt. Dieses dunkle Material erinnert wieder ganz an die Proben mit Eruptivgesteinscharakter von anderen Stellen. Ein Dünnschliff aus diesen Zonen zeigt, daß es sich um einen lagenweisen Wechsel von noch einigermaßen erhaltenem Eruptivmaterial und chloritischen Quarzalbitschiefern, als dessen dynamometamorphen Äquivalenten, handelt. Das Bild der eruptivgesteinsähnlichen Stellen ist genau das gleiche wie es hier schon mehrfach beschrieben wurde: eine divergente Feldspatgrundmasse mit umrahmenden Eisenerzen. Neben solchen ganz normalen Ausbildungsformen wurden vereinzelt auch etwas abweichend aufgebaute Partieen beobachtet, in denen sich ebenfalls die divergenten Grundmassenfeldspäte wiedererkennen ließen, die aber hier ausschließlich von Chlorit umrahmt waren. Dabei fand sich der Chlorit auch innerhalb der Feldspäte in beträchtlicher Menge, so daß das Bild der Feldspatgrundmasse hier nicht ganz so deutlich hervortritt; Eisenerz ist nur spärlich vorhanden. An solche Partieen schließt sich gewöhnlich in ganz allmählichem Übergang die für die Quarzalbitschiefer charakteristische körnige Grundmasse an.

Chemische Verhältnisse der Natronkeratophyre.

Zur Ermittlung der chemischen Verhältnisse dieser Natronkeratophyre wurde das am wenigsten metamorphe Gestein von der Hecke südlich des großen Steinbruches östlich von Kirdorf ausgewählt und von ihm im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt eine chemische Analyse durch Herren Dr. Eyme ausgeführt. Das Resultat dieser Analyse war folgendes:

	Gew.-Proz.	Mol.-Proz.	Osann'sche Verhältniszahlen
SiO_2	55,05	63,13	S : Al : F
TiO_2	1,02		21 : 4 : 5

Al_2O_3	17,96	11,95	
Fe_2O_3	6,71		Al : C : Alk
FeO	2,54	8,09	16 : 2,5 : 11,5
CaO	1,56	1,89	
MgO	3,58	6,06	
K_2O	0,78	0,56	
Na_2O	7,60	8,32	
H_2O	2,72		
SO_3	—		
S	0,05		
P_2O_5	0,34		
Summe	99,91.		

Für die Diskussion dieser Analyse gilt dasselbe wie oben bei der Analyse vom Rabenstein Gesagte. Betrachtet man nach diesem Vorbehalte die Osann'schen Verhältniszahlen, so sieht man im SAlF-Verhältnis eine Gleichmäßigkeit mit Andesiten, Trachydoleriten, Monzoniten und Trachyten, im AlCAlk-Verhältnis ist die geringe Zahl für C und die hohe Zahl für Alk im Vergleich zu den Gesteinen mit gleichem SAl auffallend, so daß die Zahlen ganz oder sogar übertrieben den Charakter von Alkaligesteinen zeigen. Wie weit die Analysenzahlen denen des ehemaligen Eruptivgesteines noch entsprechen, läßt sich von hier aus noch nicht beurteilen, doch ist nach dem Mineralbestand des primären Gesteines, von dem sich die Analyse nicht allzu weit entfernen dürfte, die Bezeichnung als Natronkeratophyre am angezeigtesten.

b) Dynamometamorphe Facies der Natronkeratophyre.

Während die im Vorhergehenden beschriebenen wenig oder kaum metamorphen Gesteine überaus spärlich vorhanden sind, bilden die bei der Dynamometamorphose daraus hervorgegangenen schiefrigen Äquivalente bei weitem die Hauptmasse der in den Aufschlüssen zutage tretenden Gesteine. In den drei Steinbrüchen — östlich von Kirdorf; südlich an der Landstraße am Nordostausgang von Kirdorf; südlich dieses Vorkommens hinter einer

Häusergruppe — treten in der Hauptsache nur die geschieferten Formen auf, während nur ganz schmale Lagen in ihnen das noch einigermaßen eruptivgesteinsähnliche Material zeigen. Dort ist die beste Gelegenheit, die Beziehungen zwischen beiden Gesteinsausbildungen zu studieren. Dafür, daß beide genetisch eng zusammengehören und daß die Schiefergesteine nichts anderes sind als die dynamometamorphen Äquivalente der Eruptivgesteine, gibt es hinreichend sichere Anzeichen genug. Schon makroskopisch läßt sich dies durch den engsten Verband beider im geologischen Auftreten und durch den im Handstück schon zu beobachtenden Übergang durch allmähliche Aufnahme der Schiefrigkeit feststellen. Mikroskopisch lassen sich solche Übergänge noch besser studieren, und das Mikroskop zeigt vor allem in den Eruptivgesteinsrelikten (Feldspateinsprenglinge, Reste von Grundmassenstruktur) auch in den geschiefertsten Typen deren Herkunft zweifelsfrei an. Sowohl östlich Kirdorf als auch bei den anderen im folgenden beschriebenen Vorkommen läßt die Kombination aller unter dem Mikroskope zu beobachtender sowohl primärer Reliktmerkmale als auch sekundärer metamorpher Neubildungserscheinungen den Schluß zu, daß es sich überall um das gleiche Ausgangsmaterial handelt, daß also das oben geschilderte Gestein allen Schiefern zugrunde gelegen hat. Bei dieser Umbildung durch die Dynamometamorphose sind nun die neugebildeten Gesteine durchaus nicht einheitlich überall in der gleichen Weise ausgebildet worden, sondern es läßt sich ein recht bunter Wechsel, äußerlich wenig, im mikroskopischen Bilde aber doch recht verschiedener Gesteine feststellen. Die Einteilung dieser verschiedenen Neubildungsformen ergibt sich aus dem Mineralbestand der metamorphen Grundmasse, der sich, außer dem überall zugrunde liegenden Quarzfeldspat-Grundgewebe und Eisenerzen aus Epidot, Chlorit, Sericit und Hornblende zusammensetzt. Die Quarzfeldspatgrundmasse, wie sie schon oben von den mehr geschieferten Typen am Rabenstein geschildert wurde, ist bis auf kleine Unterschiede in der Korngröße überall die gleiche. Eine Unterscheidung nach dem Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat ist bei der Un-

möglichkeit, dieses feine Körneraggregat aufzulösen, ausgeschlossen. Eisenerze (Magneteisen und Eisenglanz) und ihre Verwitterungsprodukte kommen überall in gleicher Weise vor, als Einteilungsprinzip erwiesen sie sich ebenfalls ungeeignet. Dagegen treten die übrigen genannten Mineralien: Epidot, Chlorit, Sericit und Hornblende in verschiedenen ziemlich konstanten Kombinationen auf, so daß danach eine Einteilung in folgende Gruppen möglich wird:

a) epidotführende sericitische Quarzalbitschiefer,
b) rein sericitische Quarzalbitschiefer,
c) epidotführende chloritische Quarzalbitschiefer,
d) rein chloritische Quarzalbitschiefer,
e) hornblendehaltige, epidotführende sericitische Quarzalbitschiefer,
f) hornblendehaltige, epidotführende sericitische + chloritische Quarzalbitschiefer.

1. Östlich Kirdorf.

Epidotführende sericitische Quarzalbitschiefer.

In der weitaus größten Verbreitung treten östlich Kirdorf epidotführende sericitische Schiefer auf, sie bilden die Hauptmasse des Gesteines in dem großen Steinbruche östlich von Kirdorf und bilden in fast gleicher Ausbildung die gesamte Gesteinsmasse in den beiden am Nordostausgang von Kirdorf gelegenen Brüchen. Dieses Hauptgestein des Bruches östlich von Kirdorf ist ganz ausgesprochen schiefrig, neben recht dickschiefrigen Platten findet man Stücke von allerfeinster Blättrigkeit. Die Farbe ist ein schmutziges Gelblichgrau, mitunter mit dünnen, etwa linsengroßen schwarzen Flatschen. Auf dem Querbruche bemerkt man stellenweise kleine weiße erdige Pünktchen, die verwitternden Feldspateinsprenglingen zuzuschreiben sind. U. d. M. läßt sich die Grundmasse erst bei stärkeren Vergrößerungen einigermaßen auflösen. Gewissermaßen als Grundlage, in der die übrigen Gemengteile eingestreut sind, erkennt man wieder das feinkörnige metamorphe

Quarzfeldspatgrundgewebe, von dem sich aber leider weder sagen läßt, daß darin Quarz und Feldspat ist, noch in welchem Mengenverhältnis beide stehen. Während es bei vielen Sericitgneisen und auch stellenweise bei dem Gestein vom Rabenstein möglich war, durch die Beobachtung der Becke'schen Linie Quarz und Feldspat gegen einander abzugrenzen, ist dies hier wegen der Feinkörnigkeit und dichten Einstreuung der übrigen Gemengteile nicht mehr möglich; auch am Präparatrande läßt sich zum Vergleich der Lichtbrechung mit der des Canadabalsams nichts ausrichten. Die Doppelbrechung ist durch die vielfache Übereinanderlagerung der Körner ganz schwach, eine sichere Auslöschung natürlich überhaupt nicht mehr zu erkennen; beim Drehen des Objekttisches tritt nur eine schattenhaft verschwimmende Änderung der Helligkeit auf. Diese Quarzfeldspatgrundmasse ist in regelloser Weise ganz erfüllt mit Epidot in kleinen und kleinsten Körnchen, deren Durchschnittsgröße 0,005 mm ist. An vereinzelten größeren Körnern und vor allem solchen mit prismatischem Habitus ließ sich die Epidotnatur genauer bestimmen. Ebenso reichlich enthält die Grundmasse Sericitblättchen von sehr feinen Dimensionen (Durchschnitt: 0,001—0,002 mm Dicke bei 0,006 bis 0,008 mm Länge). Einzelne größere Blättchen und Zusammenhäufungen solcher lassen die Eigenschaften des Sericits bestimmen. Seine Einordnung in die Grundmasse ist fast durchweg deutlich an die Schieferungsrichtung gebunden, parallel zu dieser Schieferungsrichtung verlaufen auch einzelne größere lagenförmige Zusammenhäufungen von Sericit. Bei einem Präparat von einem Handstück von der linken Seite der Mittelwand des Bruches (makroskopisch noch Spur von Eruptivgesteinscharakter) scheint neben dem feinblättrigen Sericit- auch noch etwas Chlorit in der Grundmasse vorhanden zu sein. Bei gewöhnlichem Licht stellt man nämlich in diesem Präparat eine große Menge blaßgrünlicher blättriger Gemengteile in der Grundmasse fest, bei gekreuzten Nikols tritt aber eine deutlich geringere Menge mit den für Sericit ausschlaggebenden höheren Interferenzfarben hervor. Ein Teil der Blättchen ist also so gut wie isotrop und dem Chlorit

zuzuschreiben. Von Eisenerzen ist verhältnismäßig wenig vorhanden; ganz vereinzelt trifft man Körner an, die als Magneteisen gelten können, Eisenglanzblättchen sind ebenfalls vorhanden. Sehr häufig sind die Mengenverhältnisse des Eisenerzes lagenweise verschieden, so daß man eisenerzreichere und eisenerzärmere Lagen unterscheiden kann; diese Lagen laufen stets parallel der Schieferungsrichtung. Als einen weiteren, überall in größerer oder kleinerer Menge auftretenden Bestandteil von zweifellos metamorpher Herkunft findet man unregelmäßig begrenzte größere und kleinere Flatschen von einer gelblichgrauen Färbung, die auch bei den stärksten Vergrößerungen und Immersionssystemen sich in nichts weiter als ein dichtes Aggregat feinster unbestimmbarer Körnchen auflösen lassen. Der Gesamteindruck zeigt beträchtlich hohe Lichtbrechung und Aggregatpolarisation durch stark doppeltbrechende Substanzen. Fast regelmäßig sind solche Flatschen am äußeren Rande dicht besetzt von Epidotkryställchen, die ganz den Charakter der beschriebenen Grundmassenepidote tragen und nur durch beträchtlichere Größe stellenweise sich unterscheiden. Ein Teil dieser Flatschen läßt durch die Form seines Auftretens und die Gemengteile, mit denen sie in solchen Fällen vergesellschaftet sind, auf die Ersetzung ehemaliger femischer Gemengteile schließen. Vereinzelte lang- oder kurzprismatisch begrenzte Räume, die mit solchen stets epidotumkränzten Flatschen, hauptsächlich zusammen mit Chlorit, ausgefüllt sind, deuten auf ehemalige prismatische Mineralien hin, und verraten häufig durch einen parallel zur Prismenachse verlaufenden streifigen Wechsel der Ausfüllungsmaterialien eine fühere prismatische Spaltbarkeit. Auch als basale Schnitte zu deutende Bilder sind zu finden, geben aber keinen sicheren Anhalt über die Natur der ehemaligen Mineralien. Meist ist jedoch die flatschenartige Masse und der sie begleitende Chlorit derartig in die Grundmasse hinein verfließend, daß sich überhaupt keine morphologischen Verhältnisse, weder primärer noch sekundärer Natur, daraus ableiten lassen. Als Begleitmaterialien dieser Flatschen, da wo sie in Pseudomorphosen nach primären Bestandteilen auftreten, ist neben dem schon als Hauptanteil erwähnten Chlorit

und etwas Sericit noch gelegentlich Quarz in Körnern, ferner Albit in klaren und scharfen, kleinen, tafelförmigen Krystallen und ziemlich häufig Epidot in größeren Krystallen zu beobachten. Als ein Mineral von vielleicht primärer Herkunft ist nicht selten an solchen Stellen Apatit festzustellen, der in kleinen Prismen (Beispiel: 0,09 mm Länge, 0,02 mm Dicke) auftritt. Seine Anwesenheit an oder in solchen vermutlichen Pseudomorphosen nach früheren femischen Gemengteilen erinnert an das häufige Zusammenvorkommen des Apatites in und mit femischen Einsprenglingen normaler Eruptivgesteine (Alkaligesteine!).

Daß ein gewisser Teil dieser flatschenförmigen Mineralanhäufungen, in denen kleinste Epidotkörnchen, vielleicht auch noch Carbonate, Glimmer und Chlorite zusammengehäuft sein mögen, auch an anderen, durch femische Gemengteile nicht prädestinierten Stellen aufzutreten scheint, wurde schon erwähnt. Die Gruppen sind dort in ihrem inneren Bilde und den Epidotkränzen dieselben, sie sind aber kleiner, immer einzeln auftretend und ohne die Begleitung durch die übrigen Mineralien. In nicht seltenen Fällen sind sie in der Schieferungsrichtung deutlich gestreckt. Es liegt also hier offenbar eine unabhängig metamorphe Neubildung solcher Gruppen vor. Als eine dritte Art des Auftretens der Flatschen mit den Epidotkränzen ist schließlich ihr Auftreten in den Feldspateinsprenglingen zu erwähnen. Auch dort finden sie sich ohne Begleitmineralien, sie sind teils regellos eingelagert, teils folgen sie auch in irgend einer Weise der randlichen Umgrenzung der Feldspatschnitte. Als ein weiteres Mineral dieser epidotführenden, sericitischen Schiefer, dessen Natur aber nicht mit Sicherheit beschrieben werden konnte, sind rundlich oder schwach oval bgrenzte, farblose, klare, völlig isotrop erscheinende Schnitte von hoher Lichtbrechung zu erwähnen, die einen Durchmesser von etwa 0,02 bis 0,03 mm zeigen. Sie sind überall in gleicher Weise, aber spärlich, vorhanden, bisweilen von einigen unregelmäßigen, krummlinigen Sprüngen durchzogen; es läßt sich ein metamorpher Ursprung vermuten, da in einem solchen Falle ein solches Korn in einem der oben beschriebenen Flatschenstreifen innerhalb eines

Feldspateinsprenglings gefunden wurde. Eine Entscheidung, welches Mineral vorliegen mag, ist schwer zu fällen; am nächstliegenden ist noch die Deutung als Zoisit. Die auch in den geschieferten Typen als Relikte auftretenden Feldspateinsprenglinge sind oben bei der Besprechung der Merkmale der ehemaligen Eruptivgesteine schon erörtert worden und brauchen daher hier im Kapitel der Metamorphose nicht mehr behandelt zu werden.

In den beiden anderen Steinbrüchen am NO-Ausgang von Kirdorf tritt im wesentlichen dasselbe Material wie das oben besprochene aus dem Bruche östlich von Kirdorf auf. In allen Stücken beobachtet man, bald mehr, bald weniger feinkörnig, die Quarzfeldspatgrundmasse mit der gleichen Mineralneubildung. Je mehr das Gestein im Handstücke schon den Eindruck der Schiefrigkeit hervorruft, desto mehr bemerkt man auch im mikroskopischen Bilde das Überhandnehmen der metamorphen Bestandteile, in erster Linie des die Schieferung tragenden Sericites. Er wird immer reichlicher und großblättriger, ordnet sich immer mehr zu geschlossenen Zügen an und verdeckt schließlich den größten Teil der übrigen Bestandteile. Auch die Einsprenglingsfeldspäte gehen in solchen geschieferten Typen immer mehr verloren und verlaufen sich immer mehr in parallel der Schieferungsrichtung langgezogene Anhäufungen von metamorphen Neubildungsmineralien. Als etwas besonderes wäre nur die im Material von der linken Seite des nördlicheren der beiden Brüche auffallende Art der Erfüllung von Feldspateinsprenglingen durch die stark licht- und doppeltbrechenden flatschenartigen Körneraggregate zu erwähnen. Meist erscheint hier in den Albiten ein schmaler randlicher Saum, oder es folgt ein solcher Saum in meist geringerem Abstande den äußeren Begrenzungslinien des Feldspates, nach außen einen schmalen, unerfüllten Feldspatstreifen übrig lassend. Mitunter treten auch im Innern der Feldspatschnitte mit den randlichen Begrenzungslinien genau parallel begrenzte Massen dieser Art auf, so daß in solchen Fällen der Rand einschlußfrei erscheint, während das Innere erfüllt ist. Möglicherweise handelt es sich in allen diesen Fällen um die Reproduktion einer ehemaligen Zonarstruktur.

Die charakteristischen Epidotkränze um die flatschenförmigen Anhäufungen sind auch hier überall vorhanden. In einem Falle wurde innerhalb eines solchen Streifens, dessen ganze Breite ausfüllend, ein Korn des stark lichtbrechenden isotropen, als Zoisit vermuteten Minerales gefunden.

Rein sericitische Quarzalbitschiefer.

Neben diesen epidotführenden sericitischen Schiefern wurden in vereinzelten Stücken im Bruche östlich Kirdorf auch rein sericitische Schiefer ohne jede Beimengung von Epidot oder anderen metamorphen Gemengteilen gefunden. Auch bei ihnen läßt sich der Zusammenhang mit dem gleichen ehemaligen Eruptivgestein an Handstücken unmittelbar beobachten. U. d. M. bemerkt man bei solchem auch im Handstück schon sericitisch-grünen Material neben der Quarzfeldspatgrundmasse nur Sericit und zwar in großer Menge. Die Feldspateinsprenglinge sind genau die gleichen wie die beim ursprünglichen Eruptivgestein geschilderten Albite, von Zersetzung ist noch nicht viel zu bemerken; sie sind, abgesehen von einer geringen Erfüllung mit Sericit, frisch und klar. In zwei vereinzelten Fällen wurde auch ein durch Albit scheckiger Orthoklas beobachtet. Das Auftreten des Eisenerzes ist ganz das gleiche wie bei den übrigen Gesteinen desselben Bruches, vielleicht ist es nicht ganz so reichlich vorhanden. Bei diesen spärlich zu beobachtenden rein sericitischen Schiefern, die aber nach ihrem Auftreten in engstem Zusammenhang sowohl mit den als ursprüngliches Eruptivmaterial zu betrachtenden Gesteinen als auch mit den epidotführenden sericitischen Schiefern stehen, handelt es sich wohl nur um eine lagenweise Differenzierung bei der Metamorphose, eine Erscheinung, die in noch viel bunterem Wechsel anderweitig ebenfalls zu beobachten ist.

2. Höllenstein.

Epidotführende chloritische Quarzalbitschiefer.

An dem auf der Karte unterhalb Kirdorf als Höllenstein bezeichneten Punkte ist von anstehendem Gestein nichts mehr vorhanden, durch die Bautätigkeit ist dort alles verschwunden.

Aus der früheren Zeit standen mir drei Präparate mit der Etikettierung »Höllenstein« aus der Sammlung W. Schauf und dem Material der Geologischen Landesanstalt zur Verfügung, die alle drei das gleiche Bild zeigen. U. d. M. findet man nichts mehr von Relikten irgendwelcher Art des ehemaligen Eruptivgesteines, es sind weder Einsprenglinge, noch Pseudomorphosen, noch femische Gemengteile, noch auch irgend welche Reste der Grundmassenstruktur erhalten. Man erkennt ein metamorphes Quarzfeldspatgrundgewebe von der geschilderten Art, das von etwas gröberer Struktur ist und das bei Anwendung von Immersion einiges über seinen Aufbau feststellen läßt. An vielen Stellen bemerkt man in den stellenweise recht großen unregelmäßig begrenzten Körnern mehr oder weniger deutlich eine zwei- oder mehrfache Zwillingslamellierung und an Grenzen gegen Canadabalsam läßt sich feststellen, daß diese zwillingslamellierten Feldspäte gleiche oder wenig geringere Lichtbrechung wie Canadabalsam haben; es liegt also wohl ein Albit vor. Von solchen sicheren Feldspatpartieen ausgehend wurde dann nach Quarz gesucht, es gelang aber nur selten, solche Grenzen, die dem Lichtbrechungsunterschied zwischen Albit und Quarz entsprochen hätten, aufzufinden; aus diesen Verhältnissen muß also wohl geschlossen werden, daß Albit in der Hauptsache hier das Grundgewebe aufbaut. Der Chlorit ist ausgesprochen parallel der Schieferungsfläche in überreicher Menge eingestreut und häuft sich stellenweise zu Chloritlagen zusammen. Vereinzelte Sericitblättchen lassen sich gleichfalls beobachten. Der Epidot tritt in isolierten Körnchen und kleinen Prismen in nicht sehr großer Menge auf. Häufig sind die epidotumkränzten, gelblichen, stark lichtbrechenden feinstkörnigen Flatschen, die sich auch hier nicht weiter auflösen lassen. Sie treten ausschließlich in der Grundmasseneinlagerungsform auf, die oben als zweiter Typus geschildert wurde. Titanomagnetitkörner mit Leukoxenrand sind weiterhin zu beobachten.

Rein chloritische Quarzalbitschiefer.

Fast rein chloritische Schiefer kommen in dem Gestein der Klippen unterhalb der Gartenmauer des Hauses Höllensteinweg 20

vor, sie wurden dort in engstem Verbande mit den oben Seite 489 erwähnten Proben ehemaliger Eruptivgesteine beobachtet. In solchen gemischten Felsen treten neben den dunkel gefärbten eruptivgesteinsähnlichen Lagen ebenso schmale grünliche Zonen auf, in denen sich rein chloritische Schiefer finden. Ihre Quarzalbitgrundmasse führt anscheinend in der Hauptsache Albit, als blättriger Gemengteil tritt fast nur Chlorit auf, der in größeren und kleineren Blättchen und Zusammenscharungen solcher parallel der Schieferungsrichtung eingelagert ist. Der Pleochroismus ist deutlich von einem ziemlich dunklen Grün zu Blaßgelb. Neben dem Chlorit tritt in bemerkenswerter Menge nur Eisenerz, hauptsächlich in Form von überall zerstreuten, kleinsten Eisenglanztäfelchen, auf. Sericit ist nur spärlich vorhanden, er hat für den Vektor im Blättchen eine deutlich wachsgelbe Farbe gegenüber dem Chlorit. Epidot ist in kleinsten Körnchen ganz selten vorhanden. Mit dem Chlorit ist gelegentlich anscheinend durch Übergänge oder engste Verwachsung eng verbunden ein gelblicher, biotitartiger Glimmer, wie er vom Verfasser schon l. c. S. 399 aus dem Sericitgneis von Mammolshain beschrieben wurde und wie er anderswo in geschieferten Eruptivgesteinen nicht selten in Begleitung des Chlorits auftritt.

Hornblendehaltige, epidotführende, chloritische + sericitische Quarzalbitschiefer.

Neben den bereits beschriebenen Mischfelsen am Höllensteinweg 20 stehen dort Gesteine von rein grüner Farbe und ziemlich deutlicher Schiefrigkeit an, die unter dem Mikroskop eine sehr feinkörnige und ausgesprochen schiefrige Beschaffenheit zeigen. Von ehemaligen Eruptivgesteinscharakteren ist nichts mehr zu erkennen, höchstens lassen sich vereinzelte langgezogene, etwas abweichend von der Umgebung ausgefüllte Räume als die Spuren ehemaliger Einsprenglinge vermuten. Nur in einem Falle war noch eine deutliche Form eines ehemaligen Einsprenglings, ausgefüllt mit Quarz und Chlorit, zu bemerken. Die übrige dichte und sehr feinkörnige Grundmasse läßt sich nur bei stärksten Vergrößerungen, am besten mit Immersion, studieren. Auf diese

Weise gelingt es, als Grundgewebe wieder das allotriomorph körnige Quarzfeldspatgewebe festzustellen, das aber von den übrigen Gemengteilen sehr stark überwuchert wird. Diese übrigen Gemengteile sind in erster Linie Chlorit + Sericit, dann Epidot und eine langfaserige blaßgrünliche Hornblende. Sericit und Chlorit (Pennin) sind ausgesprochen der Schieferungsrichtung untergeordnet, der Chlorit läßt sich durch die etwas plumperen Formen seiner Blättchen nach einiger Gewohnheit auch ohne Zuhilfenahme der Doppelbrechung von dem mehr feinblättrigen Sericit unterscheiden. Der Epidot ist nach der Höhe der Doppelbrechung und gelblichen Farbe auch der kleinsten Körnchen ein Eisenepidot, er ist in vereinzelten Körnern überall zerstreut, etwas größere Individuen bilden gewöhnlich Gruppen und strahlige Verwachsungen. Auch hier treten wieder, nur in kleineren Dimensionen, die oben erwähnten mit Epidotkränzen umsäumten Flatschen auf, der Typus ihres Vorkommens ist der von einzelnen Anhäufungen in der Grundmasse. Die Hornblende bildet äußerst feine, bisweilen etwas faserig erscheinende strahlige Prismen, die in allen Richtungen, meist ganz ohne Beziehung zur Schieferung, die Grundmasse durchziehen. Die Dicke der Prismen beträgt meist nur wenige μ, während die Länge sehr stattlich und stark wechselnd ist. Es dürfte sich wohl um eine aktinolithische Hornblende handeln. Erze treten spärlich auf, die Formen lassen auf Magneteisen und etwas Titaneisen schließen, auch etwas Eisenglanz war zu beobachten. Nicht selten sind die Eisenerzstellen umgeben oder benachbart von wolkig trüben Höfen von Leukoxen. Solche Leukoxenpartieen sind, vor allem beim Studium mit Immersion, deutlich verschieden von den epidotumkränzten Flatschen, die nie trübe sind, sondern immer mit klarer gelber Färbung auftreten und bei Immersion stets ihren Aufbau aus kleinsten Körnern usw. noch deutlich erkennen lassen. Doch läßt sich beobachten, daß um einzelne Erzkörnchen echter Leukoxen und diese gelblichen Flatschen zusammen auftreten, in der Weise, daß die engere Umgebung des Erzes wolkig trübe erscheint und daß dieser wolkig getrübte Hof ohne scharfe Grenze übergeht in die andere Substanz, die dann in weiterem

Umkreise Erzkorn + Leukoxenhof umgibt; zuäußerst folgt dann gewöhnlich noch ein Saum von größeren Epidotkörnern und -krystallen.

3. Hühnerberg.

Epidotführende chloritische Quarzalbitschiefer.

Auch am Hühnerberge treten, ebenso wie die kaum metamorphen Eruptivgesteine, deren dynamometamorphe Äquivalente in ähnlicher Weise auf. Vorzugsweise wurden epidotführende Quarzalbitschiefer beobachtet. Ihre Ausbildungsform ist von dem geschilderten Höllensteintypus beträchtlich verschieden, doch ist der Mineralbestand in den Hauptkomponenten derselbe. Ein Präparat aus der Sammlung W. Schauf, bezeichnet mit »Hühnerberg Nr. 30. 15. R. 8.«, zeigt ein recht grobkörnig ausgebildetes Quarzfeldspatgrundgewebe, dessen Durchschnittskorngröße 0,02 mm ist, natürlich sind größere und kleinere Körner ebenfalls reichlich vorhanden. Hier läßt sich, infolge der größeren Dimensionen, Quarz und Feldspat mit Hilfe der Lichtbrechung gut unterscheiden und es läßt sich das überwiegende Vorhandensein von Feldspat feststellen. Einzelne Feldspatindividuen treten durch überragende Größe aus der Grundmasse hervor, ohne jedoch den Eindruck von Einsprenglingen zu machen. Es sind Albite, die wohl nach der Art des Auftretens und dem klaren Aussehen als metamorphe Bildungen gelten müssen und bezüglich ihrer Bildung sich in nichts als durch die etwas größere Ausbildung von dem Grundgewebefeldspat unterscheiden. In diesem Grundgewebe ist, lagenweise wechselnd, bald spärlicher, bald reichlicher, Chlorit in kleinen Mengen eingestreut; Sericit findet sich kaum. Epidot tritt in den chloritärmeren Partien spärlich auf; in den chloritischen Lagen ist er ebenso wie dieser stark angehäuft. Seine Individuen, meist Prismen, sind hier ebenfalls von etwas größeren Dimensionen wie gewöhnlich; als Durchschnittsbeispiel möge ein Prisma von 0,03 mm Breite und 0,08 mm Länge gelten. Meist sind seine Körner und Prismen nicht klar, sondern erscheinen schmutzig getrübt. Bei Anwendung von Immersion macht es den Eindruck, als ob die Trübung durch unregelmäßige Sprünge und Einlagerungen, die

sich nicht weiter bestimmen lassen, hervorgerufen sei. Knäuel- und Gruppenbildungen sind nicht selten zu beobachten. Außer diesem deutlich bestimmbaren Epidot sind noch kleine Anhäufungen sehr feiner Körnchen, die ich nach Aussehen, Lichtbrechung und Farbe ebenfalls für Epidot halten möchte, zu beobachten. Erz ist so gut wie nicht vorhanden.

Eine von diesem Typus beträchtlich abweichende Ausbildungsform der epidotführenden chloritischen Schiefer zeigt ein von A. Leppla am Nordfuß des Hühnerberges im Steinbruch an der Schneise gesammeltes Handstück, das dort zusammen mit dem oben S. 488 ff. geschilderten, noch recht gut erhaltenen Eruptivgestein vorkommt. Das Gestein ist dicht, etwas Schiefrigkeit verratend, und von schmutzig-graugrüner Farbe. Der Querbruch erscheint nach verschiedenen Richtungen etwas verschieden in der Weise, daß man bald glatte und dichte, schwach schiefrige, bald unebene, eine feine Fältelung zeigende Bruchflächen erhält. Beim Studium des mikroskopischen Bildes findet diese Verschiedenheit ihre einfache Erklärung durch eine feine Faltung im Gestein, deren Züge in der Schieferungsfläche untereinander parallel angeordnet sind. Bei ganz schwacher Vergrößerung erhält man, in Schnitten parallel der letzteren Richtung, den Eindruck einer flachgewellten Textur, mit einer feinsten Fältelung der Wellenzüge im einzelnen. Dunklere Schnüre zwischen helleren Lagen machen diese Anordnung deutlich sichtbar. Einsprenglingsartig treten im Durchschnitt etwa 0,3 mm große, unregelmäßig begrenzte, schmutzig-gelbe Partien von Epidot auf, die entweder feinkörnig mit Aggregatpolarisation oder strahlig gebaut sind. Die Struktur der Grundmasse ist außerordentlich feinkörnig, sie besteht aus einem unregelmäßig körnigen Quarzfeldspatgewebe, von durchschnittlich 0,0075 mm Korngröße. Darin eingestreut sind kleine Epidotkörner und Prismen (0,004 : 0,008 mm), die nicht selten knäuelförmige Verwachsungen und unregelmäßige Gruppierungen bilden. Kleine Anhäufungen (etwa von der Größe der Einzelepidote) feinster Körnchen, mit starker Licht- und Doppelbrechung, die sich auch bei Anwendung von Immersion

nicht weiter auflösen lassen, mögen ebenfalls aus Epidot bestehen. Der Chlorit (und neben ihm etwas Sericit) tritt in sehr kleinen Blättchen (0,003 : 0,01 mm im Durchschnitt) reichlich auf, besonders reichert er sich, mit dem Epidot zusammen, in den dunkleren Lagen, und dort vor allem in den Faltenbuchten, an. Bei Anwendung von Immersion gelingt es, Chlorit und Sericit auch bei gewöhnlichem Lichte auseinander zu halten; neben einem Unterschied in der Färbung und etwas stärkerer Größe des Chlorites ist auch ein Gegensatz in der Form bemerkbar, indem die Chloritblättchen, wie schon oben einmal bemerkt, plumperer und gedrungener erscheinen und oft eine schwache Wölbung der Längskanten der Schnitte zeigen; die Sericitblättchen sind im allgemeinen etwas größer als die des Chlorits. Die dunkleren Schnüre bestehen aus lagenförmigen Anhäufungen der Epidote, und vor allem der blättrigen Gemengteile, auch mischt sich ein weiter nicht bestimmbares erdiges (Braun?) Eisenerz dazwischen. In diesen dunkleren Lagen tritt auch der Chlorit bisweilen in größeren, pararallel der Schieferungsrichtung angeordneten Flatschen auf, an solchen Stellen zeigt er durch die größeren Dimensionen seiner Blättchen deutlichen Pleochroismus von lebhaft-grün (mit Stich ins Blaue) zu blaß-gelb und außerdem anormale Interferenzfarben (Pennin); auch der Sericit liegt in solchen Anhäufungen in größeren Blättchen vor. Stellenweise treten im Präparat größere und kleinere Flecke von Kalkspat auf, es sind gewöhnlich zusammengehäufte, größere, unregelmäßig begrenzte Körner, unter die stellenweise auch einige Quarzkörner gemengt sind. Die einsprenglingsartigen großen Epidote sind in ihrer Lage meist an die dunklen Lagen gebunden, die sich beiderseitig an sie ansetzen und sie auch bisweilen mantelförmig umhüllen. Die oft recht lang prismatischen Individuen dieser porphyroblastischen Epidotknoten sind meist nach Art von sonnenförmigem Auftreten strahlig angeordnet, der Ausgangspunkt der Strahlenbüschel liegt dabei auf der Peripherie. In den körnig erfüllten Räumen sind die Einzelkörner von viel geringeren Dimensionen.

Hornblendehaltige, epidotführende, sericitische Quarzalbitschiefer.

Ein von A. Leppla 1 km westlich Hühnerberg gesammeltes graugrünes, wenig schiefriges, dichtes Gestein zeigt im mikroskopischen Präparate eine ganz außerordentlich feine körnige und dichte Struktur, es ist ein sehr sericitreicher Schiefer mit wenig Epidotkörnchen, der in nicht unbeträchtlicher Menge eine dünne Hornblende vom Pleochroismus blaßgelblich bis farblos : grün : blaugrün führt.

Druckfertig abgeschlossen am 23. Dezember 1919.
Druck verfügt am 31. Juli 1920.

Über Änderungen im Kalkgehalt des Oberen Geschiebemergels in vertikaler Richtung.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Während wir über die Veränderungen und Unterschiede im Kalkgehalt der oberflächlichen Grundmoränenbildungen in ihrer horizontalen Verbreitung durch die zahllosen Analysen in den Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen hinlänglich unterrichtet sind, sind bisher nur sehr mangelhafte Angaben darüber vorhanden, wie sich der Kalkgehalt in den Grundmoränen in vertikaler Richtung ändert. Es besteht ja auch im allgemeinen selten die Möglichkeit, größere Grundmoränenprofile in dieser Beziehung genau zu untersuchen.

Im Laufe der letzten 7 Jahre habe ich mehrfach Gelegenheit gehabt, von tieferen Bohrungen einwandfreie Probenserien aus Geschiebemergel mit meistens geringen Abständen der einzelnen Proben zu untersuchen und von diesen Proben Kalkbestimmungen im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt machen zu lassen.

Es handelte sich allemal um mächtigere Grundmoränen, die von der Oberfläche an durchbohrt wurden, also zunächst und bis zum Beweis des Gegenteils als Obere Grundmoräne der letzten Vereisung aufzufassen sind; sie liegen alle in der nördlichen Mark bezw. Priegnitz und Uckermark in dem Hauptmoränengürtel, in dem die Anhäufung mächtigeren Grundmoränenmaterials nicht weiter auffällig ist.

Bohrung Hardenbeck (Uckermark)

Tiefe			Kalkgehalt
1	—2	m	9,5 %
3	— 4,2	»	9,0 »
4,2	—6	»	10,0 »
8	— 8,6	»	10,9 »
11,4	—13	»	8,8 »
15	—16	»	8,3 »
17	—18	»	9,0 »
20	—21	»	9,9 »

Bohrung Fürstenwerder (Uckermark)

Tiefe			Kalkgehalt
9,5	—25,3	m	12,1 %
29,6	—34,1	»	9,8 »
38,1	—50	»	11,1 »

Passow (Uckermark)

3	— 3,9	m	8,6 %
5	— 6	»	8,9 »
7	— 8,05	»	8,9 »
10	—11	»	8,8 »
13	—14,5	»	9,0 »

Wegguhn (Uckermark)

				II. Bestimmung
7,8	—10,7	m	8,8 %	9,4 %
10,7	—13,5	»	8,8 »	8,4 »
19,25	—21,0	»	12,2 »	12,5 »
23,1	—26,25	»	12,5 »	12,6 »
28,5	—34,4	»	6,4 »	6,3 »
35,6	—37,45	»	10,0 »	9,5 »

Crewitz (Uckermark)

				II. Bestimmung
1,7	— 5,9	m	7,9 %	8,1 %
5,9	— 12,6	»	10,9 »	10,4 »
19,0	—20,7	»	15,9 »	15,7 »
20,7	—26,4	»	16,1 »	16,2 »

Lüdersdorf (Mittelmark, Grafschaft Ruppin)

I. Bohrung				II. Bohrung			
2	— 3	m	10,8 %				
5	— 6,1	»	11,9 »				
7	— 8	»	9,9 »				
11,36	—12,36	»	11,9 »				
12,36	—12,6	»	11,6 »				
12,6	—13,6	»	13,7 »				
15	—16	»	15,7 »	19,7	—21	m	10,0 %
20	—21	»	15,8 »	21	—22	»	10,6 »
24	—25	»	21,2 »	22	—24	»	16,0 »
				24,5	— 25,5	»	20,4 »
27	—28	»	11,8 »	25,5	—26,5	»	11,3 »
29	—30	»	17,4 »	31,5	—32,6	»	14,1 »

Diese beiden Bohrungen liegen in geringer Entfernung voneinander!

Rittergut Gerdshagen, Ostpriegnitz

Bohrung I		Bohrung II	
Tiefe	Kalkgehalt	Tiefe	Kalkgehalt
1 — 2 m	19,9 %	1— 3 m	15,2 %
3,8— 5 »	15,0 »	3— 5 »	17,1 »
7 — 8 »	15,2 »	5— 6 »	10,7 »
10 —11 »	17,3 »	8— 9 »	18,8 »
14 —15 »	11,8 »	12—13 »	20,5 »
18 —19 »	12,9 »	17—18 »	17,6 »
		21—22 »	11,3 »
		25—26 »	12,0 »
		29—30 »	10,6 »
		33—34 »	15,3 »
		37—38 »	16,5 »

Diese beiden Bohrungen liegen etwa 250 m voneinander entfernt.

Das vorliegende Material ist natürlich noch längst nicht ausreichend, um irgend welche weitergehenden Schlüsse daraus zu ziehen — es scheint so, als ob in etwa 20—30 m Tiefe der Kalkgehalt ganz wesentlich größer wird, als er an der Oberfläche und in größerer Tiefe ist —, da aber fürs erste wenig Aussicht besteht, daß dies Material durch weitere Beobachtungen und Bestimmungen ergänzt und erweitert wird, so möge es zunächst als erster Beitrag zur Kenntnis dieser Fragen ohne weiteren Kommentar veröffentlicht werden. Vielleicht dient es als Anregung für weitere Beobachtungen in dieser Richtung, besonders mit Rücksicht darauf, daß leider schon mehrfach Material, das zur Ergänzung dieser Beobachtungen hätte dienen können, unbenutzt verloren gegangen ist.

Die uckermärkischen Bohrungen liegen ungefähr in der Zone der nördlichen (»großen«) baltischen Endmoräne, die Bohrungen Lüdersdorf etwa in der Zone der südlichen baltischen Endmoräne; die Bohrungen Gerdshagen etwa 2 Meßtischblätter (20 km) westlich der letzteren.

Vielleicht liefern auch später die Analysen vom Material des Kaiser-Wilhelm-Kanals in Schleswig-Holstein weitere Ergänzungen zu diesen Resultaten.

Druckfertig abgeschlossen am 20. April 1920.
Druck verfügt am

Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz.

Von Herrn **K. Olbricht** in Breslau.

Im Nordwesten von Görlitz breitet sich eine durchschnittlich 240 m hohe, von der Berliner Eisenbahn in tiefen Durchstichen gequerte Hochfläche aus, deren Bau durch zahlreiche Sandgruben erschlossen ist, zu denen im letzten Herbst noch mehrere hundert Meter lange Anschlüsse kamen, die anläßlich der Fundamentierung der westlich vom Krankenkaus angelegten Einzelhauskolonie angelegt waren.

Der größte Teil des Görlitzer Diluviums besteht aus über 10 m mächtigen, von oben bis etwa 4 m Tiefe eisenschüssig hellrostfarben verwitterten und locker verkitteten Sanden mit teilweise eingelagerten Kiesbänken und Linsen von Bänderton. Also typische Vorschüttsande, die, wie auch die Schichtung zeigt, vor einem nördlich stehenden Eisrande aufgeschüttet wurden. An einer Stelle fand ich in diesen Sanden, deren reicher Gehalt von Quarzen wohl von aufgearbeiteten tertiären Quarzsanden herstammt, die weiter nördlich in großem Umfange bekannt sind, auch einen stark abgerollten Dreikanter. Die über den Sanden lagernde Grundmoräne ist meist bis auf wenige Reste abgetragen, desgleichen die über der Grundmoräne lagernde, meist nur 5 dm mächtige Lößlehmdecke, auf deren ehemals größere Ausdehnung die weite Verbreitung von Windschliffen hinweist.

Nach dem Neißetal zu wird der Löß mächtiger und kann in den tiefen Randschluchten auf mehr als 10 m Dicke anschwellen. Er reicht im Tale bis etwa 190 m herab und legt sich dann

zumeist auf intensiv verwitterte und vergrieste Granite. Er lagert also auf einer ausgesprochenen Erosionsdiskordanz und gleicht im allgemeinen den verlehmten jüngeren Lössen Oberschlesiens. Nicht uninteressant scheint zu sein, daß das Neißetal jünger als die Verwitterungsrinde über dem alten Gebirge (bei Klingewalde sind auch die Schiefer über 10 m stark vertont, bei Nieder-Girbirgsdorf die Granite bis 10 m Tiefe kaolinisiert) zu sein scheint, da in den tiefsten Stellen nur frisches Gestein ansteht.

Schon im Jahre 1913 fand ich in einer heute verfallenen Grube im Norden des Krankenhauses unter den Vorschüttsanden unter einer deutlich erkennbaren Diskordanz dunkelbraun verwitterte stark verkittete Sande, in die an einer Stelle auch ein stark kaolinisierter Grünstein gelagert war, während eine Manganrinde die Diskordanzfläche überlagerte. Nicht nur dies, sondern auch ähnliche stark verkittete Blockpackungen, die bei Moys und Kunnerwitz unter den Vorschüttsanden zu beobachten waren, ließ eine Zweiteilung des Görlitzer Diluviums, das schon tief im Gebiete der Altmoränen liegt, nicht unwahrscheinlich erscheinen.

Im vergangenen Herbst wurden die Rudolphschen Gruben — nordwestlich des Krankenhauses an der Eisenbahn — stark vertieft, und auf weiter Erstreckung kam die früher beobachtete Manganrinde zum Vorschein, darunter unter einer wellig verlaufenden Diskordanz, schon durch ihre Farbengebung deutlich von den helleren Vorschüttsanden sich abhebend, das ältere dunkelbraunrot verwitterte Diluvium aus verkitteten, gefalteten — die Vorschüttsande darüber lagern immer horizontal! — Kiesen, Sanden und einer Grundmoräne bestehend, deren Lagerung im einzelnen noch nicht klar zu ersehen ist. Bei genauerer Aufnahme stellt es sich heraus, daß die Manganrinde nur eine Facies der oberen Vorschüttsande ist, aber aus älteren Rinden, die z. T. noch erhalten sind, umgelagert wurde. In der Fortsetzung dieser Diskordanz fand ich Ostern 1920 eine deutliche alte Oberfläche mit Windschliffen, manganhaltigen teilweise glänzenden Rinden und mehreren völlig vergriesten Geschieben unter den hier fast

im ganzen Umfange aus umgelagerten Manganrinden bestehenden oberen Verschüttsanden mit ihrer — analog den alpinen Hochterrassenschottern — nur nesterweise erfolgten Verkittung. Es sind das Erscheinungen, die ganz und gar an die Schutzrindenbildungen aus Manganeisen erinnern, die Futterer aus der Wüste Gobi, südlich von Hami (42° nördlicher Breite) in seinem Reisewerke (Durch Asien, S. 182) beschreibt. Wüstenrinden erwähnt auch Heim in seiner Geologie der Schweiz (S. 291) aus dem Hochterrassenschotter. Endlich erinnert auch Sarasin (Wüstenbildungen im Chelleeninterglazial in Frankreich; Eclog. helv., X, S. 731) an die frappierende Ähnlichkeit der lederbraun patinierten Chelleenartefakte mit denen der ägyptischen Wüste. Hierzu sei bemerkt, daß das Chelleen wahrscheinlich in unsere »ältere Interglazialzeit« fällt und mit dem Alt-Acheuleen die Periode der »patinierten Kulturen« bildet, in die auch ein Teil der Markkleetager Funde zu stellen ist.

Diskordanz und Verwitterungserscheinungen sprechen also hier deutlich für die Ablagerungen einer noch älteren Vereisung, auf die eine Zwischeneiszeit folgte, in der diese älteren Schichten nicht nur stark rostbraun verwitterten, sondern auch mit starker Verkittung intensive Manganausscheidungen einsetzten, wobei die Feuersteine — wie es auch an andern Stellen, sogar im Süden der Provinz Hannover, zu beobachten ist — lederbraun bis dunkelrot patinierten. Es scheint sich also um regionale, bisher noch wenig beachtete Erscheinungen zu handeln, die offenbar für die ältere Interglazialzeit charakteristisch sind. Auf die auffallende Ähnlichkeit gleichartiger Erscheinungen im alpinen Gebiet sei hier nur hingewiesen.

Wir finden also bei Görlitz die Ablagerungen zweier älterer Vereisungen, getrennt durch eine Interglazialzeit mit intensiven Verwitterungserscheinungen; das sind also die erste und zweite Eiszeit nach der in Norddeutschland üblichen Einteilung. Der zweiten Eiszeit folgt eine lange Interglazialzeit, in der das Neißetal wohl beinahe bis zu der heutigen Tiefe erodiert wurde. Die jüngste Vereisung hat nur in ihrem periglazialen

Gürtel die Lausitz berührt und lieferte den Löß, der im Osten der Neiße fehlt, weil er hier leichter von den Westwinden abgetragen werden konnte. Da nach meinen Beobachtungen bei Öls und Wohlau die mittelschlesichen Lösse im Norden in weit ausgedehnte Sandlösse übergehen, spricht auch dies für eine periglaziale Entstehung der Lösse und nicht für eine interglaziale, die so vieles — vor allem die Säugerfauna — unerklärt läßt.

Zu den jüngsten Bildungen gehören weit verbreitete Terrassen, deren Gliederung im oberen Neißetal noch nicht durchgeführt ist.

Meine Beobachtungen über die Zweiteilung des älteren Diluviums in Schlesien decken sich durchaus mit denen von Keilhack, Behr, Tietze und Michael. Während ich aber früher die Ottmachauer Endmoräne als ungefähre Grenze der zweiten Vereisung ansah, nehme ich nunmehr an, daß ganz Schlesien in beiden älteren Vereisungen vom Eise überdeckt war und wir erst außerhalb seiner Grenzen auf die Zone stoßen werden, in der die Ablagerungen der ersten (Haupt-) Vereisung allein vorkommen. Über einen in der oberen Sanderformation gemachten Artefaktenfund vom Markkleeberger Typus werde ich an anderer Stelle berichten.

Druckfertig abgeschlossen am 31. März 1920 (ergänzt während des Druckes).

Druck verfügt am 20. August 1920.

Über eine Methode zur Trennung dialytischer Pelite nach dem spezifischen Gewicht.

Von Herrn **P. Köttgen** in Gießen.

Der Ausdruck »Pelite« ist in der Petrographie bekannt, und man versteht darunter sehr feinkörnige Bildungen kolluvialer oder eluvialer Natur, die man in der Technik allgemein als Ton, Letten oder Kleie bezeichnet. Der Ausdruck »Pelit« stammt von C. F. NAUMANN[1]) und ist von ZIRKEL in seinem ausgezeichneten Handbuch der Petrographie (II. Aufl., Bd. I, S. 504) übernommen worden. Neuerdings ist W. SALOMON[2]) nachdrücklich dafür eingetreten, für die beiden Gruppen der Pelite, die sich zwanglos aus ihrer Genesis ergeben, eine feststehende Nomenklatur einzuführen, und zwar übernimmt er für alle Bildungen, die vorwiegend als Produkte der chemischen Verwitterung aufzufassen sind, die alte NAUMANN'sche Bezeichnungsweise »dialytische Pelite«, für die feinkörnigen klastischen Gesteine, die überwiegend aus Gesteinsmehl bestehen, also durch mechanische Zerreibung entstanden sind, bringt er den Ausdruck »Alphitit« von ἄλφιτον das Mehl in Vorschlag.

Es ist ganz außer Frage, daß unsere wissenschaftliche Erkenntnis über die Tone soweit gediehen ist, daß dem Bedürfnis einer präziseren Ausdrucksweise im Interesse größerer Klarheit unbedingt Rechnung getragen werden muß, dies umsomehr, als der Unterscheidung jener beiden Gruppen dank den Fortschritten

[1]) Lehrbuch der Geognosie, Bd. 1, S. 723 (Leipzig 1850).
[2]) Geologische Rundschau, Bd. 6, Heft 7/8. 1917.

unserer Sedimentpetrographie keine unüberwindlichen Schwierigkeiten mehr entgegenstehen.

An einer eingehenden Erforschung über die Zusammensetzung der dialytischen Pelite sind Wissenschaft und Technik gleichermaßen interessiert, ich weise nur kurz auf die abweichende Auffassung der Kolloidchemiker und der reinen Chemiker in bezug auf die Natur der wasserhaltigen Aluminiumsilikate, auf das Basenaustauschvermögen u. dergl. mehr hin. Auch die Frage der Plastizität und des Quellungsvermögens ist trotz einer Reihe wertvoller Arbeiten[1]) auf diesem Gebiete noch keineswegs als geklärt anzusehen.

Eine befriedigende Lösung dieser Frage können wir nur dann erwarten, wenn es uns gelingt, die dialytischen Pelite in ihre Komponenten zu zerlegen, ein Problem, das angesichts der oft sehr verwickelten Zusammensetzung und der feinen Zerteilung dieser Produkte auf erhebliche Schwierigkeiten stößt. Soweit wir es mit grobdispersen Systemen zu tun haben, läßt sich eine Trennung noch verhältnismäßig leicht in die Wege leiten, aber der uns am meisten interessierende Anteil, der quantitativ allerdings stark zurücktritt, fällt in das Gebiet kolloider Lösungen, die Größe der Teilphasen ist also etwa von der Größenordnung 0,1 μ bis 1 $\mu\mu$ mit einer spezifischen Oberfläche zwischen 6.10^5 und 6.10^7. Bezüglich der Natur der dispersen Phase sind die Meinungen noch geteilt, d. h. wir können noch nicht mit positiver Sicherheit sagen, ob wir es mit einem Suspensionskolloid oder mit einem Emulsionskolloid zu tun haben. Die Entscheidung dieser Frage bereitet ganz besonders auch deshalb Schwierigkeiten, weil wir annehmen können, daß sich mit zunehmender Kleinheit die Unterschiede der Suspensoide und Emulsionen immer mehr verwischen. Immerhin hat die Ansicht von P. Ehrenberg, die durch Beobachtungen von E. W. Hilgard (Soils, S. 61) und anderen Forschern gut gestützt ist, daß wir es nämlich bei dem sogenannten Kolloidton nach Schlösing mit dem System flüssig-flüssig zu tun haben, sehr viel Anhänger gefunden.

[1]) P. Ehrenberg, Die Bodenkolloide, S. 107. 1915.

Meine eigenen Beobachtungen, die ich während meiner langjährigen Arbeiten mit kolloid gelösten dialytischen Peliten gemacht habe, führten mich jedoch zu einer hiervon abweichenden Auffassung. Die Eigenschaft der Emulsoide, auf die dispergierende Phase viskositätserhöhend zu wirken, läßt sich bei dialytischen Peliten von sehr hohem Dispersitätsgrad nicht in dem Maße feststellen, wie das bei echten Emulsoiden der Fall zu sein pflegt. In einem sehr lichtstarken Kondensor ist die Helligkeit der Teilchen nicht wesentlich schwächer als beispielsweise bei einem kolloidgelösten Halogensilbersol. Auch ein allgemeines Aufhellen des Gesichtsfeldes bewirken diese Teilchen nicht oder doch nur sehr schwach, jedenfalls nicht in der charakteristischen Weise wie die lyophilen Lösungen. Als weiterer grundlegender Unterschied der lyophoben und lyophilen Lösungen gilt allgemein, daß erstere durch Elektrolyte leicht fällbar sind, während letztere nur schwer auf Elektrolyte reagieren. Es konnte wiederholt beobachtet werden, daß getrennte dialytische Pelite außerordentlich empfindlich gegen Elektrolyte sind, ganz besonders wenn diese vorher durch Dialyse gereinigt worden waren.

Loslösung der kolloiden Hülle von den gröberen und feineren Sanden.

Als die erste Voraussetzung für die Trennung der Phase amorph-fest ist ihre Loslösung von gröberen und feineren Gemengteilen anzusehen. Man findet in der Literatur fast bei allen Forschern, die sich mit Peliten beschäftigten, mehr oder weniger eingehende Bemerkungen über diesen Gegenstand. Ich verweise nur auf Williams, Osborne, Hilgard, Atterberg, Hissink, Dumont und Ehrenberg. Die außerordentliche Festigkeit, mit der die Phase amorph-fest an den weniger fein verteilten Komponenten haftet, hat viel zu der Auffassung beigetragen, daß sie im Sinne Freundlich's als sehr zähe Flüssigkeit angesehen werden kann. Andererseits fehlt es aber auch nicht an Stimmen, die darauf aufmerksam machen, daß auch Körnchenkolloide in dieser Hinsicht den Tröpfchenkolloiden nicht wesentlich nachstehen. Eingehender

hat sich Osborne[1]) mit dieser Frage beschäftigt und durch tagelanges Kochen die Loslösung der festen Hülle zu erreichen versucht. Bei meinen Arbeiten versuchte ich zuerst, wie es Dumont[2]) vorgeschlagen hat, durch Beizen mit schwacher Oxalsäure die Membran abzulösen, desgleichen wandte ich stark verdünnte Essigsäure und Salzsäure mit nachfolgender Ammoniakbehandlung an. Dieser Behandlung mit Säure ging meistens eine energische Aufarbeitung mit einem steifen Pinsel voraus, in ähnlicher Weise wie Beam und Atterberg vor der Trennung die Böden behandeln. Es stellte sich aber heraus, daß für meine Zwecke ein Digerieren mit Säuren nicht zweckmässig war, da die Phase amorph-fest durch Einwirkung auch schwacher Säuren konstitutionell zu stark verändert wird. Will man die kolloide Phase loslösen, um eine Trennung nach der Korngröße nach Atterberg oder einem andern Sedimentierverfahren vorzunehmen, so stehen einer Säure- und darauffolgenden Laugenbehandlung keine Bedenken entgegen, denn die in Lösung gehenden Alkali- und Kieselsäuremengen sind unbeträchtlich. Anders aber liegen die Dinge, wenn, wie in vorliegendem Falle, alles darauf ankommt, die Konstitution der Phase amorph-fest möglichst zu erhalten. Es kommt hier noch dazu, daß es schwer hält, die kolloid gelösten Stoffe ganz von gewissen Elektrolyten zu befreien, was ganz besonders für das Cl-Ion zutrifft. Übrigens sind auch nach längerer Säureeinwirkung auf dem Wasserbade die Schluffteilchen nie ganz rein, teilweise kaolinisierte oder muskovitisierte Feldspäte zeigen auch nach zweistündiger Behandlung mit 5 prozentiger H Cl noch eine gut erkennbare Verwitterungsrinde, die durch Fuchsin anfärbbar ist.

Obgleich bereits des öfteren darauf hingewiesen worden ist, daß durch Kochen die amorphen wasserhaltigen Aluminiumsilikate, aus denen die dialytischen Pelite kolloider Größenordnung der Hauptsache nach bestehen, eine konstitutionelle Änderung erleiden, aus welchem Grunde ja auch Hissink die Schüttelmethode in

[1]) Osborne, Annual report of the Connecticut Agricultural Experiment Station. New Haven 1888.

[2]) Dumont, Forschungen auf dem Gebiet der Agrikulturphysik.

Vorschlag gebracht hat, so bin ich doch nach längeren Vorversuchen wieder zum Kochen übergegangen. Ich stellte fest, daß bei Tonen, die von Herrn Prof. Dr. HARRASSOWITZ-Gießen während seiner geologischen Tätigkeit im Felde in der Umgegend von Ypern entnommen waren, durch 14tägiges Kochen die feinen, noch im Hellfeld mikroskopisch auflösbaren Sande ziemlich frei von kolloiden Membranresten waren, und die Loslösung konnte im ganzen als beendigt angesehen werden. Im Verlaufe der weiteren Arbeiten, die zu einer Trennung der kolloiden dialytischen Pelite führten, stellte es sich heraus, daß die Bedenken, die gegen das Kochen erhoben worden sind — ich selbst habe früher die Ansicht vertreten —, unbegründet sind. Durch Kochen werden die amorphen wasserhaltigen Aluminiumsilikate in ihrer Konstitution wenig oder gar nicht geändert, für die Zwecke der Trennung von Böden ist die Schüttelmethode nur deshalb vorzuziehen, weil durch sie allein eine völlig gleichmäßige Behandlung von Parallelproben gewährleistet wird, außerdem ist sie in ihrer Anwendung einfacher und bequemer.

Reinigung der dialytischen Pelite.

Das durch andauerndes Kochen zerlegte Material mußte nach vollendeter Loslösung der kolloiden Membran zum Zwecke der weiteren Trennung nach der Korngröße einer Behandlung unterzogen werden, die geeignet ist, alle krystalloid gelösten Stoffe der Hauptsache nach zu beseitigen, denn durch eingehende Versuche war ich zu der Überzeugung gekommen, daß sich auf anderem Wege der hierzu notwendige Solzustand nicht einwandfrei erreichen läßt, sofern man nicht, wie das ja vielfach geschieht, Elektrolyte als Stabilisatoren in Anwendung bringen will. Die Reinigung erschien auch aus dem Grunde notwendig, weil eine exakte Trennung nach dem spezifischen Gewicht nur dann zu einem befriedigenden Abschluß führen kann, wenn möglichst alle sorptiv gebundenen Ionen, die durch Oberflächenkräfte von dem kolloid gelösten Anteil des Materials festgehalten werden, zuvor entfernt werden.

Es lag nun allerdings der Gedanke nahe, die Trennung nach

den Korngrößen unter Zuhilfenahme von Elektrolyten zwecks Überführung in den Solzustand zuerst vorzunehmen, und alsdann erst die Entfernung aller sorptiv gebundenen Ionen. Nachdem sich aber herausgestellt hatte, daß die gereinigten Pelite viel leichter zu stabilisieren sind als die ungereinigten, erschien der erstere Weg als der bequemere, und ich habe deshalb davon Abstand genommen, unmittelbar nach erfolgter Loslösung zu trennen.

Um alle durch Oberflächenkräfte sorptiv festgehaltenen Ionen aus dem System abzuscheiden, sind bisher zwei Methoden, soweit ich aus der mir zugänglichen Literatur ersehen konnte, in Anwendung gekommen, die Dialyse und die Elektroendosmose. Bei der ersteren rechnet man allgemein, sofern es sich um kalte Dialyse handelt, mit einer Dauer von 70 Tagen. Viel schneller aber kommt man zum Ziel, wenn man heiß dialysiert, denn die Geschwindigkeit, mit der sich der Konzentrationsausgleich vollzieht, ist eine Funktion der Temperatur.

Die Elektroendosmose wurde von H. Niklas[1]) angewendet, um alle Stoffe, die sich nicht mehr in festem Verbande befinden, aus Silikat-Moorerdegemischen zu entfernen; die Brauchbarkeit dieser Methode geht aus dem vom Verfasser beigebrachten Analysenmaterial hervor.

Von der Anwendung dieser Methode wurde aber zunächst abgesehen, da sie eine gewisse Umständlichkeit der Apparatur voraussetzt, und weil sie wegen Mangels an geeigneten Platinelektroden nicht gut durchführbar war.

Als Dialysiermembranen erwiesen sich Dialysierschläuche als sehr zweckmäßig, denn einerseits vollzieht sich durch sie die Dialyse verhältnismäßig schnell und andererseits sind sie genügend feinporig, um auch die feineren Teilchen zurückzuhalten. Ganz frei von feinsten Teilchen ist das Dialysat allerdings nie, doch sind es der Hauptsache nach organische Kolloide, die die Membran passieren. Die Temperatur betrug während der Dialyse angenähert konstant 90°. Die Anordnung war so, daß kontinuierlich

[1]) H. Niklas, Untersuchung über den Einfluß von Humusstoffen bei der Verwitterung der Silikate. Int. Mitt. f. Bodenk., Bd. 2, S. 224. 1912.

frisches Wasser in das Gefäß, in dem die Dialysenschläuche hingen, zufloß, während aus diesem Gefäß, daß etwa 10 l Wasser faßte, das Dialysat in eine Porzellanschale abfloß, die zum Verdampfen auf einem Wasserbade stand. Das Gefäß selbst war gut gegen Säuredämpfe geschützt. Nach 8 Tagen ununterbrochener Dialyse stellte ich durch Leitfähigkeitsmessungen einen gewissen Abschluß der Dialyse fest, insofern nämlich, als die Leitfähigkeit unter einen noch meßbaren Betrag herabsank.

Es ist nicht ganz leicht, sich eine genaue Vorstellung von dem Verlauf des Lösungsprozesses zu machen, der sich während der heißen Dialyse abspielt, denn exakte Versuche fehlen meines Wissens in dieser Hinsicht gänzlich.

Die in dem System vorkommenden Verbindungen bezw. deren Ionen sind in der festen Phase:

> Silikate, Kieselsäure, Eisen- und Aluminiumhydroxyd, Calciumcarbonat bezw. Phosphat, Magnesium-, sowie Kalium- und Natriumcarbonat u. a. m.

Auch die flüssige Phase besteht, obgleich sie überwiegend aus Wasser gebildet wird, aus mehreren Komponenten. Die gasförmige Phase ist der Hauptsache nach in Wasser gelöst; von ihren Komponenten interessiert uns am meisten die Kohlensäure, einesteils wegen ihrer Löslichkeit in Wasser und andererseits wegen ihrer sauren Reaktion. Die Kohlensäure ist bei der starken Verdünnung mindestens zu 90% in $H^{\cdot}$ und HCO_3' Ionen gespalten und wäre demnach etwa doppelt so stark wie Ameisensäure.

In einer solchen Lösung können wir folgendes Gleichgewicht annehmen:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2,$$

wobei sowohl Kohlensäure als auch Bicarbonat z. T. in Ionen gespalten sind. Der CO_2-Druck einer $CaCO_3$ enthaltenden Lösung ist somit eine Funktion des Kalkgehaltes. Der dialytische Pelit, mit dem ich meine Versuche über Dialyse anstellte, enthielt aber sehr viel Kalk, wir können deshalb in diesem Falle der Kohlensäure als lösendes Agens keine besondere Bedeutung beimessen.

Viel wichtiger zur Kenntnis des Lösungsprozesses dürfte die hydrolysierende Wirkung des Wassers sein, zumal dieselbe mit der Temperatur steigt. Cushmann und Hubbard[1]) beschäftigten sich wohl zuerst eingehend mit diesem Gegenstand. Sie fanden, daß z. B. bei der Lösung der Alkalien die hydrolytische Spaltung von größerer Bedeutung ist, als die Einwirkung der Säuren. Auf diesen Lösungsvorgang können wir das Gesetz der chemischen Massenwirkung anwenden, da die gelösten Stoffe dauernd durch den Konzentrationsausgleich hinweggeführt werden und sich infolgedessen das Gleichgewicht immer wieder zuungunsten der angegriffenen Verbindungen verschiebt. Wie im einzelnen der Lösungsprozeß verläuft, darüber können wir zunächst nur sehr hypothetische Betrachtungen anstellen, eine exakte wissenschaftliche Bearbeitung dieser Frage wäre jedenfalls sehr erwünscht, besonders im Hinblick auf die Bedeutung, die diesem Gegenstand für die Beurteilung der Fruchtbarkeitsveranlagung der Bodenarten beizumessen ist. Experimentell hat man ja bekanntlich schon von den verschiedensten Seiten diesem Problem beizukommen versucht.

Auch für die wissenschaftliche Erforschung der Bodenbildungsprozesse dürfte sich die Bearbeitung dieses Gebietes als sehr fruchtbringend erweisen, da die Kenntnis der Gelgemenge, aus denen sich die feste Phase unserer Böden zusammensetzt, durch die Kenntnis des Lösungsvorgangs, wie wir ihn bei der heißen Dialyse beobachten, sehr gefördert werden kann.

Wie ich bereits erwähnt, muß es als ein besonderer Vorzug der heißen Dialyse bezeichnet werden, daß sich dialytische Pelite durch sie stabilisieren lassen. Es steht diese Erfahrung in scheinbarem Widerspruch zu den Beobachtungen, die E. Jordis und Kantor[2]) mit Kieselsäuresol gemacht haben. Durch Cl- und Na-Ionen verunreinigte Kieselsäure koagulierte, nachdem die Ver-

[1]) A. D. Cushmann, U. S. Dep. of agriculture Bureau of chem. Bull. 92. 1905. A. D. Cushmann und P. Hubbard, Dep. of agriculture, off. of Public Roads, Bull. 28 [1908].

[2]) Jordis, Ztschr. f. Elektr. Chem. Bd. 8, S. 673. 1902; Kantor, Ztschr. f. anorg. Chem. Bd. 3, S. 5. 1903.

unreinigungen durch Dialyse beseitigt worden waren. Zu ähnlichen Ergebnissen führten die Untersuchungen von W. Biltz, M. Hauriot u. a. Der Widerspruch ist aber nur scheinbar und erklärt sich wohl nicht durch ein spezifisches Verhalten der dialytischen Pelite, sondern ist darauf zurückzuführen, daß der Abschluß der heißen Dialyse in unserem Falle kein absoluter sein kann. Geringe Mengen schwer löslicher Verbindungen bleiben jedenfalls zurück, und zwar scheint es sich dabei um negative Ionen zu handeln, denn bei nur ganz geringem Zusatz von positiven Ionen findet sofort wieder eine Pektisation statt. Diese Erfahrung hat, wie es scheint, Allgemeingültigkeit und steht in Übereinstimmung mit einer ganzen Reihe neuerer Untersuchungen[1]).

Es ist dies bekanntlich auch der Grund, weshalb Messungen des osmotischen Druckes bei kolloid gelösten Stoffen niemals genau ausgeführt werden können. Eine Tatsache, die das Arbeiten mit gereinigten dialytischen Peliten sehr erschwert, ist die Empfindlichkeit, mit der sie auf Elektrolyte reagieren; ganz geringe Spuren von H_2S- oder HCl-haltigen Dämpfen bewirken sofort eine Flockung. Setzt man dann eine geringe Menge Ammoniak hinzu, so wird das Gemenge jedoch wieder in den Solzustand zurückgeführt.

Die Trennung nach der Korngröße.

Durch Dialyse gereinigte Aufschwemmungen können nach dem Sedimentierverfahren ohne weitere Schwierigkeiten getrennt werden.

Zur Gewinnung größerer Mengen kolloid gelöster Teilchen aber bedarf es monatelanger Arbeit, denn selbst in sehr fein verteilten dialytischen Peliten sind höchstens 1,5 vH Submikronen zu erwarten; es müssen daher mehrere 100 g verarbeitet werden. Das der Trennung zugrunde liegende Prinzip gründet sich auf das von Stokes aufgestellte Gesetz:

$$v = \frac{2gr^2(\varrho - \varrho_1)}{9\mu},$$

[1]) W. Pfeffer, G. Tamann, H. Picton, S. E. Linder, C. E. Linebargfr, zitiert nach Leonardo Cassuto, Der kolloide Zustand der Materie. 1913.

wobei $(\varrho - \varrho_1)$ die Differenz im spez. Gew. zwischen Teilchen und dispergierender Phase, μ deren Viskosität bedeutet.

Wenn wir r als gegeben voraussetzen, bezw. wenn wir von einem bestimmten r ausgehen, dann können wir die dazu gehörige Fallzeit berechnen. Einem Teilchendurchmesser von 100 $\mu\mu$[1]) entspricht eine Fallgeschwindigkeit von $3{,}846 \cdot 10^{-5}$ cm/sek, d. h. wenn wir eine Fallhöhe von 10 cm wählen, müssen wir die Aufschwemmung gerade 48 Stunden stehen lassen.

Indessen können wir nur dann damit rechnen, daß die theoretisch berechnete Teilchengröße der wirklichen Größe entspricht, wenn gewisse Bedingungen in dem grob dispersen System erfüllt sind. Die wichtigste dieser Bedingungen ist, daß die Konzentration $\frac{v}{V}$ nicht zu groß ist, denn sonst kommen wir wegen der gegenseitigen Beeinflussung der Teilchen zu falschen Ergebnissen. Um diesen Voraussetzungen zu genügen, wurde das Sedimentiergefäß trotz des großen Mehrverbrauchs an destilliertem Wasser bedeutend größer als üblich gewählt und in demselben nur wenig Material zur Aufschwemmung gebracht. Es kamen 10 g Masse auf etwa 6 l Wasser; das System war also sehr verdünnt. Die auf diese gewonnenen Teilchen gehören in das Gebiet kolloider Zerteilungen bis hinunter in das Gebiet maximaler Zerteilungen, sie waren also teilweise nicht mehr ultramikroskopisch sichtbar.

Um nun die Grenzen enger zu ziehen und um bei der nachfolgenden Trennung mittels Zentrifuge nicht zu lange zentrifugieren zu müssen, habe ich die feinsten Teilchen durch 2stündiges Zentrifugieren bei 4000 Touren in der Minute abgeschieden. Die kolloide Lösung, die sich auf diese Weise abschied, blieb auch weiter sehr gut dispergiert und zeigte eine starke Opaleszenz. Um das System vollständig rein von diesen allerfeinsten Teilchen zu erhalten, war 6maliges Zentrifugieren erforderlich. Ich habe diesen feinsten Anteil durch Ultrafiltration gewonnen und gewogen und stellte fest, daß er nur etwa 2 vH der durch Sedimentation aus-

[1]) Die Gültigkeit des Stokes'schen Gesetzes läßt sich angenähert bis zu dieser Größenordnung ausdehnen.

geschiedenen Menge ausmachte. Da es für die Kenntnis des Dispersitätsgrades des dialytischen Pelites (Septarienton) von Interesse war, ungefähr die Teilchengröße dieses feinsten Anteils festzustellen, wurde dieselbe in einer PERRIN'schen Cuvette bestimmt. Die Methode von PERRIN ist zwar streng genommen für unsern Fall nicht anwendbar, weil es sich hier nicht um gleich große Teilchen handelt, da die Unterschiede aber nicht allzu groß sind, so ist sie jedoch geeignet, einen Anhaltspunkt in bezug auf die Teilchengröße zu gewähren. Sie beruht bekanntlich auf der Anwendung der LAPLACE'schen Verteilungsformel auf Emulsionen und Suspensionen.

Auf heterogene Systeme angewandt hat die Gleichung folgende Form:

$$2{,}303\ \omega \log \frac{n_0}{n} = 2\pi r^3(\varrho - \varrho_1)g \cdot h.$$

In C-G-Sek.-Einheiten: $\log \frac{n_0}{n} = (\varrho - \varrho_1)\frac{h \cdot r^3 10^{17}}{1.9}$.

Es ist:

n_0 = Anzahl der Teilchen in der Höhe O,
n = » » » » » » h,
ϱ = Dichte des Dispersionsmittels,
ϱ_1 = » der Teilchen,
g = 981 cm/sek^{-2},
h = Differenz der Höhen der beiden Beobachtungsschichten,
$\omega = \frac{3Rt}{2N}$, wobei R die Gaskonstante, t die absolute Temperatur und N die AVOGADRO'sche Zahl $7 \cdot 10^{23}$ bedeutet.

Da alle anderen Größen bekannt sind, brauchen wir, um r zu finden, nur n zu bestimmen, vorausgesetzt, daß wir am Mikroskop eine Vorrichtung haben, die es uns gestattet, die Cuvette jedesmal um einen bekannten Betrag (h) zu verschieben. Die Anzahl n der Teilchen in den verschiedenen Höhenlagen finden wir durch Auszählen, das durch Benutzung eines Netzmikrometers oder noch besser durch eine sehr feine Öffnung in einer an Stelle des Netzmikrometers in das Okular eingefügten geschwärzten Platte bewerkstelligt wird. Eine Schwierigkeit besteht nur insofern, als Objekttische, die sich nur um einen geringen Betrag verschieben

lassen (je kleiner h gewählt wird, um so genauer ist die Bestimmung) nicht ganz leicht hergestellt werden können[1]).

Nach dieser Methode wurde der mittlere Teilchenradius angenähert zu 10 $\mu\mu$ bestimmt. Der zur weiteren Trennung nach dem spez. Gew. verbleibende Anteil war demnach etwa von der Größenordnung 100—20 $\mu\mu$, gehörte also in das Gebiet kolloider Zerteilungen. Ich werde später noch Gelegenheit haben, darauf zurückzukommen, wie wichtig es ist, die Grenzen so eng zu ziehen, obgleich dadurch die Gewinnung ausreichenden Materials zu einer zeitraubenden und außerordentlich mühseligen Arbeit wird.

Der kolloide Anteil war in unserm dialytischen Pelit verhältnismäßig gering, doch konnten die Teilchen von der Größenordnung 20 $\mu\mu$ ultramikroskopisch bei Anwendung von Bogenlicht noch sichtbar gemacht werden, was zwingend darauf hindeutet, daß wir es mit einer Phase amorph-fest zu tun haben oder doch mit einer Phase, die sich diesem Zustand sehr nähert, da ja die Helligkeit eines abbeugenden Teilchens bekanntlich mit der Differenz der Brechungsexponenten zwischen disperser Phase und Dispersionsmittel wächst.

Die Verwendung von spez. schweren Lösungen zur Trennung von dialytischen Peliten.

Schon bei der Ausscheidung der feinsten Teilchen durch Zentrifugieren ließ die koagulierte schwere Masse eine deutliche Schichtbildung erkennen. Die oberste Schicht, die zugleich die stärkste war, hatte eine hellgraue Farbe mit einem Stich ins Bläuliche. Die hierauf folgende nur sehr geringe Schicht wies eine viel hellere, fast als weiß zu bezeichnende Tönung auf, während der Rest von kräftiger hellgelber Farbe war.

Diese Unterschiede in der Färbung ließen vermuten, daß in dem Komplex mehrere Individuen stecken, die sich vielleicht durch Anwendung von Zentrifugen von hoher Tourenzahl trennen ließen. Ob es sich hierbei um eine Absonderung nach der Korngröße oder nach dem

[1]) Einen um 1 μ verstellbaren Objekttisch fertigte mir H. Seibert, Wetzlar, an.

spez. Gew. handelte, blieb zunächst noch eine offene Frage, die aus der Form des STOKE'schen Gesetzes nicht ohne weiteres beantwortet werden konnte. Da der Boden aber in bezug auf Teilchengröße ziemlich homogen war (50—10 $\mu\mu$), lag hier vielleicht eine, wenn auch wahrscheinlich nicht ganz scharfe Trennung nach dem spez. Gew. vor. Diese Vermutung legte daher den Gedanken nahe, die weitere Trennung durch spez. schwere Lösungen zu verversuchen.

Schwere Lösungen leisten in der Mineralogie zur Trennung von Mineralgemengen oft wertvolle Dienste. Allerdings handelt es sich hierbei meistens um sehr grobe Mineralien, schon aus dem Grunde, weil der Mineraloge feinere Körner im Polarisationsmikroskop nicht mehr identifizieren kann.

E. KAISER[1]) empfiehlt besonders die Anwendung von Bromoform oder Acetylentetrabromid, ferner Jodmethylen. Mit letzterem habe ich bei der Trennung von feineren Bodenarten und mit Benutzung einer Zentrifuge bis etwa zur Korngröße 4 μ ausgezeichnete Erfahrungen gemacht; es ist sehr dünnflüssig, und die erhaltenen Fraktionen sind leicht zu reinigen. Bei geringerer Korngröße ist Jodmethylen nicht anwendbar, da sich die einzelnen Teilchen zu Aggregaten zusammenballen, die eine Trennung sehr erschweren. Auch durch Anwendung von Schutzkolloiden ließ sich eine Einzelkornstruktur nur unvollkommen erreichen, überdies ist die Anwendung von Schutzkolloiden schon deshalb nicht sehr vorteilhaft, weil sie als Emulsionskolloide stark viskositätserhöhend wirken. Außerdem beobachtete ich bei Jodmethylen eine starke Ionenadsorption, auf die wahrscheinlich auch die starke Flockung zurückzuführen sein dürfte.

Angeregt durch die Arbeiten von KÖNIG, HASENBÄUMER und KRÖNIG[2]), die verschiedene Böden, darunter auch sehr fein verteilte, durch Bromoform trennten, habe ich auch Versuche mit Bromoform angestellt.

Bromoform ist sehr wenig viskos und auch vollständig in-

[1]) KEILHACK, Lehrbuch der praktischen Geologie, S. 578. 1908.
[2]) Landw. Jahrb. 1914, Heft 2, S. 165 f.

different, zu einer scharfen Trennung fand ich es aber ebenso wenig geeignet wie Jodmethylen, denn es flockt ebenfalls sehr stark und schmiert außerdem zu sehr an den Wänden. Es hat mit Jodmethylen zusammen den Nachteil, daß die vorher durch Kochen mit Wasser losgelösten Teilchen beim Trocknen, das ja natürlich notwendig ist, wieder zusammenbacken und dann nicht mehr auseinanderzubringen sind.

Aus diesem Grunde kam als Trennungsflüssigkeit nur eine schwere Lösung in Frage, die durch Wasser verdünnt werden kann und sehr dünnflüssig und zugleich möglichst indifferent ist. Eine zwar sehr teure[1]), aber vorzüglich geeignete schwere Lösung ist das von Clerici[2]) in Vorschlag gebrachte Thalliumformiat. Diese Flüssigkeit ist nur schwach hydrolytisch gespalten, sehr dünnflüssig und klar. Die Herstellungsweise ist einfach. Am besten wird das pulverisierte metallische Thallium mit verdünntem Perhydrol und Ameisensäure auf dem Wasserbade bis zur völligen Aufklärung digeriert, darauf etwa 10mal umkrystallisiert und ist dann fertig zum Gebrauch. Bemerkt sei hier, daß das Absaugen beim Umkrystallisieren sich durch Benutzung der neuen, von Zigmondy angegebenen Membranfilter sehr beschleunigen läßt. Bedingung für die Verwendbarkeit des Salzes ist dessen absolute Reinheit, wenigstens bei der Trennung von dialytischen Peliten, da, wie ich gefunden habe, nur geringe Spuren von Verunreinigungen sofort Flockung herbeiführen.

Da anzunehmen war, daß bei Anwesenheit von zeolithähnlichen Körpern ein Basenaustausch des Schwermetalls stattfinden würde, habe ich in dieser Richtung orientierende Vorversuche angestellt, über die ich noch an anderer Stelle berichten werde. Diesen Untersuchungen zufolge wird ein Thalliumformiat als Salz durch fein verteilte dialytische Pelite, die vorher durch Dialyse gereinigt worden waren, adsorbiert, und zwar etwa so, wie Salze von Kohle durch Oberflächenspannung fixiert werden. Die Adsorption folgt der Freundlich'schen Adsorptionsisotherme. Bei

[1]) 1 kg kostet bei Kahlbaum 250 Mk.

[2]) Clerici, Atti R. Acc. Lincei Roma, 20, I, S. 45—50. 1911.

der Trennung der kolloid gelösten Pelite wirkt sie insofern nachteilig, als dadurch eine dauernde Kontrolle des spez. Gew. der Lösung während der Trennung notwendig wird. Gut gereinigtes Thalliumformiat wirkt auf die durch Dialyse vorbereiteten Pelite stabilisierend, wahrscheinlich infolge der Einwirkung von OH-Ionen auf die schwach negativ aufgeladenen Teilchen; es eignet sich also als Trennungsflüssigkeit in jeder Beziehung. Ähnliche Vorzüge besitzt das Thalliummallonat, das aber nicht ganz so dünnflüssig ist und deshalb weniger in Frage kommt.

Über die Verwendung von Zentrifugen bei der Trennung.

Zentrifugen finden bei wissenschaftlichen Arbeiten in ausgedehntem Maße Verwendung, so in der Mikrochemie zur Gewinnung kleiner Niederschlagsmengen, in der technischen Industrie zur Kautschukuntersuchung, beim Reinigen von Krystallen u. dergl. mehr. In der wissenschaftlichen Bodenkunde sind mir aus der Literatur eine Reihe von Arbeiten bekannt, die über die Verwendung von Zentrifugen berichten. Die Verwendungsmöglichkeiten sind allerdings sehr manigfaltig, trotzdem bietet gerade in der Bodenkunde, soweit es sich um kolloid-chemisch-bodenkundliche Untersuchungen handelt, die Anwendung von Zentrifugen sehr hoher Tourenzahl noch ein weites Feld der Betätigung. Leider sind der Leistungsfähigkeit unserer Technik beim Bau von schnellaufenden Zentrifugen verhältnismäßig enge Grenzen gezogen. Über 8000 Touren hinaus bietet ihr Bau erhebliche Schwierigkeiten. Andererseits ist es klar, daß eine Vervollkommnung auf diesem Gebiete für die wissenschaftliche Forschung von ungeheurem Nutzen sein könnte. Insbesondere für die Erforschung der Gelgemenge, wie sie in Form von kolloid gelösten Systemen in der Natur so zahlreich vorkommen, eröffnet die Möglichkeit der Trennung ohne Anwendung von chemischen Reagenzien ein sehr weites und außerordentlich fruchtbringendes Arbeitsfeld.

Im Jahre 1909 gelang es H. Friedenthal zum erstenmal, durch Anwendung von Zentrifugen hoher Umdrehungszahl das Kasein der Milch quantitativ aus dem Kolloidgemenge der Kuh-

milch abzuscheiden. Derselbe Forscher äußert sich über die Verwendung von Zentrifugen für die Zwecke der Kolloidchemie folgendermaßen: »Der jüngste und aussichtsvollste Zweig der Chemie, die Kolloidchemie, würde auf eine neue Basis gestellt werden, wenn es uns möglich wird, die verschiedenen Kolloide quantitativ und ohne jede Veränderung durch Reagenzien aus gemischten Lösungen abzuscheiden. Die Chemie der Lösungen darf auf eine Umwälzung ihrer Forschungsmethoden rechnen, wenn Lösungsmittel und Gelöstes sich auf mechanischem Wege trennen ließen; die Molekularphysik wird von einer Trennung der Moleküle nach dem spez. Gew. nicht unbeeinflußt bleiben. Das spez. Gew. von Substanzen läßt sich mit starken Zentrifugen mit bisher ungeahnter Genauigkeit messen, darüber hinaus sogar das Molekularvolumen und das spez. Gew. von Molekülen selbst«.

Bis zur Erreichung dieses Ziels ist allerdings noch ein weiter Weg, allein damit ist nicht gesagt, daß die Trennung von Kolloidgemengen bis ziemlich nahe an die Grenze molekularer Größenordnung nicht schon jetzt zu den Problemen gehört, die mit Aussicht auf Erfolg in Angriff genommen werden können. Zu der Annahme, daß diese Möglichkeit der Trennung dieser Größenordnung für die Gelgemenge von dialytischen Peliten besteht, glaube ich durch die Resultate meiner Arbeiten berechtigt zu sein, indessen paßt es nicht in den Rahmen dieser Veröffentlichung, die nur als vorläufige Mitteilung gedacht ist, den Beweis dafür zu erbringen, es kann hier nur meine Aufgabe sein, die dabei angewandte Methodik zu erläutern.

Die Trennung wurde mit einer Zentrifuge ausgeführt, die 4000 Umdrehungen in der Minute lief, sie erreichte also bei weitem nicht die Leistungsfähigkeit, die sich im Hinblick auf die Ausführungsmöglichkeiten beim Bau von Zentrifugen erzielen läßt.

Es muß allerdings hierbei erwähnt werden, daß bei der Wahl der Zentrifuge nicht ausschließlich der Gesichtspunkt größtmöglichster Zentrifugalkraft maßgebend war, sondern es mußte auch das Augenmerk darauf gerichtet sein, daß die Zentrifugengefäße

groß genug waren, um genügende Mengen der kolloiden Lösungen zu fassen, denn Vorversuche mit einer kleineren Zentrifuge hatten ergeben, daß die Konzentration in den Gefäßen keine sehr hohe sein darf, und zwar aus ähnlichen Überlegungen heraus, wie sie bei der Trennung durch Sedimentation bereits erörtert worden sind. Die von HUGERSHOFF gelieferte Zentrifuge faßte 6 Gläser von 50 ccm Inhalt, bei kleineren Gläsern wäre die Arbeit sehr langwierig geworden, denn ich rechnete pro 1 ccm Inhalt nur 0,01 g Masse. Bei den 6 verhältnismäßig großen Gläsern war aber der Bau einer Zentrifuge noch größerer Tourenzahl nicht durchführbar, ich mußte mich aus diesem Grunde mit einer Zentrifuge von 4000 Touren begnügen.

Wenn wir uns über die Wirkungsweise einer Zentrifuge Klarheit verschaffen wollen, dann gehen wir am besten von folgendem Gedankengang aus.

Was uns bei Benutzung der Zentrifugalkraft zur Trennung nach dem spez. Gew. interessiert, ist die Vergrößerung einer bereits bestehenden Gewichtsdifferenz durch sie. Sieht man zunächst einmal von der Anwendung spez. schwerer Lösungen ab, so folgt aus dem Gesetz von STOKES, daß, wenn wir für g eine x mal größere Kraft einsetzen, die Geschwindigkeit v (cm/sek), mit der sich die Teilchen absetzen, x mal so groß sein muß. Haben wir es mit gleicher Umdrehungszahl zu tun, dann ist die Fliehkraft direkt proportional dem Radius. Je weiter sich also ein Teilchen während des Zentrifugierens von dem Drehpunkt entfernt, mit um so größerer Geschwindigkeit wird es sich absetzen. In diesem Falle gilt für uns die Gleichung:

$$F = \frac{4\pi^2 r n^2}{60^2},$$

wobei r der Radius, n die Umdrehungszahl pro Minute ist. Setzen wir für r den mittleren Wert, d. h. den Abstand der Mitte des Zentrifugenglases vom Drehpunkt = 15 cm, so erhalten wir für 1 g Masse

$$F = 2{,}634 \cdot 10^6 \text{ Dynen oder } 263{,}4 \text{ Zentrien.}$$

Die Teilchen werden sich also rund 2683 mal so schnell absetzen, als wenn wir allein die Erdschwere einwirken lassen. Es ist ohne weiteres klar, welchen enormen Vorteil das bedeutet.

Wenden wir spez. schwere Lösungen an, so wird für die Teilchen, die leichter als die Lösung sind, der Ausdruck $(\varrho - \varrho_1)$ (in der Stoke'schen Gleichung) negativ, d. h. die Bewegungsrichtung der Teilchen wird sich umkehren, sie steigen. Da aber in den meisten Fällen in der Lösung auch Teilchen sein werden, bei denen $\varrho - \varrho_1 = 0$ ist, so folgt daraus, daß die Trennung keine ganz ideale sein kann, mit anderen Worten, es werden immer eine gewisse Anzahl Teilchen in der Schwebe sein, die weder der Fliehkraft noch einer dieser entgegengesetzten Kraft folgen.

Wenn wir in die Stoke'sche Gleichung die gefundenen Werte einsetzen und annehmen, der Ausdruck $(\varrho - \varrho_1)$ sei negativ, in unserem Falle etwa $-0{,}05$, dann erhalten wir bei

$$g = 981,$$
$$r = 2{,}9 \cdot 10^{-5},$$
$$\varrho - \varrho_1 = (-0{,}05),$$
$$\mu = 0{,}0114,$$

für v den Wert $2{,}157 \cdot 10^{-5}$ cm/sek.

Demnach muß ein Teilchen, das sich in der kolloiden Lösung bei Beginn der Einwirkung der Fliehkraft in der Mitte des Zentrifugiergläschens befindet, unter der Annahme ferner, daß es den kürzesten, d. h. linearen Weg zurücklegt, in etwa 1 Std. 17 Min. abgeschieden sein.

Ganz so einfach, wie es auf den ersten Blick erscheint, vollzieht sich aber die Trennung in der Praxis nicht, denn es kommen noch weitere Momente in Frage, die wir nicht ganz außer acht lassen dürfen. So ist die Annahme, daß die Teilchen einen linearen Weg zurücklegen, stark hypothetisch. Wahrscheinlich ist das nicht der Fall, denn wegen der gegenseitigen Beeinflussung, wobei der Satz Gültigkeit hat, daß größere Teilchen kleinere Teilchen mehr beeinflussen als umgekehrt, haben wir in einer kolloiden Lösung mit ganz anderen Verhältnissen zu rechnen. Diese gegenseitige Beeinflussung ist von Smolochowsky mathematisch

behandelt worden, es würde aber zu weit führen, auf diese Theorien näher einzugehen, für unsere Zwecke genügt es zu wissen, daß wir in Wirklichkeit erheblich länger zentrifugieren müssen als 1 Std. 17 Min., wenn wir eine quantitative Abscheidung herbeiführen wollen. Ich fand, daß nach 2stündiger Einwirkung der Fliehkraft die in Thalliumformiat suspendierten Submikronen schon weitgehend geklärt waren. Das Zentrifugieren wurde dann noch 6 Stunden fortgesetzt und nach Verlauf dieser Zeit eine recht scharfe Trennung erzielt. Eine schwache, makroskopisch noch wahrnehmbare Trübung blieb allerdings zurück. Der Wert für den Ausdruck $\varrho - \varrho_1$, der den noch nach 8stündigem Zentrifugieren in Schwebe gebliebenen Teilchen zukommt, läßt sich ebenfalls aus obiger Formel berechnen; er ist angenähert 0,002; ihr spez. Gew. fällt also ziemlich mit dem spez. Gew. der Lösung zusammen. Eine Trennung kann natürlich nur dann erreicht werden, wenn in dem Gelgemenge Individuen stecken, die durch ein bestimmtes spez. Gew. charakterisiert sind. Meine in dieser Hinsicht angestellten Untersuchungen ließen mich verhältnismäßig schnell zu der Überzeugung kommen, daß dies tatsächlich der Fall ist. Viel schwieriger war es jedoch, die genauen Grenzen zu finden, d. h. die spez. Gewichte der Lösungen, die bei der Trennung anzuwenden sind. Irgend welche Anhaltspunkte fand ich in dieser Beziehung nicht. Ich verfuhr infolgedessen zunächst so, daß ich das mittlere spez. Gew. des Gels durch Pyknometerbestimmungen feststellte, mit diesem spez. Gew. dann zentrifugierte u. s. f. Leider erwies sich aber dieser Weg als nicht gangbar, und es blieb infolgedessen nur übrig, die genauen Grenzen rein empirisch zu ermitteln. Das geschah, indem von einem vermuteten spez. Gew. z. B. von 2,59 ausgegangen wurde, dann das spez. Gew. der Lösung jedesmal um 0,05 erhöht wurde. Die so erhaltenen Fraktionen wurden durch Bauschanalysen untersucht, und ich kam auf diesem ungemein mühsamen Wege zu chemisch streng definierten stöchiometrischen Körpern.

In der Folge wird sich diese Methode wahrscheinlich vereinfachen lassen; besonders durch die Anwendung des MARC'schen

Interferometers zwecks Untersuchung der Zu- oder Abnahme der in der Schwebe bleibenden Teilchen steht eine gewisse Erleichterung zu erwarten; es ist auch nicht ausgeschlossen, daß sich bei anderen dialytischen Peliten die Grenzen leichter finden lassen werden, ja es ist sogar möglich, daß man die Unterschiede in der Färbung der einzelnen bei der Trennung entstehenden Schichten zur Auffindung der Grenzen benutzen kann. Diese Unterschiede in der Färbung sind sehr auffallend und scharf, sie lassen sich natürlich nur bei dem nach beendigter Trennung stark koagulierten Absatz beobachten; die schwerste, durch Eisenhydroxydgel stark dunkelrot gefärbte unterste Schicht hebt sich aus begreiflichen Gründen besonders scharf ab, aber auch die anderen Schichten sind charakteristisch gefärbt, so hatte z. B. die Fraktion vom mittleren spez. Gew. 2,61 eine licht-grau-gelbe Färbung. Trotz dieser anscheinend scharfen Absonderung glaube ich nicht, daß diese Schichten nun schon völlig ohne Verunreinigungen aus anderen Schichten sind, denn bei der sehr erheblichen Geschwindigkeit, mit der sich die schwersten Teilchen abscheiden, ist zu erwarten, daß die einer leichteren Fraktion zugehörigen Teilchen in erheblichem Umfange mitgerissen werden.

Die Gewinnung der einzelnen Fraktionen von bestimmtem spez. Gew., die anfangs bei den leichteren Körpern nur nach etwa 10maligem Zentrifugieren zum Abschluß gebracht werden kann, vereinfacht sich mit zunehmendem spez. Gew. immer mehr, denn die Menge der mitgerissenen Teilchen nimmt ständig ab, zuletzt genügen sogar 1—2 Trennungen bis zur Klärung des überstehenden Sols vollständig. Es ist vielleicht möglich, daß die hier beschriebene Methode bei der Erforschung komplexer Gele in der Zukunft gute Dienste leisten wird; bei der vorliegenden Arbeit, die als ein erster Versuch in dieser Richtung aufzufassen ist, handelt es sich zunächst nur um die Zerlegung eines Kolloidkomplexes, der zur Trennung besonders gut geeignet war. Von diesem ersten Schritt bis zur Klärung der äußerst verwickelten Fragen der Zusammensetzung von Verwitterungsprodukten in bestimmten Klimazonen ist noch ein weiter Weg. Da es aber als eine über-

aus wichtige Aufgabe geologisch-bodenkundlicher Forschung bezeichnet werden kann, diese Fragen zu lösen, so erscheint keine Mühe zu groß, den einmal betretenen Weg weiter zu verfolgen.

Es ist mir ein Bedürfnis, Herrn Professor SCHAUM für die liebenswürdige Bereitwilligkeit zu danken, mit der er mir geeignete Räume und die Hilfsmittel des physikalisch-chemischen Instituts zu vorliegender Arbeit zur Verfügung gestellt hat. Ich verdanke seinem bewährten Rat manchen wertvollen Fingerzeig bei der Ausführung der langwierigen kolloidchemischen Untersuchungen.

Druckfertig abgeschlossen am 30. März 1920.
Druck verfügt am 5. Oktober 1920.

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.

Acer campestre 249
» *crenatifolium*, Taf **9** . . . 411
» *laetum*, Taf. **15** 413
» *platanoides* 249
» *polymorphum*, Taf. **6** . . . 411
» *trilobatum*, Taf. **8, 15** . . 412
Acrocladium cuspidatum . . . 250
Adorfer Kalk 23
Aegoceras capricornus 123
Agassiceras sp. 135, 136
Agoniatites 28
Akebia quinata, Taf. **9** 424
Alisma Plantago 250
Ammonites bifrons 167
» *mammillaris* 174
» *toarcensis* 167
» *variabilis* 167
Anatas 206
Anomodon apiculatus . . 250, 259
Apatit 206, **326, 328**
Aragonit 335
Arietites bisulcatus 133
» *Hartmanni* 136
» *Scipionianus* 136
» *semicostatus* 236
» sp. 136
Arnieoceras sp. 135
Asolanus 434
» *camptotaenia*, Taf. **17** . 452

Seite

Astarte sp. 136
» *Voltzi* 149, 151
Asteroceras sp. 135
Ataxophragmium variabile . . . 282
Atriplex hastatum 247
Aufpressungshorste **100**
Augit 333

B.

Bactrites 71
Bairdia subdeltoidea 272
Balanus 126, 144
Bollersbacher Kalk 10
Baryt 207
Basalt . 284, **288, 293, 300, 304, 346**
Belemnites acuarius . . . 150, 159
» *acutus* 117, 119, 120, 121, 122, 135, 136, 143
» *Blainvillei* 159
» *breviformis* 150, 151, 152
» *conoideus* 159
» *digitalis* . 150, 158, 168
» *irregularis* 150, 151, 152, 158
» *longisulcatus* 159
» *oxyonus* 168
» *Quenstedti* 159
» *tripartitus* 159
» *tubularis* 159
» *ventricosus* 159
Bergmilch 336

Seite

Betula macrophylla 395
» *subpubescens*, Taf. **6** . . 396
» *verrurosa* 248
Bothrodendraceen-Flora 26
Bothrodendron 437, 451
» *kiltorkense* . . . 449
Braunkohlenflöz 270
» Peruschen, Fig. **2** **364**
Bruch von Oppeln 280
Bruchbergquarzit 53
Bryozoen 144
Buchiola angulifera 71
» *retrostriata* 71
Buchonit-Poppenhausen **352**
Bulimina Murchisoniana . . . 372
Buntsandstein 84, 90, 104
» , Kontakt . . 294, 352
Büttneria aequalifolia, Taf **9, 10, 15** 419

C.

Camptotaenia 448
Cardinia 135, 143
Cardiola interrupta 28, 71
» *reliqua* 48
Carex Cyperus 248
» *remota* 248
» *Vignea* 247, 248
Carpinus grandis, Taf. **7, 15** . . 394
Carya serraefolia, Taf. **5** . . . 389
Castanea atavia, Taf. **1, 9, 13** . 396
Cenococcum geophilum 247
Cenoman . . . 274, 277, 279, 360
Ceratonia siliqua, Taf. **1** . . . 425
Ceratopygekalk 173
Chalcedon 205, 325
Chamosit 205
Chelleenartefakte 511
» -interglazial 511
Chenopodium 250
Chlorit 205
Chrysomela fastuosa 245
Cinnamomum polymorphum, Taf. **6, 7, 8** 404
Clymenienkalk 10
» -stufe 7
Coelenteraten 137

Seite

Coeloceras crassum, Fig. **4** **140**, 150, 153, 159, 169
» *Marioni* 159
» *Raquinianum* . . . 159
Conchidium hassiacum 70
Cordierit, Taf. **4** 288
Cornus orbifera, Taf. **14** . . . 421
» *sanguinea* 247
Corylus Avellana 248
Crassus-Schichten 166
Crataegus oxyacantha, Taf. **8** 247, 409
Crinoidenkalk 56
Cristobalit, Taf. **4** 303, 309
Cucullaea Münsteri 135
Culm 21, 26, 203, 434
» -grauwacken 7
» -kieselschiefer 7
» -tonschiefer 7
Cyclostigma 437, 440, 451
Cypridinenschiefer . . . 7, 21, 23

D.

Dalmanites 28
» *Reussi* 43, 55
Denckmannia sp. 150
Densberger Kalk 29
Deroceras Davoei 121
Devon, Mittel- 6, 7, 9, 10, 13
» , Ober- 6, 10, 15, 26
» , Rheinisches 1, 33
» , Unter- 3, 78
Diabas 7, 9, 208
» , Kontakt 215
» -mandelstein 6
» tuff 6, 24
Diluvialschichten, fossilführend . 218
Ditrichum flexicaule 250
Dogger 114

E.

Eisenglanz 103, 309
» -spat 104, 205
Elephas primigenius . . . 218, 266
Eurycare latum Stufe 172

Seite

F.

Faulschlamm 235, 248
Feldspat 234
Fissurella 141
Foraminiferen . . . 130, 136, 137
Fraxinus excelsior 249
Frondicularia spec. 272

G.

Gastropoden 136
Gaudryina rugosa 272
Geodia gigas 141
Geschiebemergel, Oberer, Kalkgehalt 506
Gilsakalk 28
Gipskeuper 88, 95
Gladenbacher Kalk . . . 12, 18, 21
Glimmer 334
Globigerina aspera 272
» *cretacea* 272
» *marginata* 272
Glyptostrobus europaeus, Taf. 7, **13** 373
Grammoceras fallaciosum . . . 171
» *jurense* . . . 171, 168
» *radians* . . . 168, 171
» *striatulum* 171
Grauwacke, Tanner . . . . .
» , Urfer . . . . . .
Grewia crenata, Taf. **12** . . . 417
Gryphaea 136
» *arcuata* 119, 120, 122, 136
» *obliqua* 119, 120, 136, 146, 190
Günteröder Kalk 10, 56

H.

Haplophragmium spec. 272
Harpalus 245
Harpoceras bicarinatum 150
» *striatulum* . 149, 151, 171
Haugia variabilis 149, **157**
Hercyn 1, 33
Hercynella 28
» *bohemica* 43
Hereoceras subtuberculatum . . . 54
Hildoceras bifrons . . . 153, 169
Holothurien 136

Seite

Hörregrauwacke . . . 2, 12, 13, 21
Hypersthen 333
Hypnum aduncum 250

I.

Intumescenskalk 10
» -stufe 7
Isocardia bombax 135

J.

Juglans acuminata, Taf. 5 . . . 387
» *salicifolia* 423
» *Sieboldiana*, Taf. 4 . . 388

K.

Kalk, Adorfer 23
» , Ballersbacher 10
» , Crinoiden 56
» , Densberger 29
» , Gilsa- 28
» , Gladenbacher . . . 12, 18, 21
» , Günteröder 10, 56
» , Intumescens- 10
» , Muschel- . 85, 90, 102, 106
» , Oderhäuser 10
» , Riff- 22
» , Schönauer 43
» , Stringocephalen- 6, 8
» , Trochiten- 84
» , Wellen- 84, 90
» -facies Bicken 10
» -spat 103, 131
Kalkpanax, Taf. **8** 426
Kellerwaldquarzit 12, 32, 53
Keratophyr 460, **479**
» , Natron- . . . . . 48«
Keuper 272
» Bavenhausen 91
Kieselgallen 22
» -schiefer 18, 28, 204
Klima, diluviales 258
Klippenquarzit . 2, 8, 13, 15, 32, 53
Knollenschiefer 4
Koblenzquarzit Wolfersberg . . 7
» -stufe 51
» » , Ober- . 4, 7, 24, 75

Seite

Koblenzstufe, Unter- 3, 7, 10, 24, 52
Kohlenkeuper 84, 88, 95
» -säure 109
Kreide Oberschlesien **269**
Kreidescholle von Oppeln . . . 268

L.

Lahnmulde . . . 6, 7, 9, 12, 17, 66
Leda galathea 136
Lepidodendron 447
Lepidophyta 440
Leucodon sciuroides 250
Leucoxen 206
Lias 84, 86
» , Pflanzen im 144
» Deutsch Lothringen, Phosphorite 110
Libocedrus saligornioides, Taf. **10** 375
Lima 135, 143
» *gigantea* 117
Lingula mentensis 143
» sp. 136
Liquidambar europaeum 407
Löß 262
» -lehm 240
Lycopus europaeus . . . 247, 250
Lytoceras 150, 150

M.

Macrodon Buckmanni 135
» *pullus* 135
Magnetit 308
Michelbacher Schichten . . 38, 52, 75
Mimoceras gracile 54
Miocän 84, 88, 170
Monograptus 28, 29
Modiola sp. 136
Moehringia trinervis 247
Moosreste 250
Muschelkalk 84, 90, 102
» , Metamorphosierung 106
Myochoncha 136
Myrica sp., Taf. **7** 385
Mytilus 143
» *edulis* 128
» sp. 136

Seite

N.

Nautilus 150
Natron-Keratophyr 481
Nodosarien 136
Nordische Geschiebe, Südgrenze 264

O.

Obolus Apollinis 183
» -Sandstein 173
Oderhäuser Kalk 10
Olenellus Kjerulfi 172
Oligocän 84
» , Mittel- 88
» , Ober- 88
Omphalophloios 440, 451
Oreopanax, Taf. **8** . . . 426, **427**
» *xalapensis* 427
Ostrea vesiculosa 174

P.

Palaeozoikum zw. Westerwald u. Rhein. Schiefergebirge, Taf. **1**
Paliurus ovoideus, Taf. **8** . . . 415
Paradoxides Oelandicus-Stufe . . 172
Patrocardium 28
Pecten 120, 143
» *subulatus* 135
» *textorius* 135
» *varius* 128
Pelit 513
Peltura scarabaeoides (tuberculatus?) 133
» *tuberculatus* 119, 122, 136, 142
Pentamerus rhenanus 24, 59, 60, 70, 79
» -quarzit 54
Persea speciosa, Taf. **7** 405
Phacops 28
Phialophloios 440, 441
Philadelphus similis, Taf. **8** . . . 407
Phosphorite 111, **133**
Phragmites communis 248
Pinna 136
Pinus Thomasiana 372
Planorbulina ammonoides . . . 272
Platanus aceroides, Taf. **6** . . . 408
Plattenschiefer 2
Pleuromya 120, 121

Seite

Pleuromya liasina . . 120, 136, 142
Pleurotomaria sp. 150
Plicatula 120, 126, 144
Pneumatolyse 343
Populus balsamoides, Taf. **5** . . 384
» *crenata*, Taf. **9** 384
Porphyr 8, 9
Posidonia oceanica 144
Protasolanus 434
» *Wieprechti*, Taf. **11**, **17**
Protocardia oxynoti 136
Pseudosigillaria 447
Pteris oeningensis, Taf. **11** . . . 370
» *parschlugiana*, Taf. **11** . . 369
Pterocarya castaneaefolia, Taf. **7**, **14** 392
Pterostichus vulgaris 245
Pyrit 205
Pyrmonter Achse 85, 86

Q.

Quarz 337
Quarzit, Kellerwald- . . . 12, 32, 53
» , Pentamerus- 24, 59, 60, 70, 79
» , Schiffelborner . . . 2, 29
» , Wüstegarten- . . . 2, 29
» -Keratophyr 460
Quercus pseudocastanea, Taf. **9**, 13 398
» *Robur* 249

R.

Radiolarien 136, 205
Ranunculus acer 249
» *Lingua* . . . 247, 249
Retiolites 29
Rheinisches Devon 1
» Gebirge 1
Rhinoceros Merckii 245
Rhynchonella daleidensis . . . 37
» *plicatissima* 120, 122, 136, 143
» *princeps* 36
Rhus quercifolia, Taf. 14 . . . 410
Riffkalk 22
Rotalia nitida 272
Roteisensteinlager 13
Rubus Eubatus 247
» *Idaeus* 247

Seite

Rücklingschiefer 29
Rutil 205, 206

S.

Salix longa 383
» *varians*, Taf. **5**, **8** . . . 380
Salvinia Mildeana 371
Sambucus racemosa 247
Schalstein 6, 9
Schiffelborner Quarzit . . . 2, 29
Schilfsandstein 94
Schönauer Kalk 43
Schwämme 137
Schwefelkies 130
Schwerspat 131
Senon 274, 277, 279
Sequoia Langsdorfi, Taf. **10** . . 374
Serpula sp. 136
Siegener Stufe 4, 51
Silene vulgaris 247
Silur 1
Sigillaria 447
» *aequabilis* 456
» *Brardii* 451, 457
» *camptotaenia* 446
» *monostigma* . . . 445, 446
» *ornithicnoides* 457
» *rimosa* 448, 451
Sigillarioides stellaris 446
Sigillariostrobus Laurencianus . . 445
Silur, Ober 5, 63
Solquelle 356
» Vlotho 95
Sowerby-Schichten 166
Spirifer hercyniae 37
» *hystericus* 37
» *togatus* 36
» *Walcotti* 117
Spiriferina Walcotti . . . 136, 143
Spongicola 141
Spongien 136
Spongites phosphoriticus . . . 140
Stachys sivestris 247
Stahlquelle Vlotho 95, 109
Steinhorn-Schichten 28
Stigmaria stellaris 446

Seite

Stringocephalenkalk 6, 8
» stufe 59
Stringocephalus Burtini . . 22, 59, 79
Sycon ciliatum 141
Symphysurus incipiens 173

T.

Tanner Grauwacke 26
Taxodioxylon sequoianum . . 375
Taxodium distichum 373
Tentaculitenschiefer 20
Terebratula pumilio D 10
» sp. 136
Tessini-Stufe 172
Tilia platyphyllos 249
Titanit 334
Tongruben-Krölpa **242**
Transgression im Perm . . . 81
» in der Trias . . 81
Tridymit Taf. **4** 324
Trochitenkalk 84
Trochophyllum clavatum . . . 445
Turbo Chapuisi 136
Turmalin 206
Turon 274, 277, 279, 360

U.

Ulmus carpinoides Taf. **6**, **7**, **8**, **12** 399

Seite

Ulmus longifolia Taf. **5** . . . 401
Uncites gryphus 70
Unicardium cardioides . . 120, 136
Unio tumidus 128
Urfer Grauwacke 2
» Schichten 12, 31, 32
Urtica dioica 247

V.

Variolen **213**
Variolit 201, 210
Viscum album 250
Vitis teutonica Taf. **5** 416

W.

Waldheimia numismalis 121
Wellenkalk 84, 90
Widdringtonia helvetica Taf. **13** 377
Wieder Schiefer 202
Woodwardia Münsteriana . . . 366
Wüstegartenquarzit 2, 29

Z.

Zechsteinsalz 107
Zeilleria numismalis 117
Zelkova Ungeri Taf. **5** 402
Zirkon 206

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** *gedruckt.*

Seite

A.

Albungen 201
Allenhofen (Alaincourt) . . 117, **118**
Almena 86
Alpstein bei Sontra 344
Altenhofen 132
Altenvers 24, 59
Amelungsburg 96
Apterode 204
Arnstadt 264
Arrich (Arry) 148
Asslar 6

B.

Babbenhausen 95
Balduinstein 7, **8**
Ballersbach 2
Barr-Heiligenstein 167
Beauval 174
Bedfortshire 175
Belle-Ozière 142
Bicken 10
Biedenkopf 60
Blasbach 6
Blaue Kuppe 284
Bohrung Crewitz 507
» Fürstenwerder . . . 507
» Gerdshagen 508
» Hardenbeck 507
» Hirschgarten bei Berlin 356
» Lüdersdorf 507

Seite

Bohrung Passow 507
» Schurgast 299
» Wegguhn 507
Bösingfeld 84, 86, 87
Bourmont. 167
Bouxiéres sous Froidmont . . . 148
Braunau 56
Bremke 86
Brosen 90
Buch (Fey) 148

C.

Champey . . . . 148, 149 Fig. 5
Charleville 166
Château-Salins 115, 116
Cheminot 116
Chérisey 116
Chevillonberg bei Delm 147
Ciply 179
Conthil 115

D.

Dammühle 4
Delloye 125, 142
Delm 124, 132
Deutsch-Lothringen Phosphorit 210 und **Taf. 3**
Dillmulde 6, 9, 12, 17
Dinkrich 124
Dirschel 363
Dörentrup 86, 89

Seite

Dörnten 140
Dyhernfurth 363

E.

Elend 91
Ely bei Cambridge . . . 124, 175
Enschweiler 117
Entringen 166
Eschwege 284
Etaves 174
Exter 86, 96

F.

Fachingen 7
Frankenbach 18
Fresnoy-le-grand 174
Friedrichswald 86

G.

Gaudach 148
Gera 264
Gießen 5, 75
Göhn 166
Goin 116
Görlitz 509
Göttentrup 86, 87, 89
Greifenstein 22, 46, 47, 59
Greifental 22
Groß-Altenstädten 3
Großprunach 116
Grünberg 363

H.

Hameln 83
Haravesnes 174
Hartenrod 10
Harzburg 175
Hauburgstein 477
Helmstedt 175
Hemeringen 86
Hemmensiek . . . 100, 102, 108
Hem-Monacu 174
Hennersdorf 363
Herborn 2
Hermershausen 4
Hesselberg 140

Seite

Hof Kölling 95
» Niehage 98, **100**
Hohenhausen 95
Hohensonne 87
Homburg 460
Höllenstein 489
Hörre 2
Hühnerberg 488
Huxol 90

J.

Jouy-aux-arches 148
Jena 264

K.

Kehrberg **8**
Kellerwald 1, 11
Kemnat (Cheminot) . . . 116, 176
Kemnater Mühle 116
Kerprich 115
Kirdorf 462, 481
Klein-Altenstädten 6
» -Linden 61, 71
Konieprus **48**
Krölpa . 218, **224**, **225** Fig. 3 u. 4, **242** Fig. 7
Kunnerwitz 510

L.

Lahnmulde . . . 6, 7, 9, 12, 17, 66
Landorf-Enschweiler 116
La Verpilière 167
Lemgo 84
Leun 6
Leuwarde 125
Lieheim 116
Liéhon 116
Lippisches Bergland . . 83 u. Taf. **2**
Llandovery 30
Loveningen (Louvigny) . . . 116, 176
Lüdenhausen 89
Ludlow 30
Lüerdissen 91
Luppingen 11
Luppy 116

Seite

M.

Machéromenil 174
Mâcon 167
Magdala 264
Maien (Mey) 124
Mailly 116
Maltsch 363
Marburg 2
Mardeningen (Mardigny) . . . 148
Mariellen (Marieulles) 148
Merzweiler 167
Metz 140
Metz-Bensdorf 115
Mnenian **48**
Mons 174
Montmédy 166
Morsweiler 116
Morville 116
Muskau 363

N.

Nancy 116
Nauborn 6
Neuburg a. Mosel 147
Neuhaldensleben 434
Niederwalgern 2
Niederntalle 90
Niedershausen 6, 7, 8
Niederweichau 363
Niederweidbach 3
Novion-Porcien 125, 142

O.

Obercleen 61
Oberrosbach 61
Oberscheld 2
Oeynhausen 109
Offenbach 52
Oppatowitz 365
Oppeln 268
Orville 174

P.

Pelter 116
Peruschen 364
Piesberg bei Osnabrück . . . 87

Seite

Plögerhof 95
Pommerieux 116
Pommeringen 116
Ponthieu 174
Pontingen 116
Pontoy 116
Pournoy-la Grasse 116
Probsthofen (Prévocourt) **140** Fig. 4, 148, **149** Fig. 5
Pyrmont 88, 109

R.

Rentorf 91
Rintelns 83
Roda 264
Rohbraken 86
Roisel 174
Rosenbühl 341
Ruppachtal 60

S.

Saalfeld 264
Salzgitter 174
Salzuflen 96
Sampson County 175
Sandocourt 116, **133**
Schersingen 116
Schollhofen (Xocourt) 151
Schoßnitz 363
Schurgast 268
Schwelentrup 87
Selle (Seille) 115, 176
Selzeck (Coin-Cuvry) 176
Sillegny 116
Sillingen 177
Sillningen 116, **121**
Silixen 86
Sion 167
Sternberg 87, 89
Stettin 174
Strehlen 364
Striese 363
Strücken 86
Süplingen 441

Seite

T.

Talle 91
Templeux-la-Fosse 174
Thézey 119, 132
Thézey-St. Martin 117, **118**
Tobsundern 95

U.

Uchtdorf 86
Ueberntal 10
Usingen 69

V.

Valdorf 95
Vallières 116
Veltheim 86
Verny 116
Vigny 116
Vlotho . . 83, 86, 90, 95, 96, 105

Seite

W.

Wallern 116, 117
Waterloo 91
Weida 264
Weipoltshausen . . . 4, 22, 52, 59
Wendlinghausen 87
Wenlock 30
Wennenkamp 86
Wentorf 99
Wernborn 67
Werningen (Verny) 119, 116, **140** Fig. 3
Westorf 104
Wingert 116
Winzersheim (Vezon) 148
Wissenbach 60
Witzenhausen 201
Wohlau 364
Wulberg **119**, 132

Z.

Zabern 117
Ziegenrück 218

Übersichtskarte der stratigraphischen Bauelemente des Paläozoikums

zwischen Westerwald und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Bearbeitet von J. Ahlburg.

Maßstab 1:200000.

5 4 3 2 1 0 5 10 15 Km.

Farben-Erklärung.

- Tertiär am Ostrand und im Westerwald.
- Tertiärgrenze in der Lahnmulde.
- Zechstein u. Buntsandstein am Ostrand des Rhein. Schiefergebirges.
- Oberkarbonische Gießener Grauwacke.
- Culm.
- Muldenschichten in der Lahnmulde.
- Muldenschichten in der Dillmulde.
- Gebiet der Horstfacies (= Greifensteiner Kalke).
- Riffkalke des Ob. Mitteldevons im Horstgebiet südöstl. der Lahnmulde.
- Mittel- u. Oberdevonische Cephalopodenkalke am Nordrand der Hörre.
- Rheinisches Unterdevon außerhalb der Mulden.
- Hercynisches Unterdevon.
- Klippenquarzit des Silurs.
- Überschiebungen.
- Heutige Grenze transgredierender Gesteine.
- Verwerfungen.

Berliner Lithographisches Institut, Berlin 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

V

BIBLIOTHEK



Geologische Karte
des nördlichen
Lippischen Berglandes.

Maßstab 1:100000.

Berliner Lithographisches Institut. Berlin W. 35.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Fundorte von Phosphorit

im südl. Deutsch-Lothringen.

● Fundpunkte von Phosphorit im unteren Lias

▲ " " " " Lias ζ

Dogger-Steilrand

St. Julian
Siegach
Wallern
Metz
Ars
Pelter
Kurzel
Gaudach
Marleien
Flöringen
Sorbach
Selle
Corny
Neuburg
Gr. Prunach
Pontingen
Winzersheim
Schersingen
Remelach
Pagny
Mariellen
Werningen
Lieheim
Arrich
Sillningen
Pommeringen
Bechingen
Enschweiler
Göhn
Buchingen
Luppingen
Landorf
Mardeningen
Anzen
Mosel
Vandières
Champey
Langenheim
Loveningen
Wingert
Solgen
Tranach
Lesch
Baldershofen
Villers
Bouxières
Kemnat
Timmenheim
Morsweiler
Lixingen
Unterhofen
Juweiler
Delmer Rücken
Badenhofen
Vilcey-sur-Trey
Norroy
St. Jürgen
Stirnhof
Hochberg
Mörchingen
Bensdorf
Wulberg
Probsthofen
Eply
Mailly
Scholl-hofen
Orn
Pont-à-Mousson
Thézey
Canthil
Nomeny
Allenhofen
Weiher
Liedersingen
Püschingen
Fonteningen
Kranhofen
Delm
Unterköcking
Lemhofen
Neuheim
Wastingen
Orhofen
Eschen
Mallhofen
Hudingen
Gellshofen
Chateau-Salins
Abenhofen
Gremsich
Duss
Kambrich
Wich
Selle
Les Ervantes
Burthenhofen
Moncel
Bézange-la-Grande

0 5 10 15 km.

Durchlichtungsdruck der Preuß. Geol. Landesanstalt.

BIBLIOTEKA

Tafel 4.

Fig. 1. Verbogene Sandsteinlagen, etwa 1/3 nat. Größe . . . . . S. 296

Fig. 2. Cordierit, entstanden aus Biotit, Schnitt parallel der ursprünglichen Schichtung, trifft die Cordierite parallel (001). Die einheitliche Orientierung sämtlicher einem ursprünglichen Biotit entsprechender Cordierite ist deutlich zu erkennen. Gewöhnl. Licht, Vergr. 225 × . . . . . S. 298

Fig. 3. Hornblendeähnliches Mineral aus dem Cristobalit führenden Gestein; charakteristische schwarze oder braune lange Nadeln. Gewöhnl. Licht, Vergr. 70 × . . . . . S. 307

Fig. 4. Cristobalit im Gestein. Gewöhnl. Licht, Vergr. 150 × . . . S. 307

Fig. 5. Cristobalit im Gestein. Gewöhnl. Licht, Vergr. 470 × . . . S. 314

Fig. 6. Cristobalit, pseudomorph nach Tridymit. Krystall aus einem Hohlraum. Bei der Beobachtung der Umwandlung war der Krystall durch Öl aufgehellt; dieses ist dabei leicht angebrannt und läßt die Sprünge sehr deutlich hervortreten. Gewöhnl. Licht, Vergr. 27 × . . . . . S. 314

Fig. 7. Cristobalit (III. Tracht), sehr dünntafelig nach (111). In dem einheitlichen Hauptteil sind scharfe senkrecht einfallende und verwaschene schräg einfallende Lamellen zu erkennen. Nikols gekreuzt, Vergr. 100 × . . . . . S. 316

Fig. 8. Cristobalit. Stück eines dickeren Krystalls bei gekreuzten Nikols; der Aufbau ist so wirr, daß von den einzelnen Lamellen nichts mehr zu erkennen ist. Vergr. 52 × . . . . . S. 315

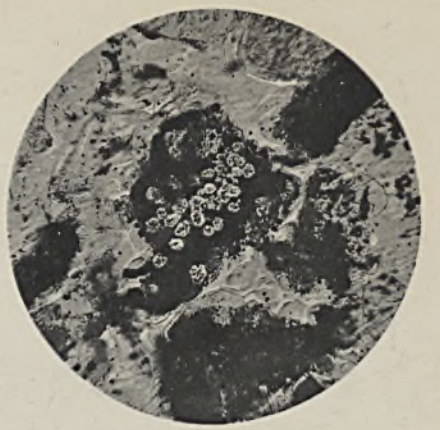
Fig. 9. Tridymit, die für Cristobalit charakteristischen Sprünge fehlen S. 324

Fig. 10. Dasselbe, Nikols gekreuzt. Der verhältnismäßig einfache Aufbau ist erkennbar. Vergr. 52 × . . . . . S. 324

Fig. 11. Gangförmiges Gestein vom Alpstein. Augite in großen einheitlich auslöschenden Feldspaten liegend. Gewöhnl. Licht, Vergr. 52 × . . . . . S. 349



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

BIBLIOTHEK

Tafel 5.

Fig. 1. *Juglans acuminata* A. Br. $^4/_3$. Ruppersdorf . S. 367
Fig. 2. *Carya serraefolia* (Goepp.) Kräusel. Ruppersdorf S. 389
Fig. 3. *Salix varians* Goepp. $^4/_3$. Ruppersdorf . . . S. 382
Fig. 4. *Ulmus longifolia* Ung. Ruppersdorf . . . . S. 401
Fig. 5. *Populus balsamoides* Goepp. Ruppersdorf. . . S. 384
Fig. 6, 7. *Vitis teutonica* A. Br. Ruppersdorf. Druck und Gegendruck; daneben *Salix varians* Goepp. S. 416
Fig. 8. *Zelkova Ungeri* Kov. Ruppersdorf. $^3/_2$. . . . . S. 402
Fig. 9. Spec. indet. Oppatowitz . . . . . S. 428



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

BIBLIOTHEK

Tafel 6.

Fig. 1. *Acer polymorphum* Sieb. et Zucc *miocenicum* Menzel. $^4/_3$. Ruppersdorf . . . . . S. 411
Fig. 2. *? Betula subpubescens* Goepp. $^4/_3$. Ruppersdorf S. 396
Fig. 3. *Platanus aceroides* Goepp. Ruppersdorf . . . S. 408
Fig. 4. *Castanea atavia* Ung. $^4/_5$. Bluschau. . . . . S. 397
Fig. 5, 6. Ulmenfrüchte. $^4/_3$. Ruppersdorf . . . . . S. 400
Fig. 7, 8. *Ulmus carpinoides* Goepp. $^3/_2$. Ruppersdorf . S. 399
Fig. 9. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. Bluschau . S. 404



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

BIBLIOTHEK

Tafel 7.

Fig. 1. *Persea speciosa* Heer. Bluschau . . . . . S. 405
Fig. 2. *Betula macrophylla* Heer. Ruppersdorf . . . S. 395
Fig. 3. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. Bluschau . S. 404
Fig. 4. *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menz. (Orig. Goepp. *Myrica salicifolia*, Schosnitz Taf. XIV, Fig. 26). $^3/_2$. Schosnitz . . . . . S. 392
Fig. 5, 6. Spec. indet. Oppatowitz . . . . . S. 421
Fig. 7. *Glyptostrobus europaeus* Heer. Oppatowitz. $^2/_1$. S. 373
Fig. 8. *Myrica* sp. (Orig. *Myrica subintegra* Goepp., Schosnitz, Taf. XIV, Fig. 28). $^4/_3$. Schosnitz S. 386
Fig. 9. *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menz. (Orig. Goepp. *Myrica carpinifolia*, Schosnitz, Taf. XIV, Fig. 30). $^2/_1$. Schosnitz . . . . . S. 393
Fig. 10. *Myrica* sp.? $^3/_2$. Schosnitz. (Orig. *Myrica salicifolia* Goepp. i. Schl.) . . . . . S. 385
Fig. 11. Frucht einer Eiche. Schosnitz. $^3/_2$. . . . . S. 399



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.



Tafel 8.

Fig. 1. *Salix longa* A. Br. (Orig. Goepp. *Salix linearifolia* Schosnitz, Taf. XX, Fig. 6, 7). $^5/_3$. Schosnitz S. 383

Fig. 2. Spec. indet. (cf. *Araliaceae*) (Orig. Goepp. *Acer strictum* i. Sch.). Schosnitz . . . . . S. 426

Fig. 3. *Salix longa* A. Br. (Orig. Goepp *Salix angustissima* i. Sch.). Schosnitz . . . . . S. 383

Fig. 4. *Philadelphus similis* Goepp. (Orig. Goepp. Schosnitz, Taf. XXV, Fig. 13). Schosnitz . . . S. 407

Fig. 5. *Paliurus ovoideus* (Goepp.) Heer (Orig. Goepp. *Ceanothus ovoideus* Schosnitz, Taf. XXII, Fig. 13). Schosnitz . . . . . S. 415

Fig. 6. *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. (Orig. Goepp. *Acer strictum* i. Sch.). Schosnitz . . . . S. 412

Fig. 7. *Salix* sp. (Orig. Goepp. *Salix linearifolia* i. Sch.). Schosnitz . . . . . S. 383

Fig. 8. *Salix varians* Goepp. (Orig. Goepp. *Salix angusta* i. Sch.). Schosnitz . . . . . S. 380

Fig. 9, 11. *Cinnamomum polymorphum* A. Br. Dirschel . S. 405

Fig. 10. *Crataegus oxyacanthoides* Goepp. Dirschel . . S. 409

Fig. 12. Spec. indet. (cf. *Oreopanax xalapensis* Dene. et Pl.). $^4/_5$. Dirschel . . . . . S. 427



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.



Tafel 9.

Fig. 1. Spec. indet. (cf. *Ceratonia siliqua* L.). $^5/_4$. Dirschel S. 425

Fig. 2. Spec. indet. (cf. *Akebia quinata* (Thunb.) Dene.). $^5/_4$. Dirschel . . . . . S. 424

Fig. 3. *Taxodium distichum miocenicum* Heer. $^3/_2$. Wohlau S. 373

Fig. 4, 5. *Castanea atavia* Ung. Wohlau . . . . . S. 397

Fig. 6. *Quercus pseudocastanea* (Orig. Goepp. Pal. II, Taf. XXXV, Fig. 1). $^4/_5$. Maltsch. . . . . S. 398

Fig. 7. *Populus crenata* Ung. Wohlau . . . . . S. 384

Fig. 8. *Acer crenatifolium* v. Ettingsh. (Orig. Goepp. Pal. II). Striese . . . . . S. 411

Fig. 9. *Büttneria aequalifolia* (Goepp.) Fr. Mey. $^3/_4$. Niederweichau . . . . . S. 419



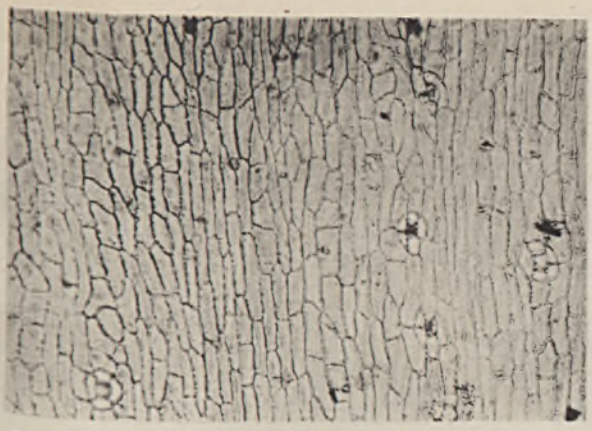
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Tafel 10.

Fig. 1, 2. *Libocedrus salicornioides* (Ung.) Heer. Schosnitz S. 375
Fig. 3, 4. Unbestimmbares Blumenblatt. Schosnitz. $^3/_2$ S. 428
Fig. 5. *Taxodioxylon sequoianum* Goth. Wohlau . . . S. 375
Fig. 6—9. *Libocedus salicornioides* (Ung.) Heer. $^2/_1$. Schosnitz . . . . . S. 375
Fig. 10. *Büttneria aequalifolia* (Goepp.) Fr. Mey. $^3/_4$. Muskau S. 419



1



3



2



4



5



6



7



10



8



9

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.



Tafel 11.

Fig. 1. *Pteris parschlugiana* Ung. $^{2}/_{1}$. Hennersdorf . S. 369
Fig. 2. *Woodwardia Münsteriana* (Sternb. et Presl) Kräusel. Muskau . . . . . S. 366
Fig. 3. *Pteris oeningensis* Ung. $^{2}/_{1}$. Grünberg . . . S. 370
Fig. 4. Rhamnaceenblatt? Schosnitz . . . . . S. 416
Fig. 5. Monokotyledone. Niederweichau . . . . . S. 379
Fig. 6—8. *Woodwardia Münsteriana* (Sternb. et Presl) Kräusel. Hennersdorf. 6, 7. fertile Fieder. $^{2}/_{1}$ bezw. $^{5}/_{1}$, 8. aufspringende Sporangien. $^{125}/_{1}$ S. 366



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

BIBLIOTHEK



Tafel 12.

Fig. 1. Früchte des *Acer giganteum* Goepp. Wersingawe. $^4/_5$.
Fig. 2, 3. *Grewia crenata* (Ung.) Heer. Peruschen . . S. 417
Fig. 4. *Woodwardia Münsteriana* (Sternb. et Presl) Kräusel. Hennersdorf. Sporen. $^{200}/_1$ . . . . S. 367
Fig. 5. *Ulmus carpinoides* Goepp. Peruschen . . . . S. 400

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



1



2



3



4



5

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot.

RIJKSUNIVERSITEIT GRONINGEN
BIBLIOTHEEK

Tafel 13

Fig. 1, 2, 3, 4. *Widdringtonia helvetica* Heer. Peruschen S. 377
Fig. 5. *Glyptostrobus europaeus* Heer. Peruschen . . . S. 373
Fig. 6. *Sequoia Langsdorfii* (Brgt.) Heer. Peruschen . S. 374
Fig. 7, 8. *Castanea atavia* Ung. Peruschen . . . . S. 398
Fig. 9, 10. *Quercus pseudocostanea* Goepp. Peruschen . S. 398
Fig. 11. *Carpinus grandis* Ung. Peruschen . . . . . S. 394


1


2


3


5


4

9


6


7


8


11


10

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

Kräusel phot

SENCKENBERGISCHE NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT
BIBLIOTHEK

Tafel 14.

Fig. 1, 2. *Rhus quercifolia* Goepp. Peruschen . . . . S. 410
Fig. 3. *Juglans Sieboldiana* Max. *fossilis* Menzel. Peruschen S. 388
Fig. 4, 5. *Pterocarya castaneaefolia* (Goepp.) Menzel. Peruschen. Blatt und Fruchtstand . . . . . S. 393
Fig. 6. *Cornus orbifera* Heer. Peruschen . . . . . S. 421



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.



Tafel 15.

Fig. 1, 2. *Acer trilobatum* (Sternb.) A. Br. Peruschen . S. 412
Fig. 3. *Acer laetum* C. A. Mey. *pliocenicum* Sap. et Mar. Peruschen . . . . . S. 413
Fig. 4. *Büttneria aequalifolia* (Goepp.) Fr. Mey. Peruschen S. 420
Fig. 5. *? Betula macrophylla* Heer. Peruschen . . . . S. 395
Fig. 6. *Zelkova Ungeri* Kov. Peruschen . . . . . S. 403



Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W. Kräusel phot.

BIBLIOTHEK

Tafel 16.

Fig. 1. *Protasolanus Wieprechti.* Unterster Teil des größeren Stückes. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . . S. 435

Fig. 2. *Protasolanus Wieprechti.* Vorderseite des obersten Teiles des kleineren Stückes. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . S. 436

Fig. 3. *Protasolanus Wieprechti.* Rückseite des obersten Teiles des kleineren Stückes. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . S. 436



1

BIBLIOTHEK



2



3

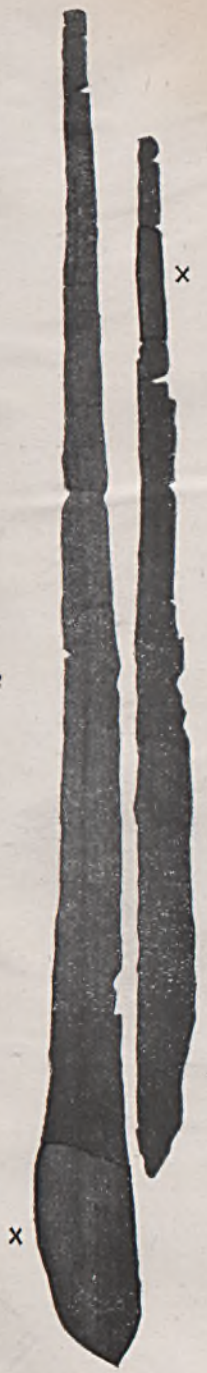
Tafel 17.

Fig. 1. *Asolanus camptotaenia.* Nach ZEILLER, Blanzy et Creusot, Taf. XLI, Fig. 3. 1906 . . . . . S. 441

Fig. 1a u. b. *Asolanus camptotaenia.* Zwei Blattnarben. Nach ZEILLER, Blanzy et Creusot, Taf. XLI, Fig. 3a u. b. 1906 . . . . . S. 444

Fig. 2. *Protasolanus Wieprechti.* Die beiden aufgefundenen Stücke. Nach Photographie von Herrn Dr. WIEPRECHT. Die mit × versehenen Stücke haben der vorstehenden Beschreibung zugrunde gelegen . S. 434

Fig. 3. *Protasolanus Wieprechti.* Eine Blattnarbe nach Zeichnung des Verfassers. Gr. $\frac{1}{1}$ . . . . . S. 435



2



3



1a



1b



1

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

D-O 1588 (N)
4°
118

Jahrbuch

der

Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919.

Band XL, Teil II.
Heft 1.

Berlin.
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.
1920.

BIBLIOTHEK
D O
1588

Inhalt.

	Seite
H. Schroeder: Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein	1— 45
O. Grupe: Zur Kenntnis des Oberen Lias und Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben	46— 64
J. Böhm: Über *Inoceramus cardissoides* auct.	65— 70
E. Böhne: Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringerwaldes. (Hierzu Tafel 1—3 und 2 Textfiguren)	71—128
J. Böhm: Zur systematischen Stellung der Gattung *Neithea* Drouet. (Mit 2 Textfiguren)	129—147
F. Haas: Unioniden aus der Tegelenstufe des Brachter Waldes. (Hierzu Tafel 4)	148—155
J. Böhm: Über *Pecten septemplicatus* auct. (Hierzu Tafel 5)	156—160

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919

Band XL, Teil II.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Berlin

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

1922.

Inhalt.

	Seite
H. Schroeder: **Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein**	1— 45
O. Grupe: **Zur Kenntnis des Oberen Lias und Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben**	46— 64
J. Böhm: **Über Inoceramus cardissoides auct.**	65— 70
E. Böhne: **Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringerwaldes.** (Hierzu Tafel 1—3 und 2 Textfiguren)	71—128
J. Böhm: **Zur systematischen Stellung der Gattung Neithea Drouet.** (Mit 2 Textfiguren)	129—147
F. Haas: **Unioniden aus der Tegelenstufe des Brachter Waldes.** (Hierzu Tafel 4)	148—155
J. Böhm: **Über Pecten septemplicatus auct.** (Hierzu Tafel 5)	156—160
G. Dahmer: **Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. II.** (Hierzu Tafel 6—17 und 7 Textfiguren)	161—306
K. Kolesch: **Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins im Gebiete des Blattes Kahla (S.-A.).** (Mit 15 Textfiguren)	307—382

Amtlicher Teil.

Gottlieb Michael Berendt†	I—XVII
Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1919	XVIII—CXXIV
P. Krusch: Die Kriegsaufgaben der Geologischen Landesanstalt	CXXV—CLXIII
Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1919	CLXIV—CLXXXIV
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1920	CLXXXV—CC
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1919	CCI—CCXIII
Sach-Register	CCXIV—CCXXI
Orts-Register	CCXXI—CCXXII

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein.

Von Herrn **Henry Schroeder** in Berlin.

A. Am Huy.

Gelegentlich der Kartierung des Blattes Schwanebeck war die Hoffnung vorhanden, durch Untersuchung der dortigen Süßwasserkalkbildungen einen Anhalt für die Altersverhältnisse der Diluvialablagerungen zu erhalten.

Die betreffenden Vorkommen sind in der Literatur bisher behandelt worden von:

W. Wolterstorff, Die Conchylienfauna der Kalktuffe der *Helix canthensis* Beyr.-Stufe des Altpleistocän von Schwanebeck bei Halberstadt. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 48, S. 192—196. Briefl. Mitt. 1896.

E. Wüst, Beiträge zur Kenntnis des pleistocänen Kalktuffes von Schwanebeck bei Halberstadt. Ebenda, Bd. 54, S. 14—26. Briefl. Mitt. 1902.

E. Wüst, Fossilführende pleistocäne Holtemme-Schotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorlande. Ebenda, Bd. 59, S. 120—130, 1907.

Das ausgedehnteste Vorkommen befindet sich auf dem Vogelsberge nördlich des Schwanebecker Kirchhofes in der Nähe des Bahnhofes. In früheren Jahrzehnten ging hier ein ausgedehnter Steinbruchsbetrieb um, der aber jetzt vollständig erlegen ist. Die im Acker herumliegenden Stücke sowie eine Stelle in dem das Bahnhofsgelände westlich begleitenden Hange, wo dickbankiger Süßwasserkalk ansteht, zeigen die Verbreitung an. Nördlich der Straße, die vom Kirchhof her durch den nördlichen Teil der Stadt läuft, findet sich östlich vor den Häusern eine Grube, in der über ca. 5 m mächtigen glaukonitischen Sanden des Unteroligocäns 1 m Schotter aufgeschlossen ist, der viel hercynes, daneben auch, nach oben zunehmend, nordisches Material enthält.

Der Schotter ist mehr oder minder durch Kalk verkittet, was wohl nur auf die unmittelbare Nähe des Süßwasserkalkes zu schieben ist. Wahrscheinlich hat man die Schotter als das glaziale Liegende des Süßwasserkalkes anzusehen. Damit stimmt die Angabe von Wolterstorff überein, daß in seiner Gegenwart ein schwarzer Feuerstein in 5 m Tiefe aus dem harten Gestein herausgeschlagen wurde.

Ein zweites Vorkommen zeigen nördlich des Limbaches nicht weit von der sich an das Holtemme-Tal anschließenden Alluvialfläche und nordöstlich der Höhenangabe 94,7 mehrere aus dem Wege heraussteckende Kalkblöcke an, ebenso wie zahlreiche im benachbarten Acker herumliegende Süßwasserkalkstücke.

Augenblicklich aufgeschlossen und am meisten besucht ist ein Vorkommen westlich der Zementfabrik Schwanebeck innerhalb eines mit dem Lokalnamen »Kattensee« bezeichneten Teiles der Feldmark Schwanebeck. Als Liegendes des Süßwasserkalkes werden nach Wolterstorff von dem Zuckerfabrikbesitzer Förster Muschelkalk und von Zech[1]) Septarienton angegeben, was nach der geologischen Beschaffenheit der Umgebung beides sehr wohl möglich ist. Es könnten hier auch glaziale Schotter, die ja in der Nähe anstehen, den Süßwasserkalk unterteufen, zumal von Wünschmann und mir, ebenso wie am Vogelsberg von Wolterstorff, Feuersteine in tiefen Lagen beobachtet sind. Als Hangendes hat Wüst 1902 über 2 m Kalktuff etwa 3 m graugrünen Geschiebemergel beobachtet. Obwohl ich seit dem Jahre 1907 dieses Vorkommen immer wieder besucht habe, ist es mir nicht gelungen, diese Beobachtung zu wiederholen. Irgend welche Ablagerungen, die mit einem Geschiebemergel, der ja in nächster Nachbarschaft in typischer Struktur auftritt, verwechselt werden könnten, habe ich nie über dem Süßwasserkalk beobachtet; vielmehr hatten die ihn bedeckenden Massen trotz häufigen Wechsels des Materials stets einen derartigen Charakter, daß trotz aller Beimengungen resp. Verunreinigungen ihre Beziehung zum Löß deutlich war. Am östlichen Ende des jetzt vorhandenen Aufschlusses,

[1]) Jahresber. Oberrealschule Halberstadt 1894, S. 14.

der sich in den letzten Jahren wenig verändert hat, wurde beobachtet:

0,7 m Humoser Lehm mit zahlreichen Muschelkalk-, Quarz- und Süßwasserkalk-Brocken.
0,3 » Löß, an der Basis mit einer Geröllage, die viel Muschelkalk aber auch Feuersteine und sonstiges nordisches Material enthält.
0,3 » Grünlich grauer Ton mit vereinzelten Muschelkalk-Brocken.
1,0 » In einer lößartigen Grundmasse stecken zahlreiche nur kantengerundete, fast eckige Muschelkalk-Brocken und Süßwasserkalke, die ebenfalls etwas abgenutzt sind. Daneben wenig Hercynes und Nordisches in kleinen Stückchen. Das Ganze ist wirr struiert.
Lockerer Süßwasserkalk.

Ein zweites Profil, mehr am Westende des Bruches gelegen, war folgendes:

0,70 m Humoser und brauner Lehm.
0,80 » Löß mit zahlreichen Muschelkalk- und Süßwasserkalkbrocken, die sich namentlich an der Basis häufen.
2,30 » Löß mit Konkretionen, ganz vereinzelt Quarze und Kieselschiefer und einige Süßwasserkalkbrocken.
1,15 » Muschelkalkschotter mit lehmigem Bindemittel, Kieselschiefer- und Quarzitgerölle sehr vereinzelt und ein Feuerstein. An der Basis Andeutung einer Schichtung, sonst regellos struiert.
1,20 » Lockerer Süßwasserkalk.
3,30 » Fester Süßwasserkalk.

Meines Erachtens sind diese Deckschichten des Süßwasserkalkes nur Schwemmlöß, also sekundärer Löß und haben mit Geschiebemergel keine Ähnlichkeit. Damit soll die Wüst'sche Beobachtung der Überlagerung des Kalkes durch Grundmoräne nicht bestritten, sondern nur festgesellt werden, daß die jetzigen Aufschlüsse andere Verhältnisse aufweisen.

Die folgende Liste der Mollusken-Fauna der Süßwasserkalke von Taubach-Weimar, Schwanebeck und Osterode ist mir in liebenswürdigster Weise von Herrn Oberlehrer Dr. Wünschmann-Halberstadt zur Publikation übergeben worden. Dank seiner vielfachen, mehrere Jahre hindurch fortgesetzten Bemühungen ist es ihm gelungen, unsere Kenntnis der Faunen von Schwanebeck und Osterode wesentlich zu erweitern und die faunistische Übereinstimmung der subhercynen Süßwasserkalke mit den thüringischen, die für stratigraphische Schlüsse wichtig ist, zu befestigen.

1. Liste zur Vergleichung der Molluskenfaunen von Weimar-Ehringsdorf-Taubach mit den Faunen von Schwanebeck und Osterode.

Von Herrn Karl Wünschmann in Halberstadt.

Vorbemerkung. Als Hauptquellen für die Thüringer Kalktuffe dienten:

A. Weiss, Über die Conchylienfauna der interglazialen Travertine des Weimar-Taubacher Kalktuffbeckens. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 48, 1896.

—, Das Pleistocän der Umgegend von Weimar. Hildburghausen 1910.

Die in der angeführten Literatur bisher noch nicht erwähnten Formen sind durch beigefügte Ziffern kenntlich gemacht. Eine [1]) deutet an, daß die Belegexemplare sich in den Sammlungen der Preuß. Geol. Landesanstalt befinden und von Herrn Bezirksgeologen Dr. Th. Schmierer bestimmt sind. Das mit [2]) bezeichnete Material aus der Sammlung Wünschmann-Halberstadt hat Herr D. Geyer-Stuttgart in der entgegenkommendsten Weise bestimmt, dem für seine stets bereite Hilfe und Belehrung auch an dieser Stelle besonders gedankt sei.

Die in der ersten Spalte eingeklammerten Formen entstammen, nach freundlicher Auskunft des Herrn A. Weiss, den tiefsten Schichten, die mit den Kiesen anderer Fundorte gleichaltrig sind.

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Osterode		
				Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
1	*Daudebardia* (*Rufina*) *brevipes* Drap.	—	—	+[2])	—	—
2	» » *rufa* Drap.	+	—	+[2])	—	—
3	*Amalia marginata* Drap.	+	—	—	—	—
4	*Limax* (*Agriolimax*) *agrestis* Lin.	+	spec.	+[2])	—	+[2])
5	» (*Heynemannia*) *maximus* Lin.	+	—	—	—	—
6	*Vitrina* (*Phenacolimax*) *pellucida* Müll.	+	+	—	—	—
7	» (*Semilimax*) *diaphana* Drap.	+	—	—	—	—
8	» » *elongata* Drap.	+	—	—	—	cf. +[2])
9	*Conulus* (*Trochulus*) *fulvus* Müll.	+	+	+[2])	—	+[2])
9a	» » » var. *mortoni* Jeffr.	+	—	—	—	—
9b	» » » var. *praticola* Reinh.	+	—	—	—	—
10	*Hyalinia* (*Polita*) *glabra* Stud.	—	—	+[2])	—	—
11	» » *depressa* Sterki	—	—	+[2])	—	—
12	» » *cellaria* Müll.	+	+	+[2])	—	—
13	» » *nitens* Mich.	+	—	+[2])	—	—
14	» » *nitidula* Drap.	+	—	+	—	+

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
				Osterode		
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
15	*Hyalinia* (*Polita*) *lenticula* Held (= *pura* Ald.) .	+	–	+[2])	–	+[2])
16	» » *hammonis* Ström (= *radiatula* Ald.)	+	+	+	–	+
17	» » *petronella* (Charp.) C. Pfr. . .	–	+[1])	–	–	+[2])
18	» (*Vitrea*) *diaphana* Stud. (= *contorta* Held)	+	+	+[2])	–	–
19	» » *subrimata* Reinh.	+	–	–	–	–
20	» » *crystallina* Müll.	+	+	–	–	+[2])
21	» » *contracta* West.	+	–	+[2])	–	+[2])
22	*Zonitoides nitidus* Müll.	+	+	+[2])	+[2])	–
23	*Zonites verticillus* Fér.	+	+	+[2])	–	+[2])
24	*Patula* (*Punctum*) *pygmaea* Drap.	+	+[1] u.[2])	–	–	+[2])
25	» (*Discus*) *rotundata* Müll.	+	+	+	+	+
26	» » *ruderata* Stud.	+	+	–	–	+[2])
27	» (*Goniodiscus*) *solaria* Mke.	+	–	–	–	+[2])
28	*Helix* (*Acanthinula*) *aculeata* Müll.	+	+[1] u.[2])	+[2])	–	+[2])
29	» (*Vallonia*) *pulchella* Müll.	+	+	–	–	–
30	» » *excentrica* Sterki	+	–	–	–	+[2])
31	» » *costata* Müll.	+	+	+[2])	+[2])	+[2])
31a	» » » *f. helvetica* Sterki . . .	–	–	–	–	+[2])
32	» » *costellata* Al. Br.	–	+[1] u.[2])	–	–	+[2])
33	» » *tenuilabris* Al. Br.	(+)	–	–	–	–
34	» (*Trigonostoma*) *obvoluta* Müll.	+	+	+	+	–
35	» (*Triodopsis*) *personata* Lam.	+	–	+	–	–
36	» (*Petasia*) *bidens* Chemn.	+	+	–	–	+
37	» (*Trichia*) *hispida* Lin.	+	+	+[2])	–	–
37a	» » » var. *concinna* Jeffr. . .	+	+	–	–	+[2])
37b	» » » var. *hemisphaerica* Less. .	+cf.	–	–	–	–
38	» » *rufescens* Penn. (= *striolata* C. Pfr.)	–	–	–	–	+?
39	» » *umbrosa* (Partsch) C. Pfr. . . .	+	–	–	–	–
40	» (*Euomphalia*) *strigella* Drap.	+	+	+	–	–
40a	» » » var. *Colliniana* Bourg.	+	–	–	–	–
41	» (*Eulota*) *fruticum* Müll.	+	+	+	–	+

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
				Osterode		
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
41a	*Helix* (*Eulota*) *fruticum* var. *fasciata* M. T.	+	–	–	–	–
41b	» » » var. *turfica* Slavic.	+	–	–	–	–
42	» (*Monacha*) *incarnata* Müll.	+	+	+	–	–
43	» (*Campylaea*) *banatica* Rossm (= *canthensis* Beyr.)	+	+	+	–	+
43a	» » » *f. minor* A. Weiss	+	–	–	–	–
44	» (*Chilotrema*) *lapicida* Lin.	+	+	+	–	+
44a	» » » var. *grossulariae* v. Voith)	+	–	–	–	–
45	» (*Arianta*) *arbustorum* Lin.	+	–	+	–	–
45a	» » » var. *trochoidalis* Roff.	+	–	–	–	–
45b	» » » var. *alpestris* C. Pfr. (= var. *alpicola* Fér.)	+	–	–	–	–
46	» (*Xerophila*) *striata* Müll.	+	+	–	–	–
46a	» » » var. *nilssoniana* Beck	+	–	–	–	–
47	» (*Tachea*) *vindobonensis* (C. Pfr.) Fér.	+	–	–	–	–
48	» » *nemoralis* Müll.	+	+	+	+	+
48a	» » » var. *tonnensis* Sande.	+	–	+[1])	–	–
49	» » *hortensis* Müll.	+	+	+[2])	+[2])	–
50	» » *sylvatica* Drap.	cf.+	–	–	–	–
51	» (*Helicogena*) *pomatia* Lin.	+	–	–	+	–
52	*Buliminus* (*Mastus*) *bielzi* Kim.	–	+	–	–	+
53	» (*Napaeus*) *montanus* Drap.	–	+	+[2])	–	+[2])
54	» » *obscurus* Müll.	+	–	+[2])	–	–
55	» (*Chondrulus*) *tridens* Müll.	+	+	–	–	+
56	*Cochlicopa* (*Zua*) *lubrica* Müll.	+	+	+[2])	–	+[2])
56a	» » » var. *columna* Cless.	+	–	–	–	–
56b	» » » var. *minima* Siem. (= *exigua* Mke.)	+	+	–	–	+[2])
56c	» » » var. *major* Kregl.	+	+	–	–	–
57	» (*Azeka*) *tridens* Pult (= *menkeana* C. Pfr.)	+	+	–	–	+[2])
58	*Pupa* (*Lauria*) *cylindracea* Da C.	–	–	+[2])	–	–
59	» » *doliolum* Brug	+	–	+[2])	–	+[2])
59a	» » » var. *biplicata* A. Weiss	+	–	–	–	–

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
				Osterode		
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
60	*Pupa* (*Pagodina*) *pagodula* Desmoul.	+	–	–	–	–
61	» (*Pupilla*) *muscorum* Müll.	+	+	+[2])	–	+[2])
62	» » *bigranata* Rossm.	(+)	–	–	–	–
63	» (*Sphyradium*) *columella* Benz (v. Mart.)	(+)	+[1] u.[2])	–	–	–
64	» » *edentula* Drap.	+	–	–	–	–
65	» (*Isthmia*) *claustralis* Gredl.	+	–	+[2])	–	+[2])
66	» » *costulata* Nilss.	+	–	–	–	–
67	» » *minutissima* Hartm.	+	+	–	–	+[2])
68	» (*Vertigo*) *antivertigo* Drap.	+	+	–	–	+[2])
68a	» » » var. *ferox* Westl.	+	–	–	–	–
69	» » *substriata* Jeffr.	+	–	+[2])	–	+[2])
70	» » *pygmaea* Drap.	+	+	–	–	+[2])
71	» » *moulinsiana* Dupuy	+	+[1] u.[2])	–	–	+[2])
72	» » *alpestris* Ald. (= *Shuttleworthiana* Charp.)	+	–	+[2])	–	–
73	» » *angustior* Jeffr.	+	+	+[2])	–	+[2])
74	» » *pusilla* Müll.	+	+	+[2])	–	+[2])
75	*Clausilia* (*Clausiliastra*) *laminata* Mont.	+	+	+	+	+
76	» (*Alinda*) *plicata* Drap.	+	–	+[2])	–	+[2])
77	» » *biplicata* Mont.	+	–	+	–	–
78	» (*Strigillaria*) *cana* Held	+	+	–	–	–
79	» » *vetusta* (Zgl.) Rossm.	+	–	–	–	–
80	» (*Gracillaria*) *filograna* (Zgl.) Rossm.	+	–	+	–	+
81	» (*Kuzmicia*) *parvula* Stud.	+	–	–	–	+[2])
81a	» » » var. *minor* Schm.	+	–	–	–	–
82	» » *dubia* Drap.	+	+	–	–	+[2])
82a	» » » » var. *gracilis* C. Pfr.	+	–	–	–	–
83	» » *bidentata* Stroem.	+	+	+[2])	–	+[2])
84	» » *cruciata* Stud.	–	–	+[2])	+[2])	–
85	» » *pumila* (Zgl.) C. Pfr.	+	+	–	–	+[2])
86	» (*Pirostoma*) *ventricosa* Drap.	+	+	+[2])	–	+[2])

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Osterode		
				Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
87	*Clausilia* (*Pirostoma*) *plicatula* Drap.	+	+	–	–	–
88	» » *densestriata* (Zgl.) Rossm.	+	–	–	–	–
89	*Succinea* (*Neritostoma*) *putris* Lin.	+	–	+[2]	–	+[2]
89a	» » » var. *Charpentieri* Dum.	+	–	–	–	–
89b	» » » var. *Charpyi* Baud.	+	–	–	–	–
89c	» » » var. *limnoidea* Pic.	+	–	–	–	–
90	» (*Amphibina*) *pfeifferi* Rossm.	+	+	+	+	+
90a	» » » var. *brevispira* Baud.	–	–	–	–	–
90b	» » » var. *recta* Baud.	+	–	–	–	–
90c	» » » var. *contortula* Baud.	–	+	–	–	–
91	» » *elegans* Risso	+	–	–	–	–
92	» (*Lucena*) *oblonga* Drap.	+	+[1]	–	–	–
92a	» » » var. elongata	+	+[2]	–	–	–
93	*Carychium minimum* Müll.	+	+	+[2]	+[2]	+[2]
93a	» » var. *inflata* Andr.	+	–	–	–	–
94	*Limnaea* (*Limnus*) *stagnalis* Lin.	+	+	–	–	–
94a	» » » var. *producta* Colb.	+	–	–	–	–
95	» (*Gulnaria*) *ovata* Drap.	+	+	+	+	+
95a	» » » var. *lacustrina* Clees.	+	–	–	–	–
96	» » *peregra* Müll.	+	+	–	+[2]	+[2]
97	» (*Limnophysa*) *palustris* Müll.	+	+	–	–	+
97a	» » » var. *corvus* Gmel.	+	–	–	–	–
97b	» » » » » subvar. *curta* Cless.	+	–	–	–	–
97c	» » » var. *turricula* Held.	+	+	–	–	+[2]
97d	» » » » » *f. flavida* Cless.	–	–	–	–	+[2]
97e	» » » var. *fusca* C. Pfr.	+	+[1]	–	–	–
97f	» » » var. *Clessiniana* Hazay	+	+[2]	–	–	–
98	» (*Leptolimnaea*) *glabra* Müll.	+	–	–	–	–
99	» (*Fossaria*) *truncatula* Müll.	+	+	+[2]	–	+[2]
99a	» » » var. *oblonga* Puton	+	–	–	–	–

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
				Osterode		
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
99b	*Limnaea* (*Fossaria*) *truncatula* var. *ventricosa* M. T.	+	–	–	–	–
100	*Amphipeplea glutinosa* Müll.	+	–	–	–	–
101	*Physa* (*Bulinus*) *fontinalis* Lin.	+	–	–	–	–
102	» (*Aplexa*) *hypnorum* Lin.	+	+	–	–	+[2]
103	*Planorbis* (*Tropodiscus*) *umbilicatus* Müll. (= *marginatus* Drap.)	+	+	–	–	+
103a	» » » var. *vimarana* A. Weiss	+	–	–	–	–
103b	» » » var. *submarginatus* Jan.	–	+[1]	–	–	–
104	» » *carinatus* Müll.	+	–	–	–	–
105	» (*Gyrorbis*) *vortex* Lin.	+	+[1]	–	–	–
106	» » *vorticulus* Trosch.	+	–	–	–	–
107	» » *spirorbis* Lin.	+	–	–	–	–
108	» » *leucostoma* Millet	+	+	–	+[2]	+[2]
109	» (*Bathyomphalus*) *contortus* Lin.	+	+	–	–	–
109a	» » » var. *spondyloides* Weinl.	+	–	–	–	–
110	» (*Gyraulus*) *albus* Müll.	+	–	–	–	–
111	» » *sibiricus* Dkr. bez. *rossmaessleri* Auersw.	–	+[1 u. 2]	–	–	–
112	» (*Armiger*) *crista* Lin.	+	+	–	–	–
113	» » *nautileus* Lin.	+	+	–	–	+[2]
113a	» » » var. *cristatus* Drap.	+	–	–	–	–
114	» (*Hippeutis*) *complanatus* Lin.	+	+[1]	–	–	–
115	» (*Segmentina*) *nitidus* Müll.	+	–	–	–	–
116	» » *micromphalus* Sandb.	–	+[1 u. 2]	–	–	–
117	*Ancylus* (*Ancylastrum*) *fluviatilis* Müll.	+	–	–	–	–
118	» (*Velletia*) *lacustris* Lin.	+	+	–	–	–
119	*Acme* (*Acicula*) *polita* Hartm.	+	+	+[2]	–	+[2]
120	*Cyclostoma* (*Ericia*) *elegans* Müll.	–	–	+	–	–
121	*Valvata* (*Concinna*) *piscinalis* Müll.	+	–	–	–	–
122	» (*Gyrorbis*) *cristata* Müll.	+	+	–	–	–

Nr.	Form	Süßwasserkalk				
		Weimar-Ehringsdorf-Taubach	Schwanebeck (Kattensee)	Osterode		
				Steinmühle	Wasserberg	Osterberg
123	*Bithynia* (*Elona*) *tentaculata* Lin.	+	—	—	—	—
124	» *leachi* Sheepp. (= *ventricosa* Gray var. *troscheli* Paasch.)	+	+[2])	—	—	—
125	*Paludinella* (*Belgrandia*) *marginata* Mich. (= *germanica* Cless.)	+	—	+[2])	+[2])	—
126	*Sphaerium* (*Cyclas*) *corneum* Lin.	—	+[2])	—	—	—
127	*Anodonta*	spec.	—	—	—	—
128	*Unio batavus* Mat et Rack (Lam.)	+	—	—	—	—
129	*Pisidium* (*Fluminina*) *amnicum* Müll.	+	—	—	—	—
130	» (*Fossarina*) *henslowianum* Sheepp. . . .	+	—	—	—	—
131	» » *fossarinum* Cless.	+	+	—	—	—
132	» » *obtusale* C. Pfr.	+	+	—	—	—
133	» » *pusillum* Gmel.	+	+	—	—	+[2])
134	» » *milium* Held.	+	+	—	—	—
135	» » *subtruncatum* Malm. . . .	—	+	—	—	—

Palaeontologische Bemerkungen.

Hyalinia glabra Stud. Das fossile Auftreten in den subherzynen pleistocänen Kalktuffen ist bemerkenswert. Das nächste renzente Vorkommen ist eine Tuffsteingrotte am Bahnhof Seesen nach Goldfuss, Die Binnenmollusken Mitteldeutschlands, 1900, S. 77. Im übrigen ist die Schnecke, nach freundlicher Mitteilung durch Herrn Geyer, fossil mehrfach bekannt:

a) Sandberger, Die Land- und Süßwasser-Konchylien der Vorwelt, S. 865 (von La Celle). 1870—75.

b) —, Sitz.-Ber. math. phys. Klasse K. bayr. Akad. Wiss., München, B. S. XXIII, S. 4 (von Streitberg im bayr. Franken). 1893.

c) Clessin, Nachrichtenblatt Deutsch. Malak. Ges., S. 82 (von Diessen und Polling am Ammersee). 1874.

d) Sterki, Ebenda, S. 68 (vom Keßlerloch bei Thayingen). 1882.

e) Menzel, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 62, S. 632, 1910, (von Phöben).

Hyalinia depressa Sterki. Bisher im Löß von St. Gallen, Schweiz, nach Früh, Postglazialer Löß usw., Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, 44. Jahrg. 1899, und im Kalktuff von Bärental in Hohenzollern und Leinstetten, nach D. Geyer, Jahresh. vaterl. Naturk. Württ., S. 70 und 89. 1915.

Zonites verticillus Fér. Wegen der mißbräuchlichen Einführung von *Z. praecursor* A. Weiss, vergleiche man

D. Geyer, Über einige Schnecken aus dem Diluvium usw., Jahresber. Oberrh. geol. Ver., N. F., Bd. 3, S. 99. 1913.

—, Verschollene Quartärmollusken, Nachrichtsbl. Deutsch. Malak. Ges., S. 82—83. 1918.

Helix costata Müll. Es treten am Osterberg Übergänge zu *f. helvetica* und diese selbst auf.

Helix rufescens Penn. Bei der Bestimmung durch Wollemann, die nach seiner freundlichen Angabe durch F. von Sandberger revidiert worden ist, dürfte es sich doch um *hispida* var. *concinna* gehandelt haben, die der ersteren sehr ähnlich werden kann:

D. Geyer, Die Mollusken des schwäbischen Lösses in Vergangenheit und Gegenwart. Jahreshefte Ver. vaterl. Naturkd. Württ., 73. Jahrg., S. 46. 1917.

Helix nemoralis Müll. var. *tonnensis* Sandb. Man vergl. dazu:

H. Menzel, Über das Vorkommen von *Cyclostoma elegans* Müll. in Deutschland seit der Diluvialzeit. Dies. Jahrb. f. 1903, Bd. 24, S. 388. 1907.

Im übrigen ist es eine große nemoralis L.:

D. Geyer, Verschollene Quartärmollusken, S. 86.

Helix pomatia L. A. Thies, Geol. Centralbl. 1910, S. 52.

Buliminus bielzi Kim. Auch die Exemplare in der Sammlung Wünschmann sind fast alle zerbrochen. Das einzige vollständige Stück ist als Krüppel ein Außenseiter: das Gehäuse erlitt vor Vollendung eine Verletzung, die das Tier wieder verbesserte, ohne die alte Form wieder herstellen zu können. Die Bestimmung gelang R. Wohlstadt, *Buliminus (Mastus) bielzi* Kim. im deutschen Pleistocän. Nachrichtsbl. Deutsch. Malak. Ges., S. 158—60. 1919.

Pupa cylindracea Da Costa. Ihr diluviales Auftreten ist neu für Deutschland. Rezent tritt sie im W. bis zum Rhein, außerdem an der Ostseeküste auf.

Pupa muscorum Müll. Die zweizahnigen Exemplare vom Osterberg sind keinesfalls als *P. bigranata* Rossm. anzusprechen.

Pupa claustralis Gredl. Nach der Diagnose soll sie nur zwei Zähne haben. Die vorliegenden Exemplare haben 3 Zähne. Dies war auch der Fall bei allen südtiroler Exemplaren, die Herr D. Geyer mit dem Binocular untersucht hat.

Pupa minutissima Hartm. Einige Exemplare vom Osterberg sind gezahnt. Es könnte sich um Übergänge zu *P. claustralis* Gredl. handeln.

Clausilia laminata Mont. soll nach Wollemann bei Osterode nur im Lehm auftreten, findet sich aber nicht eben selten auch im Kalk, sodaß seine Liste auf 25 Spezies zu erhöhen ist.

Clausilia pumila C. Pfr. Drei Exemplare vom Osterberg zeigen auffallend starke Lamellen, doch kommt dies gelegentlich auch bei rezenten vor.

Limnaea palustris Müll. var. *turricula* Held. Am Osterberg treten sehr zahlreich Formen auf, die aufs genaueste den Bodenseeformen gleichen, die Clessin *f. flavida* genannt hat. Das Vergleichsmaterial von Herrn Geyer stammte aus dem Untersee bei Radolfzell.

Belgrandia germanica Cless. ist lokal sehr zahlreich — in tausenden von Exemplaren — vorhanden. Es fand sich darunter ein Riesenexemplar von doppelter Größe an der Steinmühle.

»Ein Vergleich der Fossillisten zeigt, daß nunmehr eine sehr weitgehende Übereinstimmung zwischen den Süßwasserkalken von Schwanebeck, Osterode und Weimar erzielt ist, zumal außer den bekannten *Helix nemoralis* var. *tonnensis* Sandbg. und *Campylaea banatica* Partsch auch noch *Zonites verticillus* Fér. zweimal und *Belgrandia germanica* Cless. zahlreich nachgewiesen wurden, die Weiss allein als charakteristisch für die Thüringer Travertine ansieht. Das Fehlen einer ganzen Anzahl von thüringischen Formen bei Schwanebeck und Osterode ist sicher in erster Linie auf eine verschieden starke Ausbeute zurückzuführen und schwerlich auf wirkliche Verschiedenheit der Faunen. Dafür spricht schon der Zuwachs gegenüber der Schwanebecker Wüst'schen Liste um 11 thüringische Formen: *Patula pygmaea*, *Helix aculeata*, *Pupa columella*, *P. moulinsiana*, *Succinea oblonga* nebst var. *elongata*, *Limnaea palustris* var. *fusca* und var. *Clessiniana*, *Planorbis vortex*, *Pl. complanatus*, *Bithynia leachi* var. *troscheli*. Osterode hat außerdem 21 thüringische Formen geliefert, die in Schwanebeck noch nicht nachgewiesen sind: *Daudebardia rufa*, *Hyalinia nitens*, (*H. nitidula*), *H. lenticula*, *H. contracta*, *Patula solaria*, (*Helix nemoralis* var. *tonnensis*), *H. excentrica*, (*H. personata*, *H. arbustorum*), *Buliminus obscurus*, *Pupa doliolum*, *P. claustralis*, *P. substriata*, *P. alpestris*, *Clausilia plicata*, (*Cl. biplicata*), *Cl. parvula*, (*Cl. filograna*), *Succinea putris*, *Belgrandia germanica*, von denen die eingeklammerten bisher schon bekannt waren. Folgende 19 subhercyne Formen sind von Weimar-Taubach-Ehringsdorf überhaupt nicht nachgewiesen: *Daudebardia brevipes*, *Hyalinia glabra*, *H. depressa*, *H. petronella*, *Helix costata* f. *helvetica*, *H. costellata*, *H. rufescens*, *Buliminus bielzi*, *B. montanus*, *Pupa cylindracea*, *Clausilia cruciata*, *Succinea pfeifferi* var. *contortula*, *Limnaea turricula* f. *flavida*, *Planorbis umbilicatus* var. *submarginatus*, *Pl. rossmaessleri*, *Pl. microm-*

phalus, *Cyclostoma elegans*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium subtruncatum*.

Es würde nun noch erwünscht sein, eine tiergeograghische Analyse der Funde von Schwanebeck und Osterode zu geben und daraus die quartären Klimaänderungen zu rekonstruieren. Dem steht einmal die relativ unvollständige Ermittlung der Faunenbestände entgegen, zumal hinsichtlich der Häufigkeit Daran kann selbst die Tatsache nichts ändern, daß es gelungen ist, in mehrjähriger Sammeltätigkeit die WOLLEMANN'sche Liste von Osterode um 64 neue Formen zu erweitern. Auffallend spärlich ist die Ausbeute vom Wasserberg. Dies findet seine Erklärung allein darin, daß dort der Betrieb seit Jahren eingestellt ist. Früher lieferte gerade dieser Aufschluß das meiste Material. Andererseits erscheint der Versuch zu einer Gliederung der Kalkablagerungen nach Horizonten völlig ausgeschlossen, da lockere Ablagerungen nur ganz lokal auftreten und in den festen Bänken die kleinen Formen selten feststellbar sind.

Der Fossilienbestand zeigt eine auffallende Mischfauna. Einmal treten östliche bezw. ostalpine Elemente auf: *Zonites verticillus*, *Patula solaria*, *Campylaea banatica*, *Pupa doliolum*, *Clausilia filograna*, *Buliminus bielzi*, *Daudebardia rufa*, *D. brevipes*. Daraus pflegt man auf eine höhere Lage des Erdteils und eine größere Ferne der atlantischen Küsten und damit ein kontinentaleres Klima mit wärmeren Sommern zu schließen. Dem widerspricht aber das Auftreten der ozeanischen Gruppe mit *Azeka tridens* und *Pupa cylindracea*, sowie der westmediterranen Gruppe mit *Cyclostoma elegans*, *Hyalinia glabra* nnd *Belgrandia germanica*. Andererseits findet sich mit ihnen vereint ein starker Einschlag nordisch-alpiner Elemente: *Patula ruderata*, *Vitrea contorta*, *V. contracta*, *Pupa alpestris*, *P. substriata*, *P. moulinsiana*, *Clausilia cruciata*. Die letzteren sind durchaus nicht, wie A. WEISS (1896, p. 181) angibt, aus Deutschland ausgewandert. Sie treten nach GOLDFUSS alle im Harzgebiet und Thüringen noch heute auf. Die Lösung dieser Widersprüche, falls sie überhaupt möglich ist, bleibt am besten ökologisch und tiergeographisch gründlich geschulten Malakozoologen überlassen«. Soweit Herr WÜNSCHMANN.

Säugetierreste sind im Süßwasserkalk von Schwanebeck sehr selten. Die Angaben Wüst's über das Vorkommen von *Rhinoceros Mercki* Jäger kann ich auf Grund einiger Reste der Wünschmann'schen Sammlung bestätigen.

Ein viertes Vorkommen an Süßwasserkalk auf Blatt Schwanebeck befindet sich am sogenannten Scheunenwege ca. 2 km nordwestlich von der Kirche des Dorfes Gr. Quenstedt auf einem mit der Höhenangabe 140,2 m und einer Scheune versehenen Hügel, dessen Umgebung aus Keuper besteht. Ein Aufschluß fehlt. Die Festigkeit des Gesteins und seine isolierte Lage auf einer Kuppe zeigt, daß auch hier diluvialer Süßwasserkalk vorliegt.

Wüst gelangte zu dem Schluß, daß die Schwanebecker Süßwasserkalke interglazial sind, da die Fauna des Kalkes mit einem eiszeitlichen Klima unvereinbar ist, da er nordische Gesteine enthält, die nur in einer Vergletscherung vor seiner Ablagerung in die Gegend gelangt sein können, und drittens, da er von einer eiszeitlichen Grundmoräne überlagert werde. Wenn ich auch die letztere, für die Beweisführung besonders wichtige Feststellung nicht wiederholen konnte, so gelange ich doch durch anderweitige Beobachtungen zu dem Schluß, daß im Huy und überhaupt im Harzvorlande mächtige glaziale Ablagerungen vorkommen, die jünger als die Süßwasserkalke sind, und daß somit das fragliche Gebiet von einer posttravertinen Eisdecke überzogen war.

Wüst hat im Jahre 1907 in den fossilführenden Hercyn-Schottern von Kl. Quenstedt und Wehrstedt[1]) offensichtlich nicht weit transportierte Süßwasserkalkstücke gefunden. Er nimmt mit Vorsicht an, daß diese von den Schwanebecker Süßwasserkalken herstammen, und schließt daraus auf ein posttravertines Alter der Schotter. Eine gleiche Schlußfolgerung gilt auch für die echtglazialen Ablagerungen der Hochfläche außerhalb des Gebietes der hercynen Schotter, denn auch jene enthalten zahlreiche Bruchstücke des Süßwasserkalkes in häufig wenig abgerollter Form. Ein etwaiger Zweifel an der Herkunft dieser Gerölle aus den Schwanebecker Ablagerungen

[1]) Der von Wüst als Gr. Quenstedt bezeichnete Fundort liegt auf Wehrstedter Gebiet.

wird dadurch widerlegt, daß sie nur südlich und südwestlich des nördlichsten Vorkommens am Vogelsberg auftreten und in den großen Kieslagern nördlich des Vogelberges nicht gefunden werden. Die größte Häufigkeit weisen sie in glazialen Kiesen westlich von Schwanebeck, andrerseits in den hercynen Schottern zwischen Kl. Quenstedt und Gr. Quenstedt auf, welch' letzterer Stelle das oben zuletzt erwähnte Vorkommen von Süßwasserkalk am Scheunenwege ganz benachbart ist.

Östlich und westlich von Schwanebeck lehnen sich an die vom Limbach durchflossene Senke mächtige und grobe Kiese, die z. B. den Krähenberg (145 m) zusammensetzen und nordöstlich von ihm in einer Grube aufgeschlossen sind. Die bis 5 m mächtigen Ablagerungen, die z. T. blockpackungsartig struiert, aber auch durch Kieslagen geschichtet sind, enthalten im wesentlichen Gerölle des Oberen Muschelkalkes, zahlreich nordisches, wenig hercynes Material und häufig Süßwasserkalk. Die triadischen und diluvialen Kalkgerölle erreichen vielfach über Kopfgröße und sind als Beweis dafür, daß ihr Anstehendes sich in größter Nähe befindet, wenig abgerollt. Auch im nordöstlich geneigten flachen Hang des Lindenberges lagern glaziale Kiese und ? Geschiebemergel, z. T. von Löß bedeckt. Größere Oberflächenausdehnung erhalten sie dann weiter nach Westen südlich und westlich des Hennings-Holzes und auf dem Pfandeberg (205,2 m) südlich von Eilenstedt. Soweit sind diese groben Schotter an die Senke gebunden, die ja die Scheide zwischen Nord- und Südflügel des Huy bildet.

Der Weg, der von hier aus nach Süden den Buntsandstein und über die Paulskopfwarte weg den Wellenkalk des Südflügels überschreitet, führt auf einen Hügel, dessen Meereshöhe 230 m beträgt und von dem Wellenkalkrücken der Paulskopfwarte nur rund 30 m überragt wird, aber andrerseits eine geradezu dominierende Stellung gegenüber dem südlich anschließenden Gelände besitzt, das in zunächst gleichmäßig geneigtem Abstieg, dann aber sich vollständig verebnend bis auf 120—130 m herabsinkt, wo dann

bereits mit Löß bedeckte Terrassenflächen auftreten. Diese Höhe wird bedeckt von sehr grobem Geröll und großen Blöcken; beide Größen bestehen einmal vorwiegend aus Muschelkalk, aber dann auch aus zahlreichem nordischen Material; ein Wegeinschnitt, in dem Süßwasserkalk als Geröll gefunden wurde, bezeugt dies deutlich. Diese Höhe ist ferner besonders wichtig als Gabelpunkt zweier im allgemeinen in westlicher Richtung streichender, fast paralleler, nur wenig divergierender Geröllzüge. Der nördliche Zug, zunächst rein westlich gerichtet, streicht am Südfuß des Huy-Wellenkalkrückens entlang. Östlich der Huy-Chaussee, die Halberstadt mit Röderhof verbindet, befindet sich eine große Kiesgrube, deren Material aus Muschelkalk-, nordischen und Süßwasserkalk-Geröllen besteht. In den Wald eintretend steigt der Geröllzug bis 240 m Meereshöhe, wird aber natürlich hier ganz unübersichtlich. An den im Waldboden herumliegenden Kieselstücken und den deutlich abgerollten Muschelkalkbrocken kann man aber feststellen, daß die Kiesablagerungen geschlossen ohne Unterbrechung, aber auch ohne irgend auffallende äußere Erscheinungsform in verschiedener Breite (150—500 m) bis zum westlichen Rande des Blattes Schwanebeck ziehen. Hier erfolgt in mancherlei Hinsicht ein Wechsel. Einmal ändert sich die Richtung: die bisherige O—W-Richtung knickt in NNO—SSW um, und der Kieszug setzt, folgend der Neigung des südlichen Huy-Gehänges, in die Ebene herab. Beim Austritt aus dem Walde nordöstlich von Sargstedt stehen wir auf den Heulbergen, einem ausgeprägten, über die Umgebung stark herausragenden, mächtigen Rücken, dessen Länge 1250 m und dessen größte Breite 500 m beträgt. Im Norden besitzt er noch eine Meereshöhe von über 230 m, in seiner Mitte liegt in der Gegend der größten Breite ein Höhenpunkt 220 m, der die aus Oberem Muschelkalk und Keuper bestehende Umgebung um 20 m überragt. In der Nähe befindet sich eine Schottergrube, in der neben zahllosen Muschelkalk- auch einige Süßwasserkalkgerölle vorkommen. Dieser merkwürdige Kiesrücken endet im Ostteile des Dorfes Sargstedt. Als seine Fortsetzung und die des ganzen Zuges kann man den niedrigen (195,1 m) und wenig

ausgeprägten O—W gerichteten Windmühlenhügel westlich des Südendes des Dorfes ansehen. An ihn reihen sich der Gallen-Berg (193,2 m), der Große (199,2 m) und der Kleine (193,5 m) Berg südöstlich von Aspenstedt. Westlich und südwestlich dieses Dorfes gehören hierhin der Ralenberg (192,7 m), Gr. Sandberg (190,8 m), Rotte-Berg (185,6 m) bis in die Nähe von Attenstedt, ferner der Kuh-Berg (175,6 m) und der Schiefe-Berg (164,3 m) östlich des Ströbecker Mühlenfließes. Diese »Berge« östlich und westlich von Aspenstedt sind nun nicht mehr Kies-Kuppen oder -Rücken, die der Trias direkt aufsitzen, sondern vielmehr nur die Höhenpunkte ausgedehnter Kies- und Sandflächen, die z. T. von geringmächtigem Löß bedeckt werden. Westlich des Ströbecker Fließes nimmt das glaziale Diluvium immer mehr an flächenhafter Ausdehnung zu und erstreckt sich östlich von Danstedt bis an den Südrand des Blattes Dardesheim, wo es, auf Blatt Derenburg übertretend, bis an das Nordufer des Holtemme-Tales westlich von Derenberg zu verfolgen ist. Soweit der nördliche Geröll- und Kieszug.

Der südliche Zug sinkt von der Höhe südlich der Paulskopfwarte (230 m) das Gehänge abwärts bis auf 180 m und zieht in südwestlicher Richtung über 2 unbenannte Kuppen, von denen die erste durch die Huy-Chaussee durchschnitten wird, auf den Fünfgroschen- und Benediktiner-Berg (180 m) zu. Diese Hügel erinnern in ihrer kettenartigen Aneinanderreihung durchaus an die Os-Bildungen der norddeutschen Tiefebene. Die beiden unbenannten Kuppen sitzen dem Oberen Muschelkalk bezw. Keuper auf. Sie stehen isoliert von einander und heben sich in ihrer langelliptischen, deutlich umrissenen Gestalt scharf aus dem umliegenden, flach nach Süden geneigten Gelände heraus. Der Fünfgroschenberg und Benediktiner-Berg sitzen als Höhenpunkte einer breiten Kiesmasse auf, die ihrerseits die Trias überlagert. Grobe Muschelkalk-Gerölle haben den Hauptanteil an der Zusammensetzung der Hügel; in ihnen befinden sich aber auch Kiese und Sande mit vorherrschend nordischem Material; Süßwasserkalke z. T. in deutlicher Gerölleform, z. T. plattig und dann nur eckenbestoßen

wurden mehrfach gefunden. An den Südwest-Fuß des Benediktiner-Berges setzt sich ein kleine Kieskuppe an, und weiterhin nach Südwesten zu tauchen aus dem Löß in größerem Abstande von einander 3 topographisch schwach angedeutete kleine Kieskuppen hervor, die die Verbindung mit einer breiteren Geröll-, Kies- und Sandmasse, dem Krangel-Berg (170,4 m) südwestlich von Sargstedt schaffen. Noch ausgedehnter ist östlich von Ströbeck die Verbreitung (zu Tage und unter geringer Lößbedeckung) der glazialen Kiese und Sande, aus denen als Höhen der Sülze-Berg 168,9 m, der Butter-Berg 175,2 m, Windmühlenberg 180,1 m, Kreuz-Berg 163,2 m und Nelken-Berg 153,9 m hervorragen. Große Kiesgruben in der Nähe von Ströbeck zeigen wohl bis 15 m mächtige Sande und Kiese, in denen Muschelkalkgerölle ziemlich selten sind. Auch ein großer Süßwasserkalkblock wurde beobachtet. So endet der südliche Geröllzug in ähnlicher Weise wie der nördliche mit großer Verbreiterung am Ströbecker Fließ.

Auf der Ewald'schen Karte sind die beschriebenen Geröllzüge nur teilweise angegeben und mit den Signaturen »Anhäufungen von nordischem Grand auf Anhöhen und Abhängen« und »Gemisch von nordischem Grand mit Muschelkalkschutt aus dem Huy« versehen.

Anfangs glaubte ich diese Glazialgebilde nur auf den beschriebenen westlichen Teil des Südrandes des Huy beschränkt, bis ich im Jahre 1919 noch eine Forsetzung nach Südosten fand. Am östlichen Hange des Berges, der den Gabelpunkt für die beiden Schotterzüge bildet, und auf den Flächen, die sich nach Osten anschließen, liegen zahlreiche große nordische Blöcke umher sowie einzelne kleine Kies-Flecke und Bestreuungen auf und neben durchstoßendem Muschelkalk bis zu einer tief in diesen eingeschnittenen Erosions-Rinne. Östlich davon, aber viel weiter nach Süden abwärts des Hanges, treten glaziale Gebilde, auch mit Geschiebemergel vermengt, in ähnlicher Weise Flächen bedeckend auf, meistens ohne topographisch besonders hervorzutreten. Nur östlich des Feldweges, der vom Ostende des Dorfes Kl. Quenstedt nach

dem Lindenberg führt, erscheint wieder eine unvermittelt aufragende Kuppe (Meereshöhe 165 m), in der sich eine Sandgrube befindet. 6 m mächtige nordische Kiese und Sande mit Kreuzschichtung und gestörter Lagerung bilden entweder die Oberfläche oder sind von einem wirr struierten Gebilde in ungleicher bis 2 m erreichender Mächtigkeit bedeckt: eine Geschiebemergel-Grundmasse, die nicht fluvioglazial sein kann, enthält sehr zahlreiche große und kleine Muschelkalkgeschiebe, die ganz unregelmäßig verteilt sind, ja z. T. auf den schmalen Kanten stehen und zuweilen deutlich geglättet und geschrammt sind; nordische Geschiebe sind selten, und dann klein; ferner fanden Herr Oberlehrer Dr. WÜNSCHMANN und ich mehrere Süßwasserkalkgerölle. Die Decke hat völlig das Aussehen einer Lokalmoräne. Die Kiese und Sande ziehen sich südostwärts in der Richtung auf Gr. Quenstedt den Abhang abwärts und endigen im Wirbecke-Feld mit einem zwar niedrigen, aber deutlichen schmalen Wall, dessen Gerölle aus Muschelkalk, nordischem und wenig hercynischem Material bestehen; auch hier wurde ein Süßwasserkalkgeröll gefunden. Eine allerdings topographisch wenig hervortretende Kieskuppe befindet sich noch ca. 1500 m nordnordwestlich von Gr. Quenstedt. Ob die durch Erosion über Keuper freigelegten Schotter am Krottorfer Berge nordnordöstlich desselben Dorfes und die muschelkalkreichen Schotter, die östlich von Halberstadt z. B. auf dem Halb-Meils-Berge und sogar in der Nähe des Harzrandes bei Derenburg und Thale auftreten, ebenfalls hierher gehören, ist zweifelhaft. Als richtige Erosions-Kuppen aus diluvialem Schotter und einem Sockel aus älterem Gestein bestehend, sind sie offenbar eher Reste früher ausgedehnterer Decken.

Daß die eben beschriebenen Geröll- und Kieszüge nur unter den Verhältnissen einer Inlandeisbedeckung entstanden sein können, und daß sie dort, wo sie auffallend topographisch entwickelt sind, eine besondere glazial-morphologische Bedeutung haben, ist ohne weiteres klar; jedoch ist hier nicht der Ort, darauf näher einzugehen. Ich halte sie für Kames oder endmoränenartige Ablagerungen eines

zurückgehenden, aber vom Huy aus zeitweise vorstoßenden Inlandeises, womit jedoch nicht gesagt sein soll, daß der Huy etwa eine lokale Eisbedeckung mit selbständigen Firn- und Gletscherbildungen getragen hat, wie sie Harbort[1]) für den Elm annehmen zu müssen glaubt. Hier kam es mir nur darauf an, nachzuweisen, daß im Huy und südlich von ihm mächtige und ausgedehnte Diluvialablagerungen sicher glazialen Ursprungs auftreten, die infolge ihrer Geröllführung jünger als die Süßwasserkalke des Huy sind.

Das gleiche relative Alter hat natürlich auch der Geschiebemergel, der die Süßwasserkalkgerölle führenden Hercynschotter am Bahnhof Gr. Quenstedt überlagert[2]). Die von Wüst über diese Ablagerungen der Umgegend von Halberstadt veröffentlichten Beobachtungen habe ich nicht unwesentlich erweitern können. Die Höhenlage der Schotter erreicht zwischen Wehrstedt und Gr. Quenstedt 15 m und bei Kl. Quenstedt sogar 25 m über dem benachbarten Holtemme-Alluvium. Am Talrande streichen sie vielfach über ebenfalls häufig zutage tretendem Keuper aus. Sie gehören der mittleren Terrasse an, die sämtliche dem Harz entströmenden Flüsse begleitet, und entsprechen der mittleren Terrasse Grupe's[3]). Was zunächst das Vorkommen der Süßwasserkalke als Gerölle in den Hercynschottern angeht, so habe ich sie an den beiden Punkten, die Wüst anführt, wieder gefunden. Immerhin sind sie hier selten. Bemerkenswert ist, daß ich in der städtischen Kiesgrube bei Kl. Quenstedt eine wohl 50 cm lange, 20 cm breite und 5 cm dicke Platte fand, die nur ganz geringe Kantenbestoßung aufwies und damit den kurzen Transport anzeigte. Vereinzelt kommen dann noch Süßwasserkalke in den Schottern des Bullerberges am Nordrande der Stadt

---

[1]) Über die Gliederung des Diluviums in Braunschweig. Dieses Jahrb. f. 1914, Bd. 35, Teil II, S. 286—291. 1916.

[2]) Wüst 1907, S. 129.

[3]) Grupe und Haack, Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. 7. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1914, S. 195 Anm.

Halberstadt vor. Dagegen sind sie besonders häufig in dem zwischen Kl. Quenstedt und Gr. Quenstedt sich erstreckenden Terrassenstück, das in zwei Gruben, an der Ziegelei Kl. Quenstedt nördlich und südlich des Feldweges und wenig westlich von Gr. Quenstedt aufgeschlossen ist. Ich bemerke dazu, daß der nächste anstehende Süßwasserkalk nur 1500—1750 m entfernt ist.

Die Fundorte von Fossilien in den Schottern, deren Fauna Herr WÜNSCHMANN in der zweiten Liste zusammengestellt hat, kann ich um 2 vermehren. Am Bullerberg im westlichen Rande des HoltemmeTales, dicht nördlich der Bahnstrecke Halberstadt-Vienenburg, befindet sich eine Kiesgrube, deren Profil unter 0—1,5 m Lehm und über grünen Mergeln des Mittleren Keupers 6 m grobe Schotter, Kiese und Sande aufgeschlossen zeigt. Dünne Feinsand- und Sandlagen kommen nur im Hangenden vor, während die mittleren und tieferen Lagen nur Schotter und Kiese aufweisen, die im wesentlichen aus hercynen Geröllen bestehen, daneben wechselnde Mengen von mesozoischem einheimischem Material, namentlich Kreidekalke, enthalten und selten nordisches Material und Süßwasserkalke führen. In den tiefsten Lagen treten nun conchylienführende Feinsand- und Tonbänder auf, die entweder völlig horizontal gelagert sind und bald auskeilen oder schüsselförmig, zuweilen gefaltet, klumpenartig zusammengeballt und verzerrt plötzlich an den Schottern abschneiden. Diese teilweise unregelmäßige Lagerungsform ist aus der ersteren ursprünglichen infolge der teilweisen Zerstörung der Tonbänder durch neue Schotter ablagernde Gewässer und infolge der ungleichmäßigen Belastung durch überlagernde Schotter entstanden. Die Fauna, deren Arten in der 2. beiliegenden Liste aufgeführt sind, ist stellenweise sehr individuenreich. Am häufigsten waren *Pupa muscorum*, *Vallonia tenuilabris* und *Succinea oblonga*, immerhin häufig noch *Helix hispida*, *Pupa columella*, *P. parcedentata* var. *Genesii* und *Succinea Schumacheri*.

2. Die Molluskenfauna der Hercynschotter bei Halberstadt.

Zusammengestellt von Herrn K. Wünschmann.

	Kl. Quenstedt (nach Wüst)	Wehrstedt (nach Wüst)	Bahnhof Gr. Quenstedt	Bullerberg bei Halberstadt	Schmalenberg b. Osterode
Limax sp.	+				
Hyalinia hammonis Ström. (= *radiatula* Alder.)					+ [2]
Patula (*Punctum*) *pygmaea* Drap.					+ [2]
Helix (*Vallonia*) *pulchella* Müll.		+			+ [2]
» » *costata* Müll.		+	+ [2]	+ [2]	+ [2]
» » *costellata* Al. Br.		+			
» » *tenuilabris* Al. Br.	+		+ [1] u. [2]	+ [2]	+
» (*Trichia*) *hispida* Lin.		+		+ [2]	
» (*Arianta*) *arbustorum* Lin.		+			
Cochlicopa (*Zua*) *lubrica* Müll.		+		+ [2]	
Pupa (*Pupilla*) *muscorum* Müll.	+	+	+ [1] u. [2]	+ [2]	+
» (*Sphyradium*) *columella* Benz. (v. Mart.)	+	+	+ [1]	+ [2]	
» (*Vertigo*) *alpestris* Ald. var. *parcedentata* Al. Br.					
» » » f. *genesii* Sdbg.	+	+	+ [1] u. [2]	+ [2]	+
» » » f. *glandicula* Sdbg.	+	+		+ [2]	+
» » » f. *quadridens* Sdbg.				+ [2]	
Clausilia sp.		+			
Succinea (*Neritostoma*) *putris* Lin.		+			
» (*Lucena*) *oblonga* Drap.	+	+	+ [2]	+ [2]	+
» » » var. *elongata* Al. Br.	+		+ [1]		+
» » *schumacheri* Andr.		+	+ [1] u. [2]	+ [2]	+
Limnaea (*Gulnaria*) *ovata* Drap.	sp.	+	+ [2]		
» (*Lymnophysa*) *palustris* Müll. var. *diluviana* Andr.		+	+ [2]		+ [2]
» (*Fossaria*) *truncatula* Müll.			+ [1]	cf. + [2]	
Planorbis (*Tropodiscus*) *umbilicatus* Müll. (= *marginatus* Drap.)			+ [1] u. [2]	+ [2]	
» (*Gyrorbis*) *leucostoma* Millet		+	+ [1] u. [2]	+ [2]	+
» (*Gyraulus*) *sibiricus* Dunker bezw. *rossmässleri* Auersw.		+	+ [1]		+
Pisidium (*Fossarina*) *obtusale* C. Pfeiff.		sp.		+ [2]	

Bemerkungen:

Pupa parcedentata Al. Br. Zur gewählten Bezeichnung vergleiche man: D. Geyer, Über einige Schnecken aus dem Diluvium usw. Jahresb. Oberrh. geol. Ver., N. F., Bd. 3, S. 106—10. 1913.

Planorbis sibiricus Dkr. ist mit Sicherheit *Pl. rossmaessleri Auersw.*, worüber von Herrn D. Geyer eine Spezialstudie vorliegt. Dies. Jahrb. f. 1918, Bd. 39, Teil II, H. 1.

Das Profil der durch Wüst zuerst als Fundpunkt diluvialer Conchylien bekannt gewordenen Städtischen Kiesgrube südlich von Kl. Quenstedt ist:

5,5 m Sande, Grande, Kiese und einige Schotterlagen, an nordischem Material etwas reicher als die darunter liegenden Schotter. Führt in halber Höhe im Oststoß ein durchgehendes Band von schwankender (bis 0,75 m) Mächtigkeit, das aus fast reinem Keupermaterial besteht; darüber noch weiter nach der Windmühle zu eine bald auskeilende Bank, die neben Keuper noch Nordisches und Hercynes enthält.

2 » Hercynschotter mit sehr wenig nordischem Material.

2 » Desgl. mit muldenartig eingelagerten, häufig stark mit Kies vermischten Sanden und Feinsanden bis Tonen. In letzteren mehrfach Fragmente von *Succinea* gefunden.

Die Gehänge dieser und der benachbarten Gruben sind vielfach mit Löß bedekt, und auf der Sohle kommt gelegentlich Keuper zum Vorschein. Bestimmbare Reste der in den tiefsten Lagen vorkommenden Conchylien habe ich bisher nicht gefunden. Die von Maak und Wüst gesammelte Fauna (vergleiche Vertikalreihe 1 der Liste S. 22) war artenarm und auch wohl nicht sehr individuenreich. Am häufigsten wurden *Pupa muscorum*, *P. parcedentata* und *Succinea oblonga* gefunden; daneben trat auch *Vallonia tenuilabris* und *Pupa columella* auf. Auffallend ist es, daß *Succinea Schumacheri* fehlt.

Der auf dem östlichen Holtemme-Talrande liegende Fundort Wehrstedt ist augenblicklich verfallen. Es waren bei Wüst's Besuch aufgeschlossen »bis fast 5 m Holtemme-Schotter mit spärlichem nordischem Gesteinsmateriale«, der stellenweise von vorwiegend aus Lößmateriale bestehendem Gehängeschutt bedeckt ist. Auf der Sohle der Grube kommt gelegentlich der liegende Keuper zum Vorschein. »Nicht seltene grünlich tonig-mergelige Einlage-

rungen lieferte z. T. Conchylien. Eine etwas torfige Tonlinse lieferte Herrn Maak Pflanzen- und Insektenreste«. Die Fauna des Wehrstedter Fundortes ist die bisher artenreichste. *Pupa muscorum*, *P. columella*, *P. parcedentata*, *Succinea putris*, *S. Schumacheri*, *S. oblonga*, *Limnea palustris* waren häufig; *Vallonia tenuilabris* ist nicht beobachtet.

Am Bahnhof Gr. Quenstedt sind über den zu Ziegeleizwecken abgebauten Gesteinen des Keuper stets diluviale Schichten aufgeschlossen, die im südlichen Teile der Grube eine Mächtigkeit von mehr als 8 m erreichen. Löß, fluvioglaziale Sande und Kiese, Geschiebemergel und hercyne Schotter sind am Aufbau beteiligt. Die Entscheidung, ob von Süden her beförderte oder nur fluvioglazial von Norden her aufgearbeitete Schotter vorliegen, ist in vielen Fällen sehr schwierig, wenn nicht unmöglich; außerdem befindet sich Geschiebemergel als Decke oder in die liegenden Schotter eingefaltet oder eingewalzt, wie bereits Wüst bemerkt, so daß es zu Wechsellagerungen von hercynem und glazialem Material kommen kann. Ein einheitliches Profil für die Grube anzugeben, ist nicht angängig. In der südwestlichen Ecke fand ich an einer sehr eng begrenzten, frisch entblößten Stelle ein Profil, in dessen tieferen Teilen die bewußte Fauna auftrat.

1. 0,10 m Löß,
2. 0,20 » Kies, gemengt hercynes und nordisches Material,
3. 0,40 » Feiner Sand,
4. 1,00 » Kies mit viel hercynem Material,
5. 1,0 » Geschiebemergel,
6. 1,1 » Grober Kies, sehr viel Hercyn und wenig Nordisches,
7. 0,1 » Brauner Ton mit Kies durchspickt, darin ein doppelt kindskopfgroßes Gneisgeschiebe,
8. 1,30 » Grober Kies, hercyn,
9. 0,4 m Sand und Kies mit *Succinea* usw., namentlich in den tiefsten Teilen der Bank,
10. 0,5 » Ton mit einzelnen Kiesstücken durchspickt und mit einzelnen Grandbändern,
11. 1,20 » Grober Kies mit einzelnen Grandlagen, hercyn.

Der Geschiebemergel hat die ihm eigentümliche Struktur; die Schichten 1—7 wird man als glazial ansprechen können; die Lagen

8—11, in denen nordisches Material geradezu eine Seltenheit ist, sind Holtemme-Schotter. Die Lage 9, deren Fauna in der Kolumne 3 der Liste S. 22 aufgeführt ist, führte häufig *Pupa muscorum*, *P. parcedentata*, *Succinea Schumacheri* und *Planorbis leucostoma*.

Die Säugetierfauna von Gr. und Kl. Quenstedt enthält nach Wüst: *Elephas trogontherii* Pohlig, recht »*Primigenius*-ähnlich«, *Rhinoceras antiquitatis* und *Equus germanicus* Nehr. Auf Grund einer flüchtigen Durchsicht auch des neueren Materials des Halberstädter Museums kann ich die Artzahl nicht vermehren, sondern nur hinzufügen, daß sich nach meiner Ansicht auch echte *Primigenius*-Zähne darunter befinden. Das Geologische Landesmuseum besitzt mit dem Fundort Gr. Quenstedt — das anhängende Gestein zeigt die Herkunft der Reste aus hercynen Kiesen — zwei ausgezeichnete, offenbar einem Individuum angehörige Oberkiefermolaren von *Elephas primigenius*, die derartig typisch sind, daß, wie ich glaube, kein Forscher eine Beziehung zu *E. trogontherii* herausfinden könnte. Ferner liegen ein großes Stoßzahnfragment von *Elephas* vor und 2 große, ebenfalls einem Individuum angehörige Hornzapfen-Enden von *Bison priscus*. Die gute Erhaltung und die Doppelheit der *Elephas*-Zähne und *Bison*-Hornzapfen läßt mir die primäre Lagerstätte wenigstens dieser Reste innerhalb der Schotter wahrscheinlich erscheinen. Andere, namentlich in den Kiesgruben von Kl. Quenstedt gefundene Stücke zeigen deutlich Abrollung und könnten sich auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Die Molluskenfauna zeigt die bekannte Gemeinschaft, die aus zahlreichen eiszeitlichen Bildungen (insbesondere Schotter- und Löß-Ablagerungen) bekannt geworden ist und durch *Vallonia tenuilabris*, *Vertigo parcedentata*, *Pupa columella* und *Succinea Schumacheri* gekennzeichnet wird. Wüst nimmt an, daß zur Ablagerungszeit der fossilführenden Schotter von Kl. Quenstedt in der Gegend ein wesentliches kälteres Klima als heute, vielleicht ein extrem kaltes, dem heutigen arktischen vergleichbares, herrschte. »Der Conchylienbestand von Kl. Quenstedt spricht in einem Maße für ein kaltes Klima, wie das bei Conchylienbeständen mitteleuro-

päischer Plistocänablagerungen nur selten der Fall ist«. Der Conchylienbestand der Wehrstedter Schotter weise dagegen »auf ein wesentlich wärmeres — wenn auch wahrscheinlich dem heutigen gegenüber kälteres Klima« »als derjenige der Schotter von Kl. Quenstedt« hin. Wüst ist daher geneigt, den beiden Fundorten eine verschiedene stratigraphische Stellung in der Schotterserie zuzuteilen. Ich halte es jedoch für möglich, daß die faunistischen Unterschiede auf einer noch unzulänglichen Ausbeutung derFundorte beruhen. Da man nun neuerdings namentlich auf Grund der Arbeiten von D. Geyer in der Beurteilung des klimatischen Verhältnisses eines Faunenbestandes sehr viel vorsichtiger geworden ist, so weiß ich nicht, ob und inwieweit sich die Wüst'schen Schlußfolgerungen aufrecht erhalten lassen, und ob zur Erklärung des offensichtlichen Gegensatzes zwischen der Molluskenfauna der Süßwasserkalke und der Hercynschotter etwa die Verschiedenheit anderer facieller Verhältnisse als die der klimatischen genügt. Ein gleicher Zweifel liegt auch für die Wirbeltierfauna vor. In den Süßwasserkalken erscheint *Rh. Mercki*, der übliche Genosse des allerdings bisher in Schwanebeck noch nicht gefundenen *Elephas antiquus*. Die Schotter führen dagegen *Rhinoceros antiquitatis* und *Elephas primigenius*, ein Gegensatz, den man auf eine Verschlechterung des Klimas zurückführen kann, obwohl ja auch *E. primigenius* in Ablagerungen (wie Klinge bei Cottbus) vorkommt, für die man ein gemäßigtes Klima annehmen darf. Diese Erwägungen gewinnen jedoch an Bedeutung, wenn man damit die Tatsache zusammenhält, daß die Harzschotter Süßwasserkalkgerölle führen und daher jünger als die anstehenden interglazialen Süßwasserkalke sein müssen, daß zurzeit der Ablagerung der Schotter eine Zerstörung der früher ausgedehnteren Süßwasserkalk-Ablagerungen erfolgt ist. Die gesamten Verhältnisse und Tatsachen scheinen mir doch darauf hinzudeuten, daß die Süßwasserkalke interglazial und die Hercynschotter glazial bei Beginn einer einbrechenden neuen Vergletscherung entstanden sind.

Als stratigraphische Folge der Diluvialablagerungen nördlich

von Halberstadt ergibt sich in guter Übereinstimmung mit Wüst[1]) vom Jüngeren zum Älteren:

	Sekundärer Löß,
	Primärer Löß,
Jüngeres Glazial (posttravertin)	Mächtige fluvioglaziale Ablagerungen im Huy und südlich des Huy. — Geschiebemergel ebendaselbst und bei Bhf. Gr. Quenstedt.
	Hercynschotter der Mittelterrasse.
Interglazial	Süßwasserkalk.
Älteres Glazial (prätravertin)	Glaziale Ablagerungen, bewiesen durch Vorkommen nordischer Gesteine im Süßwasserkalk und in Hercynschottern[2]).

Um diese Schichtenfolge in das für Norddeutschland angenommene Eiszeitschema von 3 Glazial- und 2 Interglazialzeiten einzuordnen, gibt es 2 Wege: den faunistisch- und den morphologisch-stratigraphischen.

Die Übereinstimmung der Fauna der Süßwasserkalke von Schwanebeck mit der der älteren Thüringer Travertine ist von allen Autoren, A. Weiss[3]), Wüst[4]), Wolterstorff[5]) und Menzel[6]), stets hervorgehoben und durch die hier veröffentlichten Listen noch besonders erhärtet worden, so daß die zeitliche Äquivalenz beider Ablagerungen nach allgemeinen stratigraphischen Grundsätzen angenommen werden muß. In bezug auf das Alter der Weimar-Taubach-Ehringsdorfer Ablagerungen ist nun im letzten Jahrzehnt

---

[1]) 1907, S. 129.

[2]) Die Beobachtung Wüst's, daß der Holtemme-Schotter des Steinkuhlenberges westlich Mahndorf von Geschiebemergel unterlagert werden, habe ich nicht wiederholen können.

[3]) Das Pleistocän der Umgegend von Weimar, S. 64.

[4]) Beiträge zur Kenntnis des pleistocänen Kalktuffes von Schwanebeck. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 54, Briefl. Mitt., S. 23. 1902.

[5]) Die Conchylienfauna der Kalktuffe der *Helix canthensis*-Stufe von Schwanebeck. Ebenda, Bd. 48, S. 192. 1896.

[6]) Über die Quartärfaunen im nördlichen Vorlande des Harzes. Centralbl. f. Min. 1909, S. 94.

eine bedeutsame fast vollständige Einigkeit der Ansichten erreicht worden. Von Wüst[1]), Soergel[2]), Freudenberg[3]), Werth[4]), Koken[5]), Wiegers[6]), Menzel[7]) und anderen werden diese Süßwasserkalke in das letzte Interglazial gestellt[8]). Somit müßten die Schwanebecker Kalke in die gleiche Stufe fallen, und das jüngere Glazial (posttravertin) einschließlich der Hercynschotter müßte der letzten Eiszeit angehören.

---

[1]) Die pleistocänen Ablagerungen des Travertingebietes der Gegend von Weimar. Zeitschr. für Naturw., Bd. 82, S. 237. 1910.

[2]) Die diluvialen Säugetiere Badens. Mitt. Badischen Geol. Landesanstalt, Bd. 9, 1, S. 230. 1914.

[3]) Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt, Bd. 58, S. 221. 1908.

[4]) Zur Altersstellung der Palaeolithe-führenden Kalktuffablagerungen bei Weimar. Monatsber. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 68, S. 172. 1916.

[5]) In R. R. Schmidt, Die diluviale Vorzeit Deutschlands, S. 160.

[6]) Die geologischen Grundlagen für die Chronologie des Diluvialmenschen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 64, Monatsber., S. 594, 605. 1912.

[7]) Zur Chronologie des Palaeolithikums der Gegend von Weimar. Ebenda, Bd. 64, 1902, S. 607.

[8]) Bayer, Die Chronologie des jüngeren Quartärs. Mitt. d. Prähist. Kommission der Akad. d. Wiss. Wien, S. 224, 1913, und die Bedeutung der Monstérien-Station Markkleeberg b. Leipzig. Mannus VII, 1916, S. 320–322, stellt Taubach in die Schlußzeit des Mindel-Riß, also des vorletzten Interglazials. — Siegert, Naumann, Picard (Centralbl. f. Mineral. usw. 1900, S. 111, haben ihre Anschauungen über das Alter der Travertine von Taubach dahin zusammengefaßt, »daß die tiefste Ilmterrasse, die noch vom Kalktuff bedeckt wird, der postglazialen Saaleterrasse entspricht, womit bewiesen ist, daß die Bildung der Kalktuffe bis in die Postglazialzeit gereicht hat«. Welches Alter Siegert der postglazialen Saaleterrasse im Verhältnis zu den Vergletscherungen Norddeutschlands überhaupt zuteilt, geht aus der in Siegert und Weissermel, Abhdlg. zur geolog. Spezialkarte von Preußen, N. F., H. 60, S. 351 gegebenen tabellarischen Zusammenstellung hervor: sie soll jünger als die 3. Eiszeit Norddeutschlands, also postglazial überhaupt sein. (Die gegenteilige Deutung der Angabe obiger Autoren durch Menzel (Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 9, S. 177) »daß die Kalktuffe sich später gebildet haben als die letzte Vereisung, die das Thüringer Land überzogen hat. Es war das aber unsere mittlere Vereisung« ist falsch.) Diese Altersbestimmung einer Ablagerung mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki* und einer Reihe ausgestorbener Mollusken beweist meiner Ansicht nach die Unrichtigkeit der von diesen Autoren angewandten Methode, die in der schematischen Durchführung des Prinzips, die Terrassen nur nach der Höhenlage zu klassifizieren, und der Gepflogenheit, glaziale Terrassen nicht anzuerkennen, sowie der

Die morphologische Methode, der sich auch die meisten Geologen der Geologischen Landesanstalt bedienen, um die Verbreiterung der Vergletscherungen und indirekt das Alter der diluvialen Faunen Norddeutschlands zu bestimmen, hat unter Zuhilfenahme der Verbreitung des Lösses und der an seiner Basis befindlichen Discordanz [1]) jedoch zu der Ansicht geführt, daß die letzte Vergletscherung die subhercyne Mulde nicht erreicht hat und in ihr nur Ablagerungen älterer Vergletscherungen vorkommen können. Hiernach wäre also das jüngere (posttravertine) Glazial inkl. der Hercynschotter der vorletzten Vereisung und der Süßwasserkalk von Schwanebeck dem vorletzten Interglazial zuzurechnen, wie es bereits KEILHACK [2]) getan hat.

Die auf die faunistische Methode gegründeten Schlußfolgerungen widersprechen also denen der morphologischen Methode.

B. Am Fallstein.

1. A. NEHRING, Beiträge zur Kenntnis der Diluvialfauna. Zeitschr. f. d gesamt. Naturwissenschaften, Halle 1876, S. 2.
2. G. MÜLLER, Über glaziale Ablagerungen im südlichen Hannover und am nördlichen Harzrande. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1896, S. 431.
3. H. MENZEL, Über das Vorkommen von *Cyclostoma elegans* MÜLLER in Deutschland seit der Diluvialzeit. Dieses Jahrb. f. 1903, S. 381—390.
4. A. WOLLEMANN, Fossile Knochen und Gastropodengehäuse aus dem diluvialen Kalktuff und Lehm von Osterode am Fallstein. XV. Jahresber. d. Ver. f. Naturwissenschaft zu Braunschweig 1907, S. 45—50.
5. A. WOLLEMANN, Fossile Pflanzen aus dem diluvialen Kalktuff des Fallsteins. Ebenda 1907, S. 51—52.
6. F. WIEGERS, Neue Funde palaeolithischer Artefacte. Zeitschr. f. Ethnol. 1907, S. 722, 723.

fast völligen Mißachtung der Faunen besteht. Sie hat SIEGERT (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 64, S. 302) zu der absurden Frage geführt, »ob nicht auch die-*Antiquus*-Fauna älteren Terrassen entstammen kann und sich auf der wer weiß wievielten Lagerstätte befindet«. Vergl. auch WAHNSCHAFFE, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges, Bd. 66, Monatsber., S. 83. 1914.

[1]) SCHMIERER, Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf usw. Dies. Jahrb. für 1912, Bd. 33, Teil II, S. 400—406. 1914.

[2]) Erdgeschichtliche Entwicklung und geologische Verhältnisse der Gegend von Magdeburg, S. 92 und 93.

7. F. Wiegers, Desgl. Ebenda 1908, S. 543–547.
8. —, Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands usw. Praehistorische Zeitschrift, Bd. I, S. 31. 1909.
9. A. Thies, Über das Vorkommen von *Helicodonta pomatia* L. im Diluvium und Alluvium Norddeutschlands. Zentralbl. f. Min., S. 52. 1910.
10. R. Wohlstadt, *Buliminus* (*Mastus*) *bielzi* Kim., im deutschen Pleistozän. Nachrichtsbl. deutsch. Malak. Ges., S. 158–160. 1919.

In dem Geländestrich zwischen Hornburg und Veltheim a/Fallstein am Südrande des zwischen Börssum und Oschersleben sich erstreckenden »Großen Bruches« liegen die Vorkommen von Süßwasserkalk westlich und östlich des Dorfes Osterode, so daß ihre zusammenfassende Bezeichnung als Osteroder Süßwasserkalk berechtigt ist. Es herrschen sehr feste, zum Baustein gut geeignete Bänke vor. Ein lichtgelblicher, feinkrystalliner Kalk wird von zahlreichen kleinsten bis größeren, starkverzweigten, mit Kalkspat drusenartig ausgekleideten Hohlräumen durchsetzt. Untergeordnet treten Lagen auf, deren Kalksand ganz locker oder auch zu kleineren oder größeren Klumpen verkittet ist. Charensande und etwas tonige und auch humose und eisenreiche Lagen sind ebenfalls selten. Conchylien liegen in den Bänken vereinzelt unregelmäßig verteilt; in den lockeren Lagen sind sie häufiger. Die Vorkommen sind Quellwasserabsätze, aber nur an einem — Steinmühle bei Veltheim — ist die Quelle jetzt noch in Tätigkeit.

Sämtliche Vorkommen halten sich an die Nähe der Grenze von Oberem Muschelkalk zur Lettenkohle, so daß die Quelle an der Steinmühle und die versiegten Quellen vielleicht Barrièrequellen[1]) sind, indem das dem Muschelkalk oder dessen kleinen Klüften und Verwerfungen entstammende Wasser sich an den undurchlässigen, den Muschelkalk mantelartig umlagernden und die Klüfte verklebenden Letten des Keupers staute und durch Überlauf zutage treten mußte.

Südlich des Osterberges westlich von Osterode findet sich das ausgedehnteste Vorkommen. Der hier befindliche Stein-

[1]) Stille, Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 38, S. 44. Herr Wünschmann machte mich auf diesen Terminus aufmerksam.

bruch (Osterkuhle WOLLEMANN's[1]) zeigt ganz vorwiegend feste bis 1,25 m starke Bänke. Nur an 3 Stellen wurden auch lockere Schichten, namentlich im Hangenden, beobachtet.

A. In der südöstlichen Ecke der Grube:

1) 4,00 m z. T. mürber, z. T. fester bankiger Kalk
2) 1,25 » lockerer Kalk
3) 1,00 » fester Kalk.

B. In der Mitte der Grube:

1) 1,50 m Löß, oben mit einigen Geröllen von hercynem und nordischem Material, unten mit Süßwasserkalkknollen
2) 1,50 » knolliger Süßwasserkalk
3) 1,75 » dickbankiger Kalk.

C. In der nördlichen Wand:

1) 1,75 m knolliger Süßwasserkalk mit lehmigem Bindemittel
2) 1,25 » fester bankiger Kalk
3) 0,145 » lockere hellbraune Kalkschicht
4) humoser Streifen
5) 0,14 » lockere hellgraue Kalkschicht
6) 0,10 » humose Schicht
7) 0,05 » tonige Schicht
8) 1,00 » z. T. lockerer, z. T. fester Kalk.

Die Schicht 2 im Profil A und die Schichten 3, 5 und 7 des Profils C enthalten Conchylien, deren Liste S. 4 u. ff. aufgeführt ist. WOLLEMANN hat von hier Blätter vom *Fagus silvatica* bestimmt. Aus diesem Steinbruch können auch nur die von NEHRING[2]) erwähnten, aber der Spezies nach nicht bestimmten »Zähne und Knochen eines Rhinoceros, welche zwischen Hornburg und Osterode am Fallstein in einem harten Kalktuff gefunden sind«, herstammen. Das Hangende bildet ein unreiner Löß. Das Liegende ist nicht zu beobachten. Nördlich, jenseits der Chaussee, stößt der Kalk an Keuper, jedoch ist nicht festzustellen, ob die Überlagerung eine direkte ist, oder ob sich noch Glazialschotter dazwischen schieben, die ja auch südlich der Chaussee an den Süßwasserkalk grenzen. Nach Analogie des Vorkommens am Wasserberge könnte man ein Einschießen der Schotter unter den Süßwasserkalk annehmen.

[1]) XV. Jahresber. Ver. f. Naturw. Braunschweig, S. 51. 1907.
[2]) Zeitschrift f. Naturw. Halle a./S., S. 2. 1876.

Sowohl am West- als am Ostende des Wasserberges östlich von Osterode finden sich Süßwasserkalke. An ersterer Stelle ist er nur durch auf dem Felde herumliegende Stücke festgestellt, während er am Ostende des Berges als Begleitung einer von der Hochfläche herabsteigenden Rinne in einem großen Steinbruch (des Herrn Hundertmark in Hessen nach Wollemann) aufgeschlossen ist. Von Westen her fallen in der nördlichen Wand die Bänke festen Süßwasserkalkes ca. 20° nach Osten ein und verflachen sich nach der Rinne zu. An der tiefsten Stelle enthält der Kalk vereinzelte Gerölle vorwiegend nordischer Herkunft, und an dem westlichen Ausgehenden bemerkt man deutlich unter dem Kalk lagernd groben Glazialschotter. Auch in der westlichen Wand finden sich an 2 Stellen Kalke mit starker Kiesbeimengung, und ganz am Südende dieser Wand ist unter 2 m Kalk auf 10 m Länge deutlich nordischer Kies aufgeschlossen, der entweder völlig locker oder infolge späterer Infiltration mehr oder minder verkittet ist. In den Kalken finden sich ferner senkrechte und schräge, mit lehmigem Kies erfüllte Klüfte, die sich sogar etwas horizontal ausdehnen können, so daß der Anschein einer Wechsellagerung von Kalk und glazialem Kies erweckt werden kann. Die Komponenten der Ausfüllungsmasse stehen in größter Nähe an und sind offenbar in die Klüfte verflößt. In der nördlichen Wand bildet die Oberfläche des Kalkes eine stumpfwinkelige, knickartige Einsenkung, die mit 1,75 m humosem Lehm ausgefüllt ist und seinerseits von 4,5 m Löß bedeckt wird, der zahlreiche, z. T. große, lagenartig angeordnete Süßwasserkalkstücke und Kiesbrocken umschließt[1]). Der Löß enthält zahlreiche Individuen von *Succinea oblonga* und *Pupa muscorum*.

In dem Kalk, der nirgends lockere Bänke aufweist, sind die Conchylien verstreut, aber nicht selten. (Vergl. die Liste S. 4 u. ff[2]).

[1]) Siehe Abbildung bei Wiegers, Neue Funde paläolithischer Artefakte. Zeitschr. f. Ethnol. S. 544, 1908. »Trotz dieser gelegentlichen Einlagerungen kann jedoch an der primären Überlagerung des Lösses nicht gezweifelt werden«.

[2]) Ob der Feuerstein-Schaber im Halberstädter Museum, der 1902 von Lehrer H. Meyer in Rhoden a. F. gefunden und von Wiegers (Zeitschr. f. Ethnol. S. 722. 1907) beschrieben wurde, aus diesem Steinbruch stammt, ist nicht besonders angegeben. Es wird nur gesagt: »Osteroder Steinbruch« im Kalktuff ohne

Aus diesem Steinbruch stammen nach Wollemann (XV. Jahresbericht d. Ver. f. Naturw., Braunschweig 1907, S. 51) Blätter von

Tilia platyphyllos Scopoli.
Acer pseudoplatanus L.
Corylus avellana L.

Wiegers (Zeitschr. f. Ethnol. 1908, S. 547) beschreibt aus den Deckschichten des Kalkes zwei »Artefakte«. Eines, ein langer, schmaler Nucleus, stammt aus der Lößfüllung einer Spalte; das zweite, ein schalenähnliches Stück, lag in dem Löß, der den Kalktuff auf der Höhe bedeckt, etwa 1 m unterhalb der Oberfläche. »Wenngleich die beiden Fundstücke nicht von überwältigender Schönheit sind, ja nicht einmal irgendwelche typischen Industriecharaktere zeigen, so beweisen sie doch hinreichend die Anwesenheit des Menschen auch am Nordrande des Harzes«.

Dicht südlich des kleinen Knickes der Chaussee zwischen Osterode und Veltheim a. F. liegen auf der Höhe des von der Bevölkerung als Schmalenberg bezeichneten Plateauabschnittes zahlreiche Süßwasserkalkblöcke herum; außerdem findet sich ein verfallenes Loch, in dem offenbar ein Versuch zum Abbauen des Gesteins gemacht worden ist. Daß der Kalktuff auch hier anstehend ist, erscheint mir gar nicht zweifelhaft. Am nördlichen Hange dieses Schmalenberges nach der Chaussee liegen zwei, durch eine nicht abgebaute Rippe getrennte Kiesgruben, deren Einzelschichten sich ohne Zwang zu folgendem Profil kombinieren lassen:

1. 0,5 m Schwarzer trockner Staub mit Süßwasserkalkbrocken, die z. T. in der Masse versprengt, z. T. auch in Lagen angeordnet sind. An einer Stelle der Grenze zur folgenden Schicht liegt ein großer Block, der in die folgende Schicht etwas eingesunken ist.
2. 2,25 » Gelblicher Sand und Kies, durch $CaCO_3$ zu einer halbfesten schichtungslosen Masse verkittet. Der Kies besteht ganz wesentlich aus hercynem Material und Muschelkalk. Einzelne bis

nähere Bezeichnung, ob westlich oder östlich des Ortes. In der folgenden Publikation (ebenda 1908, S. 543) scheint Wiegers ohne weiteres den Steinbruch östlich des Ortes als Fundpunkt anzunehmen. Die hier im Kalktuff eingebetteten, ziemlich zahlreichen nordischen Gerölle und Feuersteine stammen wohl aus dem liegenden und dem nebenan an der Oberfläche anstehenden Glazialkies, aus dem sie während der Ablagerung des Kalkes heruntergeglitten sein können.

Faustgröße erreichende, wenig kanten- und eckengerundete Muschelkalkgerölle, um die der umliegende Sand zuweilen konkretionär verkittet ist. Feuerstein selten.

3. 1,70 m Feinsandiger Tonmergel mit zahlreichen darin verstreuten Succineen. Auf der östlichen Hälfte eine Kiesader.
4. 4,50 » z. T. gut geschichteter Kies mit grandigen Partien und untergeordnet diagonalgeschichteter Sand. Eine Lage zu einem Kalksandstein verkittet. Hercynes Material mit seltenem Feuerstein und Kreidekalkgeröllen. Muschelkalk nicht beobachtet.
5. In der Nähe der Chaussee lagert unter dem Kies ein Letten, der wohl bereits Keuper ist.

Seit dem Jahre 1903, als Wüst[1]) diese Ablagerungen auffand und beschrieb, hat der Abbau des Kieses jedenfalls Fortschritte gemacht und das Profil weiter nach Süden verschoben, so daß die Wüst'schen Angaben nur z. T. mit den meinigen übereinstimmen.

Man erkennt aber in dem Wüst'schen Profil deutlich meine Schichten 3 und 4. Das Hangende dieser sind nach ihm gegen 3 m eines gelblichen, sandigen bis mergeligen Materials, das Gerölle aus dem liegenden Kiese und wenig oder nicht gerundete Stücke von Oberem Muschelkalk und pleistocänen Kalktuffen, Gesteinen, die höher am Gehänge anstehen, enthält und als Gehängeschutt zu bezeichnen sei. Auch in dem Gehängeschutt seien manchmal nicht unbeträchtliche Partien durch Kalkcarbonat fest verkittet. Man erkennt in dieser Beschreibung meine Schicht 2, die wahrscheinlich zur Zeit von Wüst's Beobachtung z. T. von Gehängeschutt bedeckt war. Die Verkittung durch $CaCO_3$ dürfte wohl auf den bald südlich des Aufschlusses folgenden Süßwasserkalk zurückzuführen sein, als dessen Ausgehendes und Oberflächenverwitterungsprodukt ich die Schicht 1 betrachte. Die ihr eigene besondere Humosität habe ich auch sonst auf Oberflächenboden des Süßwasserkalkes beobachtet.

Gegen den etwaigen Einwurf, der Süßwasserkalk des Schmalenberges sei nicht als diluvial bewiesen und könnte evtl. alluvial sein, da in ihm die bezeichneten Fossilien bisher noch nicht gefunden sind, ist zu erwidern, daß das Gestein durchaus dem der anderen diluvialen Kalke in bezug auf Festigkeit und Gefüge

[1]) Zeitschr. f. Naturw., Halle, S. 319. 1903.

gleicht, und daß das Vorkommen am Schmalenberg beiderseits von alluvialen Rinnen abgeschnitten ist und somit auf einer Art Hochfläche liegt, während die übrigen, als diluvial bewiesenen Vorkommen sich z. T. mehr oder minder an alluvial noch benutzte Rinnen anschließen.

Die Überlagerung der Hercynschotter durch den Süßwasserkalk ist zwar nicht ganz einwandfrei, läßt sich aber nach der ganzen Situation kaum bestreiten. Um jeden Zweifel zu zerstreuen, dürfte es sich empfehlen, auf der Hochfläche einen Einschlag herzustellen, der das Liegende des Süßwasserkalkes erfaßt, was sich aber erst dann ausführen läßt, wenn sich die Arbeiterverhältnisse gebessert haben.

In den feinsandigen Tonen (Schicht 3 des Profiles) hat nun Wüst eine Molluskenfauna gefunden, deren Liste, um 5 Spezies vermehrt, auf Seite 22 einzusehen ist.

Offenbar liegt hier der gleiche Faunenbestand vor, wie er auch in den Holtemme-Schottern bei Gr. und Kl. Quenstedt und am Bullerberg bei Halberstadt auftritt und nach Wüst ein kälteres Klima als das heutige anzeigt.

Das östliche Vorkommen von Süßwasserkalk liegt an der Steinmühle bei Veltheim und ist das einzige, an dem noch jetzt eine starke Quelle läuft, die auch zur Diluvialzeit der Bildner des Süßwasserkalks gewesen ist. Ihre jüngsten Absätze mögen sich wohl größtenteils nördlich der Chaussee ausdehnen, während der in dem südlich der Chaussee befindlichen Steinbruch gewonnene Kalk vermöge seiner Fauna nur diluvial ist.

In der Südostecke ist die Überlagerung durch einen sekundären Löß sichtbar:

1. 1,25 m Löß mit zahlreichen wenig ecken- und kantengerundeten, bis 0,2 m Seitenlänge besitzenden Muschelkalkstücken.
2. 0,70 » Gelber Löß.
3. 1,00 » Grauer, sehr poröser, mürber und großlöcheriger Süßwasserkalk.
4. Fester dickbankiger Kalk mit einzelnen Muschelkalkgeröllen.

Auch an der Chaussee liegt über dem Kalk ein Muschelkalkschotter mit lehmigem Bindemittel und einigen hercynen, einheimischen und Feuersteingeröllen.

In die Literatur (Menzel, Dieses Jahrb. für 1903, Bd. XXIV, S. 388 und Wiegers, Zeitschr. für Ethnol. 1908, S. 545) hat sich die leicht mißzuverstehende Behauptung eingeschlichen, daß der Süßwasserkalk bedeckt sei »von Kiesen, die neben Harz-Material auch nordische Gesteine führen und an organischen Resten *Rhinoceros antiquitatis* enthalten«. Sie beruht auf einer Angabe G. Müller's (Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1896, S. 433). »Wo die nordischen Kiese im Bereich der Harz vom ausgehenden Flußsysteme liegen, sind sie erodiert oder umgelagert oder auch von einer Decke von Harzgesteinen überschüttet, so daß die nordische Endmoräne nur stückweise erhalten ist. Die postglazial umgelagerten Kiese sind von den echt glazialen Kiesen leicht durch die Gleichkörnigkeit in denselben Lagen sowie die abgeplattete Form zu trennen. Durch ein Profil in der Nähe von Veltheim (Steinmühle) ist bewiesen, daß diese Umlagerung teilweise zu der Zeit erfolgte, als *Rhinoceros antiquitatis* jene Gegenden belebte. Gleichaltrig mit den Kiesen, dem Lößlehm und dem Süßwasserkalk von der Steinmühle dürften auch die Lößablagerungen bei Zilly sein, die von Wahnschaffe beschrieben sind. Alle diese Bildungen liegen jedoch stets in einem tieferen Niveau, als wie die glazialen Bildungen zu liegen pflegen«. Wollemann[1]) ist eine Überlagerung des Süßwasserkalkes durch Kiese nicht bekannt, und ebenso wenig habe ich bei meinen Besuchen je etwas derartiges gesehen, vielmehr nur die erwähnten sehr lehmigen Muschelkalkschotter beobachtet, die weder mit einem nordischen noch mit einem hercynen Kies verwechselt werden können. Auch sind in diesen bisher Wirbeltierreste nie gefunden worden, wie mir die Arbeiter versicherten. Vielmehr stammen diese »aus und zwischen den Steinen«, also aus dem Süßwasserkalk und dem sandigen Lehm seiner Klüfte.

Im Nordostteile des Bruches sieht man das Liegende nach Osten hochsteigen; ein dort hergestelltes Loch ergab unter 2,5 m Süßwasserkalk einen fetten gelben Letten mit sandigen Kalken,

[1]) XV. Jahrb. Ver. f. Naturw. Braunschweig, S. 48—49. 1907.

wie sie an der Grenze von Muschelkalk zu Unterem Keuper vorkommen. Entsprechend dem Einsinken der Unterlage wird der Travertin nach der Mitte zu mächtiger, und im Westen stehen mächtige Kalkbänke, die noch des Abbaues harren.

Hier befinden sich auch die Klüfte, in deren sandig-lehmigem Ausfüllungsmaterial »zwischen den Steinen« zahlreiche Wirbeltierreste gefunden werden. Zur Zeit meiner Besuche waren sie wohl zu beobachten, jedoch schlecht aufgeschlossen. WOLLEMANN beschreibt sie aber ausführlich:

»In dem Kalktuff aller Aufschlüsse treten größere bis 80 cm breite Spalten auf, welche vorwiegend von Westen nach Osten gerichtet sind; sie werden von kleineren Spalten und Rissen meist unter fast rechtem Winkel geschnitten. Die sämtlichen Spalten sind mit einem an kohlensaurem Kalk armen, nur ganz undeutlich geschichteten, sandigen Lehm ausgefüllt, dessen Quarzkörnchen abgerundet und meist nicht über 0,5 mm Durchmesser dick sind; nach oben werden die Quarzkörner noch kleiner. Der Kalkgehalt wird aber größer, und die Schichtung tritt deutlich hervor. In dem Lehme liegen scharfkantige Bruchstücke des Süßwasserkalkes unregelmäßig zerstreut[1]). Aus den Lagerungsverhältnissen geht also hervor, daß der Kalktuff älter als der Lehm ist.«

WOLLEMANN führt aus der Sammlung des Herrn Lehrer KNOOP-Börßum folgende Spezies auf:

1. *Felix lynx* L. Bruchstück eines rechten Unterkiefers mit Sektor und ersten Praemolar.
2. *Ursus spelaeus* BLUMENBACH. 2 Zähne und ein Schädelbruchstück eines jungen Tieres.
3. *Cervus tarandus* L. Ein Humerus und ein Metatarsus.
4. » cf. *dama* L. Ein mittlerer Schneidezahn.
5. » (*Megaceros*) *Ruffii* NEHRING. Eine obere Zahnreihe.
6. *Bison priscus* BOI. Mehrere Extremitätenknochen.

[1]) WIEGERS, Praehistorische Zeitschr. 1909, S. 31, hält dieses petrographische Gebilde für primären Löß, »der in den Klüften den Charakter des Schwemmlösses zeigt«.

7. *Equus caballus fossilis robustus* Nehring. Zahlreiche Knochen und Zähne.
8. *Rhinoceros tichorchinus* Cuv. Nächst dem Pferd am häufigsten.

In den letzten Jahren hat Herr Lehrer Tiemann-Gr. Winnigstedt sich besonders dem Sammeln der Knochen aus dem Bruch der Steinmühle bei Veltheim gewidmet. Seine Sammlung, die er mir bereitwilligst zur Untersuchung übergab, enthält folgende Formen:

1. *Elephas primigenius* Blumenbach. Ein vorzüglich erhaltener letzter Oberkiefermolar.
2. *Cervus tarandus* L. Geweihfragment eines kleinen Individuums.
3. *Cervus elaphus* L. 2 Schädel- und Geweihfragmente. Ein proximales Fragment einer abgeworfenen Stange zeigte Spuren einer Annagung.
4. *Equus caballus* L. Eine sehr kräftige Phalanx eines ausgewachsenen Tieres. Sonst gehören sämtliche sehr häufigen Pferde-Reste (zahlreiche Diaphysen und Epiphysen der Gliedmaßen und nicht angekaute Zähne) jungen Tieren an. Eine Bestimmung nach modernen Prinzipien und eine Zuteilung zu den »neuen Arten« vermag ich nicht auszuführen.
5. *Bovide.* Distales Fragment eines Humerus.
6. *Canis lupus* L. Metatarsae III.

Herr Rittergutsbesitzer Riechelmann-Veltheim schenkte dem Geologischen Landes-Museum Berlin einen gut erhaltenen Humerus und einen Radius von *Rhinoceros antiquitatis* Blumenbach, von dem auch ein gut erhaltener oberer zweiter Molar im Geologischen Landes-Museum vorhanden ist. In dem gleichen Museum befinden sich *Bison priscus* Boj., Metatarsus, und *Equus caballus* L., ausgewachsener Metatarsus.

Die Liste der sicher aus dem sandigen Lehm der Steinmühle stammenden Säugetiere ist also folgende:

Elephas primigenius Blumenbach, selten
Rhinoceros antiquitatis Blumenbach, häufig

Equus caballus L., sehr häufig
Cervus euryceros ALDR., selten
» *tarandus* L.
» *elaphus* L.
Bison priscus BOY.
Ursus sp.
Canis lupus L.
Felix lynx L., selten.

Aus den gleichen Schichten erwähnt WOLLEMANN an Mollusken: *Helix (Euomphalia) strigella* DRAP., *Helix (Tachea) nemoralis* L., *Clausilia (Clausiliastra) laminata* MONTAGNE. Diese Formen, die dem Löß sonst fehlen, aber im Süßwasserkalk von der Steinmühle vorkommen, können aus diesem verschwemmt sein. Die Wirbeltierfauna dürfte sich dagegen auf primärer Lagerstätte befinden, da die Stücke auf dem immerhin kleinen Raum des Vorkommens ziemlich häufig, meist sehr gut erhalten und nicht abgenutzt sind.

Aus dem Süßwasserkalk der Steinmühle ist besonders

Rhinoceros Mercki

zu nennen. Die bereits oben aus dem Bruch westlich von Osterode genannten Reste von *Rhinoceros* sind von NEHRING nicht bestimmt worden. WOLLEMANN[1]) erwähnt einen unteren Backenzahn von *Rhinoceros*, der aber zur Bestimmung der Spezies nicht ausreichte. WÜST hat in einer brieflichen Mitteilung an WIEGERS, (Zeitschr. f. Ethnol. 1907), S. 722, aus einem Kalktuff am Fallstein *Rh. Mercki* bekannt gegeben, ohne nähere Angabe der Stücke und des speziellen Fundortes. Im Jahre 1917 übergab mir Herr Rittergutsbesitzer RIECHELMANN-Veltheim zwei aufeinander passende Blöcke des Süßwasserkalks der Steinmühle, die lange Jahre in seinem Garten gelegen hatten. Der eine enthielt zahlreiche Stücke eines stark verdrückten Schädels eines *Rhinoceros*; aus der zu dem ersteren passenden, größeren Fläche des zweiten steckten zwei Reihen von z. T. hohlen Zahnwurzeln heraus. Diese Fläche wurde

[1]) a. a. O., S. 46.

mit einer dicken Schicht Gips bedeckt, das Stück umgekehrt und dann der Süßwasserkalk so weit herunter präpariert, daß zwei ausgezeichnet erhaltene Oberkieferzahnreihen erschienen, die jetzt eine Zierde des Geologischen Landesmuseums zu Berlin bilden. Die Bestimmung als *Rh. Mercki* ist hier einwandfrei auszuführen. Aus der Tiemann'schen Sammlung liegt ferner ein Unterkiefermolar und ein Oberkieferfragment mit dem zweiten und dritten Milchzahn vor.

Die gleiche Sammlung enthält ferner von

Ursus sp. die Wurzel eines Eckzahns und einen unteren M_3

Cervus elaphus L., ein sehr kräftiges Geweihfragment über der Rose,

» *capreolus* L., Distalende des Metatarsus.

Im Geologischen Landesmuseum befinden sich:

Bison priscus Boi., Unterkiefer mit M_1—M_3 und ein drittletzter unterer Praemolar.

Cervus elaphus L., ein drittletzter oberer Praemolar.

Die von Wollemann gegebene Liste von 25 Mollusken der Osteroder Süßwasserkalke ist durch die Aufsammlung des Herrn Oberlehrer Dr. Wünschmann-Halberstadt ganz wesentlich bereichert worden. Die 64 hier aufgezählten Arten und Varietäten sind von Herrn D. Geyer-Stuttgart durchgesehen oder bestimmt und in der Liste S. 4 ff. zusammengestellt. Wirbeltier- und Molluskenfauna ergeben eine volle Übereinstimmung der Osteroder mit den Schwanebecker und Thüringer Süßwasserkalken.

Das Hangende der Osteroder Süßwasserkalke sind lößartige, aber stark verunreinigte und am Wasserberg noch durch humose Lehme unterteufte Ablagerungen, die ihrer petrographischen Struktur nach sehr wohl durch jüngere Verschwemmung aus dem primären Löß entstanden sein können. Die Altersgrenze der Kalke nach oben ist hierdurch also nicht bestimmt. Jedoch beweist das Vorkommen von diluvialen Tieren, wie *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis* in den hangenden sandigen Lehmen der Steinmühle, daß der Absatz der Kalke wenigstens hier noch diluvial zu einem

Stillstand gekommen war. Die Lehme könnten einer jüngeren Glazialzeit angehören.

Als Liegendes sind Grenzschichten von Muschelkalk zu Keuper und Keuper, ferner glaziale Kiese und Hercynschotter beobachtet. Letztere beiden könnten für eine Bestimmung des speziellen Alters der Süßwasserkalke von Wichtigkeit sein, wenn man das Alter der Kiese und Schotter kennen würde. Dies ist nicht der Fall!

Für das Alter der glazialen Kiese ist keinerlei Anhalt vorhanden. Geht man von drei Vergletscherungen Norddeutschlands aus, von denen nur die beiden älteren unser Gebiet erreicht haben sollen, so könnten sie einer von diesen angehören.

Die Hercynschotter am Schmalenberg bei Osterode, deren Überlagerung durch Süßwasserkalk ich glaube annehmen zu dürfen, liegen zwischen 100 und 110 m Meereshöhe und zwischen 14 und 24 m über den nächstbenachbarten Teilen des Schiffgrabens im Großen Bruch, wie bereits Wüst bemerkt. Jedoch ist es wahrscheinlich, daß sie sich unter der Kalkbedeckung noch ein Stück an dem sanft ansteigenden Gelände heraufziehen und ihre Oberkante tatsächlich höher als 110 m liegt. An dem Nordhange des Fallsteins ist außer dem eben beschriebenen nur eine ganz eng begrenzte Hercynschotterpartie zwischen dem Schmalenberg und der Steinmühle bei Veltheim beobachtet, offenbar ein Erosionsrest, der bei 100 m Meereshöhe liegt.

Die dem Schmalenberger Vorkommen nächstliegenden Hercynschotter befinden sich einmal östlich von Veltheim (Bl. Hessen) und dann westlich von Hornburg. Das erstere Gebiet östlich und nordöstlich von Hessen zwischen Weinberg, Kalbs-Berg und Heitzberg ist eine ausgesprochene Terrassenfläche, die direkt bei Hessen 126,2 m Meereshöhe erreicht und nach Norden ein wenig (Heitzberg 122,6 m) abfällt. Die Unterkante der Schotter sinkt wohl bis nahe an 105 m herab. Die bezeichnete Terrassenfläche gehört einem diluvialen Ilse-Tale an, das seinen Lauf zwischen Fallstein und Huy besaß und bisher bis an das Große Bruch verfolgt ist. (Die Ilse hat später eine Ablenkung nach Westen er-

fahren, läuft jetzt südlich des Fallsteins und erreicht das Große Bruch an seiner Vereinigungsstelle mit dem Okertal nördlich von Hornburg.) Zwischen dem jetzigen Ilsetale und dem Okertale dehnt sich nun eine weitere diluviale Terrasse hercyner Schotter aus, die als die nördliche Fortsetzung des bis an den Harzrand zu verfolgenden weit ausgedehnten Terrassenkomplexes der diluvialen Ecker, Radau, Oker und Gose aufzufassen ist. Westlich von Hornburg ist die Oberkante auf 120—125 m Meereshöhe herabgesunken; die Unterkante reicht fast bis 100 m Meereshöhe hinab.

Das Hercynschottervorkommen vom Schmalenberg bei Osterode a. T. reiht sich also betreffs seiner Höhenlage in die Terrassen der diluvialen Ilse und der diluvialen Ecker, Radau und Oker und Gose ein. Es müßte somit, wenn man die Höhenlage allein als entscheidend ansehen könnte, der Mittelterrasse[1]) angehören, die am Finkenheerd bei Vienenburg[2]) und an anderen Stellen von glazialen Bildungen überlagert wird und auch jünger als eine ältere bis zum Harz vorgeschrittene Vergletscherung sein muß, da diese Schotter, wenn auch in geringer Menge, nordisches Material enthalten und auch stellenweise von glazialen Schichten unterlagert werden. Die Aufschüttung der Terrassenschotter fällt also zeitlich zwischen 2 Inlandeis-Anwesenheiten am Harzrande, ist aber deshalb noch nicht interglazial, sondern kann auch beim Rückzug einer älteren und Vorrücken einer jüngeren Inlandeisbedeckung intraglazial erfolgt sein, während das Inlandeis zwar das Harzvorland nicht bedeckte, aber noch oder schon weite Flächen Norddeutschlands einnahm.

---

[1]) Grupe und Haack, Zur Tektonik und Stratigraphie des Hildesheimer Waldes. 7. Jahresber. der Nieders. geol. Verein. S. 195, Anm. 1914.

[2]) Im Gebiet der 174. Lieferung der Geol. Spezialkarte von Preußen (Bl. Vienenburg, Goslar, Salzgitter, Ringelheim und Lutter a. Bbg.) ist zum ersten Male 1914 durch den Erweiterungsbau des Bahnhofes Vienenburg die Überlagerung dieser Terrassenschotter durch glaziales Diluvium in völlig einwandfreier Weise nachgewiesen. Diese Beobachtung ermöglicht natürlich die Deutung mehrerer in ihrer gegenseitigen Lagerung zweifelhafter Vorkommen von glazialen und Hercynschottern, sogar eine Umdeutung von solchen, die als präglazial aufgefaßt wurden.

Die Schotter für interglazial zu halten, scheint mir durch die in ihnen eingeschlossene Molluskenfauna von kälterem Habitus nicht angängig.

Bei Halberstadt sind die Hercynschotter der Mittelterrasse posttravertin, da sie Süßwasserkalkgerölle führen; am Schmalenberg prätravertin, da sie von Süßwasserkalk überlagert werden. Sind die Süßwasserkalke gleichaltrig, so müssen die Hercynschotter verschiedenaltrig, und zwar die Hercynschotter am Schmalenberg (Nordrand des Fallstein) trotz der gleichen Höhenlage älter als die Mittelterrassenschotter der Ilse, Ecker, Radau, Oker, Gose und auch der Holtemme, an deren Gleichaltrigkeit nicht zu zweifeln ist, sein. Die Schmalenberg-Schotter könnten einer älteren Terrasse angehören, die am Harzrande bei Wernigerode festgestellt ist und auch auf den Blättern Goslar (Erl. S. 116) Salzgitter (Erl. S. 111) und Ringelheim (Erl. S. 54) vermutet wurde. Die Lage der Schmalenberg-Schotter im gleichen Meeresniveau wie die Mittelterrassenschotter liesse sich durch eine Konvergenz der Terrasse erklären, weist doch die Lage des Osteroder Süßwasserkalkes bei ca. 110 m Meereshöhe und rd. 20 m über dem Alluvium am Nordhange des bis 287,3 m aufsteigenden und aus Muschelkalk, Keuper und geringmächtigen Glazialschottern aufgebauten Fallstein darauf hin, daß in der Gegend des Großen Bruches wenigstens bereits vor der Ablagerung des interglazialen Süßwasserkalkes eine tiefe Senke vorhanden gewesen sein muß.

Die Schichtenfolge der Diluvialablagerungen am und in der Nähe des Fallstein vom jüngeren zum älteren ist:

Sekundärer Löß,
Primärer Löß,
Jüngeres Glazial:
- Sandige Lehme mit *Elephas primigenius* und *Rhinoceros antiquitatis* an der Steinmühle,
- Geschiebemergel und glaziale Sande und Kiese auf der Mittelterrasse bei Vienenburg,
- Hercynschotter der Ilse-, Ecker-, Radau-, Oker-, Gose-Mittelterrasse,

Interglazial Süßwasserkalk,
Älteres Glazial { Hercynschotter der Terrasse am Schmalenberg,
Glaziale Schotter am Nordhange des Fallstein.

Gehört der Süßwasserkalk dem letzten Interglazial an (siehe S. 3, 12 u. 27 ff.), so muß das jüngere Glazial der letzten Vergletscherung zugerechnet werden. Also auch bei der Untersuchung der Osteroder Süßwasserkalke stellen sich wie bei der der Schwanebecker gleiche Unstimmigkeiten zwischen der landläufigen Anschauung über das Alter der Faunen und der über die Verbreitung der Vergletscherung heraus. Vergl. S. 29.

Die Schlußfolgerungen der faunistischen und die der morphologisch-stratigraphischen Methode stehen also miteinander in Widerspruch. Entweder ist die übliche Altersbestimmung der Thüringer Travertine oder die übliche Annahme über die Verbreitung der norddeutschen Vergletscherungen falsch.

Es können ja auch bei gleicher Facies gleich zusammengesetzte Faunen in verschiedenaltrigen Interglazialen auftreten. Diese Möglichkeit, die die Bankerotterklärung der rein faunistischen Methode wäre, ist schon mehrfach und wohl mit Recht herangezogen worden: man spricht von einer jüngeren und älteren *Antiquus*-Fauna, und mehrere Forscher stellen die *Elephas primigenius-Rhinoceros antiquitatis*-Fauna in verschiedenaltrige Glaziale oder Interglaziale. Doch auch die Resultate der morphologischen Methode sind nicht ganz taktfest. Bei Halle a. Saale in einem Gebiet völlig seniler Geländeformen ist nach Weissermel und Siegert[1]) sowie Soergel[2]) eine Bedeckung durch das Inlandeis der letzten Vereisung anzunehmen. In der Dübener Heide, 44 km ostnordöstlich Halle a. Saale wird von v. Linstow[3]) unter gleichen Verhältnissen eine dreimalige Vergletscherung behauptet.

---

[1]) Siegert und Weissermel, Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Merseburg. Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 60, S. 281 u. 285.

[2]) Löße, Eiszeiten und Paläolithische Kulturen, S. 94. 1919.

[3]) Nachweis dreier Eiszeiten in der Dübener Heide. Dieses Jahrb. f. 1914, Bd. 35, Teil I, S. 274. 1915.

Es ist hier nicht der Ort, in eine umfassende kritische Erörterung aller einschlägigen Fragen einzutreten; sie würde bei dem heutigen Stande unserer Kenntnis doch zu keiner Lösung der zahlreichen, in den Anschauungen der Autoren vorhandenen Widersprüche führen. Ich trete GAGEL[1]) bei, der sagt: »daß wesentliche Faktoren des Diluvialproblems noch unbekannt und nicht in Rechnung gestellt sein müssen, sowie daß wir die als wirksam bekannten Faktoren in ihrer Bedeutung und Tragweite wahrscheinlich z. T. falsch einschätzen«.

[1]) Probleme der Diluvialgeologie. Branca-Festschrift, S. 125.

Druckfertig abgeschlossen am 1. April 1920, Druck verfügt am 17. September 1920.

Zur Kenntnis des Oberen Lias und Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

In einer interessanten Studie »Über den Oberen Lias und Unteren Dogger Norddeutschlands«[1] hat vor einigen Jahren STOLLEY vergleichende Betrachtungen über die Ausbildung dieser faciell wie faunistisch recht bemerkenswerten Jurastufen angestellt und dabei auch die süddeutsche und außerdeutsche Entwicklung zum Vergleich herangezogen. STOLLEY stützt sich bei seinen Ausführungen vor allem auf die ihm aus eigener Anschauung oder aus der Literatur bekannten Aufschlüsse in Braunschweig und Hannover, während er die nach Westen zu folgenden Vorkommen in Lippe und Westfalen unberücksichtigt läßt.

Ich habe nun in den letzten Jahren Gelegenheit gehabt, eins dieser westlich gelegenen Liasgebiete näher kennen zu lernen, in dem gerade auch der Obere Lias in besonders interessanter Weise ausgebildet ist und eine Reihe günstiger Aufschlüsse enthält, die ihn der Untersuchung ohne weiteres zugänglich machen. Die dabei erzielten Ergebnisse, die im wesentlichen STOLLEY's Beobachtungen entsprechen, erscheinen mir bemerkenswert genug, sie im folgenden mitzuteilen.

Das von mir untersuchte Vorkommen von Oberem Lias und Unterem Dogger gehört dem in der Literatur schon mehrfach ge-

[1] Neues Jahrb. f. Min., Beil. Bd. 28, 1909, S. 286 ff.

nannten Falkenhagener Liasgraben an, der in westsüdwestlicher Richtung von Polle a. Weser bis an den Rand des Teutoburger Waldes bei Himmighausen sich erstreckt und eine durch Längs- und Querverwerfungen stark zerrissene Synklinale zwischen dem Pyrmonter Sattel im Norden und der Brakeler Muschelkalkschwelle im Süden darstellt. Während im Osten und Westen in der Gegend von Polle einerseits und Himmighausen andererseits nur der Untere und Mittlere Lias in Form verhältnismäßig schmaler Schollen erhalten ist, gewinnt der Graben in seinem mittleren Teil ganz erheblich an Ausdehnung, indem er sich inmitten des umgebenden Keupergebirges in mehrere Äste zersplittert, und einer dieser Äste, der Falkenhagener Graben im engeren Sinne, zeichnet sich besonders dadurch aus, daß er neben dem Unteren und Mittleren Lias auch noch darüber die Stufen des Oberen Lias und Unteren Doggers in lückenlosem Profil enthält. Die Aufschlüsse befinden sich vor allem in dem aus einer Reihe von Einzelbächen sich zusammensetzenden »Silbersiek« südöstlich Falkenhagen, der die genannten Stufen in durchweg normalem, wenn auch in sich gemuldetem Schichtenverbande bis an die den gesamten Graben vom angrenzenden Keupergebirge abschneidende Randstörung enthält, während die zweite Lokalität an der »Waldwiese« südöstlich Rischenau, von jener durch eine bedeutendere Querverwerfung getrennt, stärker gestörte Lagerungsverhältnisse aufweist und überdies die Schichten nur in ganz beschränktem Umfange unmittelbar sichtbar werden läßt.

Über den Unteren und Mittleren Lias, der früher bereits von Wagener[1]) näher beschrieben worden ist, liegen auch aus neuerer Zeit eine Reihe von Arbeiten[2]) vor, so daß ein nochmaliges näheres Eingehen auf diese Schichten sich erübrigt. Es wäre höchstens

[1]) R. Wagener, Die Liasschichten der Talmulde von Falkenhagen im Fürstentum Lippe-Detmold. Verhandl. d. naturf. Ver. d. Rheinl. und Westf. Bd. 17, S. 154 ff.

[2]) Grupe, Erl. z. Bl. Holzminden und »Über die Lagerungsverhältnisse und Ausbildung der Liasschichten bei Polle a. Weser. Dieses Jahrb. f. 1910, S. 482 ff.; Mestwerdt, Erl. zu Bl. Steinheim; Th. Brandes, Die faciellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Eggegebirge. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 23, S. 384 ff.

zu bemerken, daß in dem mittleren Teil des Falkenhagener Liasgrabens, der von den genannten Arbeiten weniger berücksichtigt wird, die von Wagener übersehene Basalzone des Mittleren Lias mit *Aegoceras brevispina* Sow., *Dumortieria Jamesoni* Sow. und *Waldheimia numismalis* Lam. an einer Reihe von Stellen in Gestalt von 15—20 m mächtigen schwärzlichgrauen Mergeln und vielfach eisenreichen und z. T. feinoolithischen Mergelkalken neuerdings von mir nachgewiesen ist.

Es soll nunmehr zunächst die Entwicklung des Oberen Lias und Unteren Doggers näher geschildert und daran anschließend sodann mit den benachbarten braunschweigisch-hannoverschen und westfälischen Vorkommen in facieller und faunistischer Beziehung verglichen werden.

In seinen »Studien im deutschen Lias«[1]) verweist bereits Denckmann in einer Fußnote auf die einzelnen Zonen des Falkenhagener Oberen Lias, die er, ohne die örtlichen Verhältnisse aus eigener Anschauung zu kennen, an der Hand einiger charakteristischer Versteinerungen aus der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in der Hauptsache richtig gedeutet hat. Meinen Untersuchungen liegt außer der eigenen Aufsammlung das besonders reichhaltige Material zweier älterer Sammlungen, einmal der von der Geologischen Landesanstalt angekauften Schnittger'schen Sammlung und ferner der im Detmolder Museum befindlichen Wagener'schen Sammlung zugrunde, die von dem Direktor des Museums, Herrn Prof. Dr. Weerth, mir in liebenswürdiger und dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt worden ist.

I. Das Falkenhagener Profil.

Oberer Lias.

Posidonienschiefer (Lias ε).

Die Posidonienschiefer sind im Hauptbache des Silbersieks in ihrer vollen, ca. 20 m betragenden Mächtigkeit im Hangenden der Amaltheentone aufgeschlossen; auch in der Liasscholle

[1]) Dies. Jahrb. f. 1892, Bd. 13, S. 103.

südöstlich von Rischenau sind sie vorhanden, treten aber hier nicht unmittelbar zutage und sind nur mit dem Bohrer festzustellen. Es sind tiefschwarze, bituminöse mergelige Schiefertone und festere, z. T. eisenhaltige Mergelkalke, von denen die ersteren im oberen, die anderen im unteren Teil vorherrschen und die gesamte Stufe in zwei Zonen teilen. Der petrographische und faunistische Charakter der Schichten geht am besten aus dem Profil selbst hervor, wie es im Silbersiek aufgeschlossen ist:

Obere Zone, 12—15 m.

Dünnschichtige, schwärzliche, bituminöse und mergelige Schiefertone, bezw. schiefrige Mergel, in zahlreichen Lagen *Posidonomya Bronni* Voltz und *Inoceramus dubius* Sow. führend und im unteren Teil reich an *Pseudomonotis substriata* Münst. Ammoniten nicht beobachtet.

Untere Zone, 3—5 m.

In einzelne Platten und Bänke abgesonderte bituminöse Mergelkalke vorherrschend, dazwischen weiche, schwärzliche Schiefertone und Mergel. Unter den festeren Bänken tritt in der oberen Partie eine durch ihre Härte und größere Dicke von 0,3—0,4 m besonders hervor, die mit Wagener's *Orbicula*-Bank identisch sein dürfte. Diese *Orbicula(Discina) papyracea* Goldf. ist auch sonst in den festeren Bänken vertreten, ebenso wiederum *Posidonomya Bronni* Voltz und *Inoceramus dubius* Sow. Von den Ammoniten herrschen *Coeloceras commune* Sow. und als eigentlicher Zonenammonit *Hildoceras bifrons* Brug. vor. Neben diesen beiden findet sich in der untersten Partie auch noch *Harpoceras capellinum* Schloth. (= *exaratum* Young und Bird), der auch nach Wagener über die *Orbicula*-Bank nicht hinausgehen soll. Von Belemniten sind *Bel. digitalis* Faure Big. (*irregularis*), *tripartitus* Schloth., *tripartitus — digitalis* Qu. und *acuarius* Schloth. vertreten. Besonders interessant ist dann noch das Vorkommen von Wirbelknochen von *Ichthyosaurus*, die von Schnittger in mehreren Exemplaren gefunden sind.

Die Posidonienschiefer sind in manchen Schichten reich an

Schwefelkies. Teils ist derselbe den Schiefern in derben Knollen eingewachsen, teils tritt er im Verein mit Kalkspat in feinen, geradlinigen Adern auf und stellt sich in dieser Form als eine nachträgliche Spaltenausfüllung dar, die sich bei näherer Betrachtung zumeist in lauter einzelne kleine Schwefelkieskryställchen auflöst.

Jurensis-Mergel (Lias ζ).

Geologisch wie technisch besonders interessante Zonen bilden im Silbersiek im unmittelbaren Hangenden der Posidonienschiefer die Basalschichten des Lias ζ, die beiden schwefelkiesführenden Bänke mit *Grammoceras striatulum* Sow. und *Grammoceras dispansum* Lyc., deren Erzmassen schon in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts eine zeitlang durch die Grube Volkwin ausgebeutet worden und auch in neuerer Zeit wiederholt Gegenstand bergbaulicher Versuche gewesen sind. Durch diese bergmännischen Arbeiten sind die beiden Bänke an einer Reihe von Stellen im Silbersiek in günstiger Weise erschlossen und haben eine Fülle prächtiger Ammoniten geliefert, die einen wertvollen Bestandteil der Wagener'schen und Schnittger'schen Sammlung ausmachen.

1. *Striatulum*-Zone. Die Hauptschwefelkiesbank ist die untere Bank, charakterisiert durch die massenweise auftretenden Harpoceraten aus der Formenreihe des *Grammoceras striatulum* Sow. Das eigentliche eng- und feinrippige *striatulum* selbst ist die seltenere Art, bei weitem vorherrschend ist das weit- und grobrippige *Grammoceras toarcense* d'Orb. Da aber diese Zone als Zone des *Gr. striatulum* in der Literatur eingeführt ist, so soll sie auch bei uns ihren Namen beibehalten. Bei Wagener entspricht dieser Zone der »Horizont des *A. radians* v. Schloth.«, den der genannte Autor aber irrtümlicherweise als die hangende der beiden Bänke ansieht. Überhaupt sind die Ausführungen Wagener's über den Lias ζ und den Unteren Dogger sehr unvollständig und z. T. durchaus unrichtig und unverständlich, so daß sie außer Betracht bleiben müssen.

Petrographisch ist die *Striatulum*-Bank eine bituminöse und schwefelkiesreiche Mergelkalkbank, die zwischen 0,3 und 0,5 m

schwankt. Der Schwefelkies reichert sich nach oben allmählich an, er ist zunächst in Form schichtweise angeordneter Flasern und Knollen innerhalb der Gesteinsmasse verteilt und geht schließlich an der Oberkante der Bank zumeist in eine reine, derbe Erzschicht über. Der Schwefelkies bildet danach eine syngenetische Lagerstätte, d. h. er erscheint bereits bei der ursprünglichen Sedimentation innerhalb der Zone zum Absatz gelangt. Daß es sich um Schwefelkies und nicht um Markasit handelt, zeigt die mikroskopische Untersuchung, bei der das derbe Erzgestein vielfach sich in lauter einzelne Kryställchen mit Würfel-, Oktaeder- und Polygonflächen auflöst. Die Kryställchen zeigen dabei nicht selten eine ausgesprochen oolithische Anordnung, und eine solche oolithische Struktur wird an anderen Stellen des Gesteins auch für das bloße Auge schon erkennbar. Bemerkenswert ist, daß die als Steinkerne erhaltenen Fossilien selbst, zumal die Ammoniten nicht eigentlich vererzt, sondern im allgemeinen nur von einer dünnen Haut von Schwefelkies überzogen sind.

Anklänge an die aus anderen Liasgebieten Deutschlands bekannte Konglomeratfacies der Jurensismergel, insonderheit ihrer liegenden Schichten bietet vor allem die *Striatulum*-Bank durch ihre oftmals brecciöse Beschaffenheit. Die Bank setzt sich dann aus einzelnen Fossilienbruchstücken und Gesteinsbrocken zusammen, unter denen zuweilen die aus dem Untergrunde aufgearbeiteten Posidonienschiefer besonders auffallen.

Außer den beiden leitenden Ammoniten *Gr. striatulum* und *toarcense* finden sich zuweilen noch *Lytoceras jurense* Ziet. und *Haugia Eseri* Opp., sowie in größerer Menge *Belemnites digitalis* Faure-Big., *tripartitus* Schloth., *digitalis-tripartitus* Qu. u. *acuarius* Schloth., die besonders gern an der Basis der Bank hervortreten, und schließlich auch einige Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden, wie *Pecten pumilus* Lam., *virguliferus* Phill., *Ostrea* sp., *Astarte Voltzii* Hoennigh., *Inoceramus rostratus* Goldf., *Helicina expansa* Sow., *Pleurotomaria* sp. und *Discina papyracea* Goldf.

2. *Dispansum*-Zone. Die zweite, hangende Bank, von gleicher Mächtigkeit wie die erste, ist ebenfalls ein mehr oder

weniger fester Mergelkalk, nur an der Basis zuweilen in recht plastischen Mergelton übergehend. Der Schwefelkies tritt in dieser Bank ganz erheblich zurück und hat zumeist die Form größerer Knollen, die aber nur ganz vereinzelt in der Gesteinsmasse stecken. Ein wesentliches Kriterium dieser Schicht bildet ihre ausgezeichnet oolithische Struktur und zwar in Gestalt einzelner größerer, glänzender Oolithkörner, die das sonst dichte Gestein durchziehen. Im allgemeinen bestehen diese Oolithkörner aus Calcit mit tonigen Beimengungen, im Bereiche oder in der Nähe der Schwefelkieseinsprengungen gesellt sich aber auch das Erz hinzu und bildet entweder den äußeren Kranz der Oolithe oder aber es tritt auch mit dem Calcit zusammen in abwechselnden konzentrischen Lagen auf.

Faunistisch ist diese obere Bank durch *Grammoceras dispansum* Lyc. und das ihm nahe verwandte *Gr. dispansiforme* Wunst. charakterisiert, die allerdings längst nicht so häufig sind wie die Leitformen der *Striatulum*-Bank. Daneben treten noch auf *Lytoceras jurense* Ziet. von oft riesenhaften Dimensionen, *Grammoceras fallaciosum* Bayle und seine Varietät *Cotteswoldiae* Buckm., *Hammatoceras insigne* Schübl., *Nautilus toarcensis* d'Orb. und in besonders großer Anzahl Belemniten und zwar dieselben Arten, die wir bereits aus den Posidonienschiefern und der *Striatulum*-Bank kennen: *Bel. digitalis, tripartitus, tripartitus-digitalis* und *acuarius*. Von Bivalven wurden noch gefunden:

Ostrea cf. *eduliformis* Schl.
Ostrea sp.
Inoceramus sp.
Limaea duplicata Mstr.
Cucullaea concinna Phill.
Avicula Münsteri Bronn.
Astarte subtetragona Mstr.

3. *Aalense*-Zone. Über der *Dispansum*-Bank folgen in einer Mächtigkeit von ca. 25—30 m die *Aalense*-Schichten, schwärzlichgraue Schiefertone, die nur zu unterst einzelne reine Schwefelkiesknollen sowie schichtweise angeordnete, feine Schwefelkieslagen führen und im übrigen von Kalk- und Toneisensteingeoden durch-

setzt werden, die sich durch eine eigenartige mattgraue Farbe auszeichnen. Die Schichten sind im Silbersiek in den einzelnen Wasserrissen, so besonders im Molkenkielgrund, sehr gut aufgeschlossen. Auch in der Liasscholle südöstlich Rischenau treten sie ca. 1 km vom Orte entfernt an der »Waldwiese«, und zwar an der nach Niese führenden Landstraße wie in einer benachbarten kleinen Tongrube, unmittelbar zutage, sind hier allerdings gegen die Posidonienschiefer verworfen, so daß die Basalzonen des Lias ζ, die *Striatulum*- und *Dispansum*-Bank, oberflächlich fehlen.

Die untersten Schiefertonschichten der *Aalense*-Zone sind in gewissen Lagen reich an Fossilien, unter denen — allerdings meist in plattgedrücktem Zustande — Dumortierien der *Levesquei*-Gruppe, *Levesquei* D'ORB., *striatulocostata* HAUG. und *sparsicosta* HAUG., ferner *Bel. tripartitus* SCHL., *Pecten pumilus* LAM. und *Inoceramus dubius* SOW. hervortreten, daneben finden sich noch zuweilen *Posidonia Bronni* VOLTZ, *Avicula Münsteri* BRONN und *Pseudomonotis substriata* GOLDF. Die genannten Dumortierien bleiben dann auch noch in den höheren Schichten der Zone bestehen, neben ihnen tauchen dann aber auch, zumeist in Geoden eingebettet, *Harpoceras Beyrichi* SCHLÖNB., sowie *Grammoceras aalense* ZIET. und *Grammoceras mactra* DUM., die eigentlichen Leitfossilien der Zone, auf. Zwar habe ich selbst bislang *Grammoceras aalense* nicht beobachtet, doch sind in der WAGENER'schen Sammlung eine größere Anzahl dieser Art vorhanden, die nach der Etikettierung nur dieser Schichtenfolge entstammen können. Außer diesen Dumortierien und Grammoceraten enthalten die Toneisensteingeoden noch eine Anzahl von Bivalven, unter denen die kleine *Modiola minima* ROEM. zuweilen eine massenhafte Entwicklung zeigt. Im übrigen setzt sich die Bivalven-Fauna folgendermaßen zusammen:

Inoceramus fuscus QU.
Posidonomya Bronni VOLTZ
Leda acuminata ZIET.
» *aequilatera* DKR. und K.
Cucullaea concinna PHILL.
Tancredia dubia SEEB.

Thracia Roemeri Dkr. und K.
Gresslya recurva Goldf.

Unterer Dogger.

Opalinustone (Dogger α).

Die jüngste Stufe des vorherrschend aus Liasschichten bestehenden Falkenhagener Grabens bildet der Dogger α oder die Opalinustone. Sie folgen im Silbersiek, in sich selbst muldenförmig gelagert und dadurch eine verhältnismäßig breite Fläche einnehmend, normal auf die *Aalense*-Schichten und werden auf der südlichen Seite entlang dem Bruchrande des Grabens um viele hundert Meter gegen das Keupergebirge verworfen. In der Jurascholle südöstlich von Rischenau an der sog. »Waldwiese« dürften dieser Zone die innerhalb der Grabenversenkung am südlichsten an der Randverwerfung gelegenen Schichten angehören, die auf der anderen Seite ebenfalls gegen den Lias durch eine Verwerfung abgeschnitten werden, während ihre Lagerung gegenüber den an der Landstraße und in einer kleinen Tongrube aufgeschlossenen *Aalense*-Schichten nicht ganz klar ist.

Die Opalinustone liegen im Silbersiek in einer Mindestmächtigkeit von ca. 50 m über Tage. Etwa im Muldentiefsten vorhandene jüngere Doggerschichten konnten nicht nachgewiesen werden. Es sind schwärzlichgraue Schiefertone mit zahlreichen harten und tiefdunkel gefärbten Toneisensteingeoden, die nicht selten bankartig anschwellen.

Im Gegensatz zu dem Oberen Lias läßt die untere Doggerstufe leider keine so klare Zonengliederung erkennen, da sie verhältnismäßig fossilarm ist. Selbst die Toneisensteingeoden enthalten nur gelegentlich Fossilien, unter denen der *Inoceramus fuscus* Qu. noch am meisten hervortritt. Auch alle übrigen für die *Opalinus*-Tone bezeichnenden Arten, wie *Lioceras opalinum* Rein., *Dumortieria radiosa* Seeb., *Lytoceras torulosum* Schübl., *Oxynoticeras affine* Seeb., *Harpoceras Beyrichi* Schlönb. und *Trigonia navis* Lam. konnten wohl nachgewiesen werden, aber doch nur in beschränkter Anzahl und z. T. in verrollten Geoden,

deren ursprüngliche Lagerstätte nicht festzustellen war. Dazu kommt, daß auch für die in den bearbeiteten Sammlungen befindlichen Stücke eine nähere Horizontierung nicht mehr möglich ist. Immerhin konnte ich doch einige Beobachtungen machen, die mir für die Stratigraphie dieser Stufe von Wert erscheinen.

Die z. T. in verrollten Geoden gefundenen Lioceraten und Harpoceraten besitzen im allgemeinen nur recht geringe Dimensionen. Soweit sie im unteren und untersten Teil der *Opalinus*-Schichten im Anstehenden sicher festgestellt wurden, handelt es sich um *L. opalinum* var. *comptum* Buckm. und um besonders engnablige und hochmündige Formen, die ich zu *Harp. Beyrichi* stellen möchte. In den tieferen Schichten der Stufe befindet sich ferner in der Osterhagengrund unweit der Randverwerfung eine andere Fundstelle, an der in gemeinsamem Lager, wenn auch nur in Gestalt von Bruchstücken, nachgewiesen werden konnten *Lytoceras torulosum* Schübl., *Dumortieria radiosa* Seeb., sowie eine Reihe flacherer Formen, die zu *Grammoceras mactra* Dum. bezw. *Moorei* Lyc. überleiten oder gar diese Arten selbst repräsentieren. Von besonderem Interesse ist ferner noch das Auftreten der in der Wagener'schen Sammlung in mehreren Exemplaren befindlichen *Trigonia navis* Lam. an der Waldwiese südöstlich von Rischenau, also an einer Stelle, die dem Aufschluß der *Aalense*-Schichten unmittelbar benachbart liegt und danach — regelmäßige Lagerung vorausgesetzt — ebenfalls der unteren Zone der *Opalinus*-Schichten angehören müßte. Nun liegen allerdings gerade in diesem Gebiete die Schichten stärker gestört, so daß das vorzeitige Auftreten der *Trigonia navis* auch durch einen Ausfall der tieferen *Opalinus*-Schichten infolge einer Verwerfung bedingt sein könnte.

Bei den bislang teils im Anstehenden, teils in verrollten Geoden gefundenen *Lioceras*-Formen handelt es sich durchweg um kleinwüchsige Exemplare, die den von Buckman aufgestellten Unterarten des *L. opalinum*, wie *L. comptum* und *lineatum*, entsprechen dürften und die nach Stolley ebenfalls für die untere Zone der *Opalinus*-Schichten charakteristisch sind. Das eigentliche *Lioceras opalinum* typ. Rein. ist bisher noch nicht beobachtet worden.

Es ist daher noch eine offene Frage, ob und in welchem Umfange innerhalb der gegen 50 m mächtigen *Opalinus*schichten über der durch die genannten Arten gekennzeichneten unteren Zone noch eine höhere, selbständige Zone mit *L. opalinum* typ. entwickelt ist.

II. Vergleichende stratigraphische Betrachtungen.

Nachdem wir im Vorhergehenden den Oberen Lias und Unteren Dogger bei Falkenhagen kennen gelernt haben, ist es von Interesse, die Entwicklung dieser Schichten mit derjenigen der Nachbargebiete zu vergleichen. Es handelt sich da vor allem um die braunschweigisch-hannoverschen Vorkommen im nördlichen Harzvorlande und im Bereiche der Hilsmulde, die uns durch die Untersuchungen von Denckmann[1]), Steuer[2]), Stolley[3]) Wunstorf[4]) und Schröder[5]) näher bekannt geworden sind. Dazu kommt noch ein weiter im Westen am Wiehengebirge unweit der Porta gelegener Aufschluß des Oberen Lias, über den v. See[6]) vor kurzem berichtet hat.

Posidonienschiefer.

Die Posidonienschiefer von Falkenhagen dürften im wesentlichen der mittleren Zone der Posidonienschiefer Denckmann's, den »mächtigen bituminösen Schiefern ohne kalkige Einlagerungen« entsprechen, die aber gleichwohl an der Basis noch — genau wie bei Falkenhagen — bituminöse Kalkbänke führen, in denen *Coeloceras commune* Sow., *Pseudomonotis substriata* Goldf. und bei Salzgitter auch *Hildoceras bifrons* Brug. auftreten. Die untere Zone Denckmann's, in mehrere Unterhori-

[1]) Denckmann, Über die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten. Abh. geol. Spezialkarte Preußen, Bd. 8, Heft 2, 1887. — Studien im deutschen Lias, a. a. O.

[2]) Steuer, Doggerstudien. Jena 1897.

[3]) Stolley, a. a. O.

[4]) Wunstorf, Die Fauna der Schichten mit *Harp. dispansum* vom Gallberg bei Salzgitter. Dies. Jahrb. f. 1904, Bd. 25, S. 488 ff.

[5]) Schröder, Erl. zu d. Bl. Goslar, Salzgitter, Harzburg.

[6]) v. See, Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 30, S. 634—637. 1910.

zonte mit 1. *Lyt. Siemensi* Denckm. und *Harp. Schröderi* Denckm., 2. *Harp. capillatum* Denckm., 3. *Harp. boreale* Seeb. und *elegans* Sow., 4. *Harp. capellinum* Schloth. und *serpentinum* Rein. zerfallend, ist im Profil von Falkenhagen dadurch angedeutet, daß das für den obersten Horizont bezeichnende *Harp. capellinum* (= *exaratum* Y. und B.) auch bei Falkenhagen in den alleruntersten Bänken allerdings zusammen mit *Hildoceras bifrons* Brug. auftritt. Schon Wagener hat dies gemeinsame Vorkommen der beiden genannten Ammoniten in der untersten Bank unterhalb seiner *Orbicula*-Bank festgestellt, während er aus den hangenden Bänken *Hildoceras bifrons* Brug. (= *Walcotti*) allein anführt. Eine eigentliche Zone mit *Harp. capellinum* läßt sich danach in unserem Falle von der *Bifrons*-Zone nicht mehr abtrennen, und von den tieferen Bänken und ihren Faunenelementen ist bei Falkenhagen überhaupt nichts mehr zu merken.

Striatulum- und Dispansum-Zone.

Über den eigentlichen Posidonienschiefern unterschied bekanntlich Denckmann die sog. »Dörntener Schiefer«, die in ihrer vollen Entwicklung als besonderer Horizont auf das Gebiet des Salzgitterschen Höhenzuges beschränkt sind und sich in diesem Gebiet zwischen die Posidonienschichten und *Jurensis*-Mergel einschieben. Die Hauptleitformen für diese Dörntener Schiefer sind zunächst für die beiden unteren Bänke *Harp. doerntense* Denckm. und *navis* Dum, für die dritte Bank *Hamm. illustre* Denckm. und für die oberste Bank *Harp. striatulum* Sow.

Von diesen Bänken hat nun aber die oberste Bank mit *Harp. striatulum*, wie Stopley ausführlicher nachweist, eine derartige, über die lokale Entwicklung der Dörntener Schiefer weit hinausgehende Verbreitung, daß sie besser von diesen abzutrennen und den *Jurensis*-Mergeln als tiefste Zone zuzuweisen ist. Das Falkenhagener Profil bestätigt diese Feststellungen Stolley's durchaus. Auf die Posidonienschiefer, in deren oberen weichen, bituminösen Mergeln *Posidonia Bronni* und *Inoceramus dubius* in großer Menge auftreten, folgt unmittelbar die Bank mit *Gramm. striatu-*

lum, bezw. *toarcense*, während die tieferen Bänke der Dörntener Schiefer auch hier fehlen. Von den für diese tieferen Bänke bezeichnenden Ammoniten kommen in der *Striatulum*-Bank keine mehr vor bis auf *Haugia Eseri* Opp., die nach Stolley ihr Lager in der dritten Bank unmittelbar unter der *Striatulum*-Zone haben soll, die aber bei Falkenhagen auch noch in dieser höheren Zone in einigen Exemplaren sich gefunden hat und die — nach einem Fund zu urteilen — sogar noch in die nächstfolgende Zone des *Gr. dispansum* gelegentlich hinaufgeht. Das spärliche Vorkommen von *Haugia Eseri* Opp. in der Falkenhagener *Striatulum*-Bank würde also die einzige Andeutung der Dörntener Schiefer und zwar der Dörntener Schiefer im engeren (Stolley's) Sinne sein. Auf der anderen Seite steht aber das weit häufigere Auftreten von *Lytoceras jurense* Ziet. in der *Striatulum*-Bank, das seine Hauptentwicklung dann in der *Dispansum*-Zone erreicht, und dies ist für mich ein weiterer Grund, dem Vorgange Stolley's zu folgen und die *Jurensis*-Mergel bereits mit der *Striatulum*-Bank beginnen zu lassen.

Die in der *Striatulum*-Bank so massenhaft auftretenden Grammoceraten aus der Formenreihe *G. striatulum* und *toarcense* sind in der nächsthöheren Bank bereits völlig verschwunden. An ihre Stelle treten als Leitformen *Grammoceras dispansum* Lyc., nach dem die Bank benannt wird, bezw. seine Abart *dispansiforme* Wunst. und daneben wohl ebenso häufig *Hammatoceras insigne* Schübl. und *Gr. fallaciosum* Bayle. Es sind dies Formen, die nach Stolley und Wunstorf für diese Zone auch im Vorlande des Harzes sowie am Ith bezeichnend sind.

Wie faunistisch so herrscht auch petrographisch in mancherlei Hinsicht eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit den übrigen norddeutschen Vorkommen dieser beiden interessanten Zonen. Zwar habe ich die für diese Schichten im Harzvorlande besonders charakteristischen Phosphoritknollen bislang im Falkenhagener Gebiet nicht beobachtet. Stattdessen macht sich ein starker Gehalt an Schwefelkies in dem Falkenhagener Vorkommen geltend, der in der *Dispansum*-Zone nur in Form vereinzelter Knollen vorhanden, in der

Striatulum-Zone dagegen zu einer regelrechten Erzbank von 0,20—0,25 m Dicke angereichert ist. Im Bereiche des Weserberglandes scheint nach den Angaben in der Literatur und eigenen Beobachtungen ein gewisser Schwefelkiesgehalt überhaupt eine bezeichnende Eigenheit der *Striatulum*-Bank zu sein, wenngleich eine flözartige Anreicherung dieses Erzes bisher nur an zwei Stellen, einmal bei Falkenhagen und ferner bei Dehme am Wiehengebirge unweit der Porta, festgestellt ist und in beiden Fällen Anlaß zu bergbaulichen Versuchen gegeben hat. In diesem Zusammenhange sei auch der im Wesergebiet nicht seltenen Schwefelwasserstoffquellen gedacht, die ihren Schwefelgehalt nicht allein den Posidonienschiefern, sondern z. T. sicherlich, wenn nicht in der Hauptsache der *Striatulum*-Zone entnehmen.

Zeichnet sich schon die *Striatulum*-Bank durch eine vielfach feinoolithische Struktur ihrer Schwefelkiessubstanz aus, so tritt diese besonders deutlich bei der oberen Bank auf, die von einzelnen größeren, oftmals stark glänzenden Oolithkörnern unregelmäßig durchsprengt ist. Es ist dies eine Eigentümlichkeit der *Dispansum*-Bank, die auch von den anderen Autoren, wie Stolley, Wunstorf und Schröder, erwähnt wird und ganz allgemein zu sein scheint. Entsprechend der vorwiegend kalkigen Zusammensetzung der Bank sind es meist Kalkoolithe, an deren Aufbau sich aber auch der Schwefelkies in einzelnen konzentrischen Lagen öfters mitbeteiligt.

Eine weitere bemerkenswerte und allgemeinere Strukturform der beiden Bänke ist schließlich ihre vielfach brecciöse Beschaffenheit. Auf diese ja schon seit langem bekannte Konglomeratfacies der *Jurensis*-Mergel hat neuerdings wieder Stolley [1]) besonders hingewiesen und unter der Bezeichnung »Schlewecker Breccie« eine die *Dispansum*-Zone umfassende interessante Bildung näher beschrieben, in der das brecciöse Gefüge und die Zertrümmerung der einzelnen Fossilien einen besonders hohen Grad zeigt. Eine ähnliche brecciöse Struktur, wenn auch nicht von der extremen Form der Schlewecker Breccie, zeichnet nun auch manche Par-

[1]) Stolley, a. a. O. S. 297—298.

tien sowohl innerhalb der *Striatulum*- wie *Dispansum*-Bank bei Falkenhagen aus und bedingt damit wiederum einen schärferen Schnitt zwischen diesen beiden Bänken als Basalzonen der *Jurensis*-Mergel einerseits und den Posidonienschiefern andererseits. Sie gibt sich vor allem in der fragmentären Form vieler Ammoniten und Belemniten zu erkennen und macht sich weiter bei der *Striatulum*-Bank oft darin geltend, daß kleine Brocken des liegenden Posidonienschiefers in der Gesteinsmasse mitstecken, während die *Dispansum*-Bank nicht selten aus einem Haufwerk einzelner Brocken besteht, in die sie dann beim Anschlagen leicht zerfällt.

Die konglomeratartige Beschaffenheit beider Bänke weist sicherlich auf gewisse Abrasionsvorgänge bei Beginn der *Jurensis*-mergelzeit hin, und da überdies die Dörntener Schiefer, die sich im Salzgitterschen Höhenzuge zwischen die Posidonienschiefer und *Jurensis*-Mergel einschieben, in unserem Gebiete fehlen, so liegt es zunächst nahe, anzunehmen, daß diese Schichten bei der Abrasion zerstört worden sind. Ein sicherer Beweis für diese Auffassung liegt allerdings nicht vor. Auf die nachträgliche Aufarbeitung des Untergrundes weisen nur die einzelnen Posidonienschieferbrocken hin, die der *Striatulum*-Bank gelegentlich eingebettet sind. Im übrigen aber handelt es sich bei den Bänken immer nur um eine Breccie der Gesteinsmasse der betreffenden Bank selbst und um eine Zertrümmerung der für die Bank charakteristischen Leitformen. An älteren Leitfossilien wären höchstens die paar Exemplare von *Haugia Eseri* Opp. zu nennen, die sich in der *Striatulum*-Bank gefunden hat und die sonst für die nächsttiefere Bank der Dörntener Schiefer leitend sein soll. Aber gerade diese Art liegt uns in vollständig erhaltenen Exemplaren vor und macht gerade nicht den Eindruck, daß sie umgelagert ist und auf sekundärer Lagerstätte sich befindet. Ich möchte daher eher glauben, daß die Dörntener Schiefer in ihrer typischen Facies im Falkenhagener Gebiet überhaupt nicht zur Ausbildung gelangt sind und vielleicht durch die obersten, an kalkigen Einlagerungen freien bituminösen Schiefertone vertreten werden, und daß die brecciösen Partieen der beiden Bänke im wesentlichen nur eine Wiederauf-

arbeitung des unmittelbar zuvor sedimentierten Materials unter der Einwirkung stärkeren Wellenschlags in dem jedenfalls recht flachen Meere bezeichnen, fehlen doch auch im Liegenden zwischen Posidonienschiefern und Amaltheentonen die DENCKMANN'schen Zonen mit *Harp. boreale*, *elegans*, *capillatum* usw, ohne daß irgendwelche Anhaltspunkte für eine Abrasion dieser Schichten vorhanden wären. Daß diese Aufarbeitung zuweilen auch einmal etwas tiefere Schichten mit ergriffen hat, zeigen die erwähnten Posidonienschieferbrocken der *Striatulum*-Bank, während bei der *Dispansum*-Bank selbst diese stärkere Form der Abrasion fehlt, da sie stets die in ihrem Umfang ziemlich konstant bleibende *Striatulum*-Bank unmittelbar überlagert und völlig frei von irgendwelchen sekundär umgelagerten *Striatulum*- bezw. *Toarcense*-Arten ist, die die untere Bank in so reichem Maße erfüllen. Es scheint mir danach kein Grund vorzuliegen, die Gebilde der *Striatulum*- und *Dispansum*-Zone für ein eigentliches Transgressionskonglomerat zu halten und für das Falkenhagener Gebiet die unmittelbare Nähe der Küste anzunehmen, über die das Meer der *Jurensis*-Mergel vorgedrungen ist, ich möchte darin nur ein submarines, durch Tiefenwirkung der Brandungswogen entstandenes Abrasionsprodukt sehen. Ob diese Verhältnisse bei den Vorkommen am nördlichen Harzrande anders liegen, will ich nicht entscheiden. Dafür könnte zunächst der zuweilen stärkere Effekt der Abrasion speziell bei der *Dispansum*-Bank sprechen, die nach DENCKMANN in der Gegend von Salzgitter diskordant auf Posidonienschiefern wie auf tiefsten Dörntener Schiefern lagert und besonders gern Bruchstücke von *Gr. striatulum* SOW. auf sekundärer Lagerstätte führt. Andererseits ist auffallend, daß die »Schlewecker Breccie« STOLLEY's trotz ihrer hochgradigen konglomeratischen Ausbildung keine fremdartigen, sondern nur solche Formen enthält, die dieser Zone eigentümlich sind, und ohne irgendwelche Schichtenlücke der *Striatulum*-Bank aufruht, also wiederum ein Verhalten zeigt, welches die von mir gegebene Deutung wohl am besten erklärt.

Aalense-Zone.

Die oberste Zone der *Jurensis*-Mergel, die *Aalense*-Zone, erlangt bei Falkenhagen eine besonders große Mächtigkeit von 20—25 m und zeichnet sich durch eine Vergesellschaftung der für sie in erster Linie leitenden Grammoceraten, nämlich *aalense* Ziet. und *mactra* Dum., mit Dumortierien aus. Dieses Verhalten der *Aalense*-Zone steht in einem gewissen Gegensatz zu ihrer Entwicklung in der weiteren Umgebung von Hildesheim und Braunschweig, wie wir sie der Stolley'schen Arbeit entnehmen. Nach Stolley kommen nämlich die Dumortierien, *sparsicosta* und *striatulo-costata*, die bei Falkenhagen durch die ganze, 20—25 m mächtige *Aalense*-Zone hindurchgehen, im Gebiete von Gretenberg-Sehnde sowie bei Braunschweig in der liegenden *Dispansum* Bank gemeinsam mit *Grammoceras dispansum* vor und beherrschen hier an Stelle der Harpoceraten und Lytoceraten die Zone, während sie in der folgenden *Aalense*-Zone selbst bereits völlig verschwunden sind. Allerdings ist die *Aalense*-Zone in diesen Gebieten im Gegensatz zu ihrer mächtigen Entwicklung bei Falkenhagen so zusammengeschrumpft — östlich und nordöstlich von Braunschweig beträgt die gesamte *Jurensis*-Stufe nur noch 1—2 Fuß — daß vielleicht schon aus diesem Grunde eine scharfe Auseinanderhaltung der einzelnen Leitformen nach Horizonten nicht möglich ist. Auch stehen mit Stolley's Auffassung die Mitteilungen Hoyer's[1]) in Widerspruch, der in einem anderen Aufschluß bei Sehnde in ein und derselben Bank ebenfalls die gleiche Faunengemeinschaft von Dumortierien, *Harp. Beyrichi* und *Grammoceras aalense*, wie wir sie bei Falkenhagen kennen gelernt haben, festgestellt hat. Ganz analog liegen auch die Verhältnisse bei Dehme am Wiehengebirge, wo nach v. See[2]) die Dumortierien-Schichten, die hier zu unterst in erster Linie *Moorei*- und *costula*-ähnliche Arten führen, als

[1]) Hoyer, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Sehnde. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 54, 1902, S. 110—122. — Die Schichten an der Hangendgrenze des Lias bei Sehnde und Gretenberg. Centralbl. f. Min. 1911, S. 145 ff.

[2]) a. a. O.

höherer Horizont von der *Striatulum-Dispansum*-Zone getrennt sind und höher hinauf dann gleichfalls *Dumortieria costula*-ähnliche Formen zusammen mit *Gr. aalense* ZIET. enthalten.

Opalinus-Schichten.

Zum Vergleich mit den Falkenhagener *Opalinus*-Schichten erscheinen die am nächsten benachbarten Vorkommen am Ith und Hils besonders wichtig, über die STOLLEY unter Bezugnahme auf die Untersuchungen von STEUER[1]) und MASCKE[2]) ausführlicher berichtet. Nach STOLLEY's Auffassung ist die Entwicklung der genannten Stufe derart, daß die die Basis des Doggers bildende Zone mit *Dumortieria radiosa* und *Oxynoticeras affine*, die im Osten nur schwach angedeutet ist oder überhaupt fehlt, in westlicher Richtung auf Kosten der liegenden *Aalense*-Schichten und der hangenden Schichten mit *Lioceras opalinum* typ. an Bedeutung immer mehr zunimmt. Die größte vertikale Ausdehnung zeigt sie in der Hilsmulde, und mit dieser starken Entwicklung ist zugleich eine Vermengung ihrer Faunenelemente sowohl mit denjenigen der *Aalense*-Zone wie der eigentlichen *Opalinus*-Zone verbunden, wie sie vor allem durch das gemeinsame Auftreten von *Dumortieria radiosa* und *Oxynoticeras affine* mit *Trigonia navis* einerseits und flachen *mactra* bezw. *Moorei*-ähnlichen Formen andererseits gekennzeichnet wird. Analoge Beobachtungen über Faunenvermischung hat HOFFMANN[3]) im Gebiete von Sehnde-Gretenberg gemacht; nach ihm soll dort *Gr. aalense* ZIET. sogar bis in die Zone des *Lioceras opalinum* typ. hinaufgehen.

Ein ähnliches Verhalten in faunistischer Beziehung zeigen nun auch, wie wir sahen, die unteren Doggerschichten bei Falkenhagen. An der einen Stelle konnte ich in ein und demselben Schichtenkomplex neben dem für die unteren *Opalinus*-Tone besonders charakteristischen *Lytoceras torulosum* SCHÜBL. eine Menge

[1]) STEUER, Doggerstudien, Jena 1897.

[2]) MASCKE, Die *Stephanoceras*-Verwandten in den Coronaten-Schichten von Norddeutschland. Göttingen 1907, S. 9.

[3]) HOFFMANN, Stratigraphie und Ammoniten-Fauna des Unteren Doggers in Sehnde. S. 37 ff. Göttingen 1910.

Bruchstücke von teils dicken, teils flacheren Dumortierien bezw. Harpoceraten sammeln, die einerseits der *Dumortieria radiosa* Seeb. angehören, andererseits Zwischenformen zwischen dieser und den Harpoceraten des Oberen Lias, namentlich *H. mactra* bezw. *Moorei*, bilden oder gar die letzteren Arten selbst repräsentieren mögen, während ich an einer anderen Stelle in den untersten Schichten der Stufe *Lioceras opalinum* var. *comptum* Buckm. und *Harpoceras Beyrichi* Schlönb. nachweisen konnte, von denen die letztere Art gleichfalls sowohl den *Aalense*-Schichten wie den unteren *Opalinus*-Schichten gemeinsam zu sein scheint, wie das auch Stolley gegenüber der Aufstellung der »*Beyrichi*-Zone« durch Hoyer besonders hervorhebt. Ich wies ferner bereits auf die unmittelbare Nachbarschaft der Schichten mit *Trigonia navis* Lam. und der Dumortierien-Schichten des Oberen Lias an der Waldwiese bei Rischenau hin, die für ein Übergreifen der *Trigonia navis* auf die untere *Opalinus*-Zone sprechen könnte. Doch erscheinen gerade in diesem Gebiete die Verhältnisse wegen der gestörten Tektonik der Schichten nicht eindeutig. Ein Anschwellen der im ganzen gegen 50 m mächtigen *Opalinus*-Schichten auf Kosten der *Aalense*-Zone, wie es Stolley in der Hilsmulde erkannt zu haben glaubt, läßt sich allerdings nicht feststellen, da auch die letztgenannte Zone gerade bei Falkenhagen im Gegensatz zu ihrer Entwicklung im Osten recht umfangreich ist und 20—25 m mißt. Ob und wie weit die genannten Leitformen der unteren *Opalinus*-Schichten auch noch in die höheren *Opalinus*-Schichten mit *Lioceras opalinum* typ. Rein., welche Art noch nicht gefunden werden konnte, fortsetzen, und in welchem Umfange überhaupt diese höhere *Opalinus*-Zone entwickelt ist, war bislang nicht zu entscheiden.

Druckfertig abgeschlossen am 16. April 1920.
Druck verfügt am 1. September 1920.

Über Inoceramus cardissoides auct.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Goldfuss[1]) beschrieb 1836 aus dem Mergel des Salzbergs bei Quedlinburg, dessen reiche Fauna Giebel[2]), Brauns[3]) und Burmester[4]) bekannt gemacht haben, neben anderen Bivalven zwei Inoceramen: *Inoceramus lobatus* Münst. und *In. cardissoides* Goldf., welch' letzterem G. Müller[5]) den Wert eines Zonenfossils beilegte.

Woods[6]) legte in seinem Werke, worin er die Lamellibranchiaten der Kreideformation Englands behandelte, seiner Darstellung des *Inoceramus cardissoides* Goldf. G. Müllers Abbildung[7]) aus dem Kalk bezw. Mergel über dem Eisensteinconglomerat bei Ilsede zugrunde. Sie weist jedoch so wesentliche Unterschiede gegenüber der bildlichen Wiedergabe ihres Urhebers Goldfuss auf, daß die Identifizierung nicht aufrecht erhalten werden kann.

---

[1]) Goldfuss, Petrefacta Germaniae, Bd. 2, S. 112, Taf. 110, Fig. 3a, b bezw. 2a, b.

[2]) Giebel, De geognostica septentrionalis Hercyniae fastigii constitutione. 1848.

[3]) Brauns, Die senonen Mergel des Salzbergs bei Quedlinburg. Zeitschr. ges. Naturwiss., Bd. 46. 1875.

[4]) Burmester, Die Molluskenfauna des Salzbergs. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. 35, Teil II. 1916.

[5]) G. Müller, Über die Gliederung der *Actinocamax*-Kreide im nordwestlichen Deutschland. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 52, Verhdl. S. 39. 1900.

[6]) Woods, A monograph of the cretaceous lamellibranchia of England. Vol. II, S. 302, Textfig. 59, Palaeont. Soc. 1911.

[7]) G. Müller, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 25, S. 44, Textfig. 11. 1898.

Goldfuss charakterisierte

Inoceramus cardissoides

in folgenden Sätzen:

»Der Umriß dieser ausgezeichneten Art ist ein spitziges Dreieck. Der hochgewölbte, schmale Rücken verläuft in einen schlanken, hakenförmigen Winkel. Die ganze vordere Seite ist gerade abgeschnitten und bildet eine ebene, etwas gerunzelte Fläche. An der hinteren Seite geht der Rücken in eine steile Abdachung über, welche durch eine vom Wirbel herablaufende Erhebung in zwei flache Hohlkehlen geteilt wird. Die erhabene Rückenfläche hat 10—12 hohe, schief von vorn nach hinten regelmäßig verlaufende Rippen, in deren konkaven Zwischenräumen einige kleinere bemerklich sind. Beide setzen sich als regelmäßige Falten über die beiden Abdachungen fort, sind aber nur auf der Rückenfläche durch ausstrahlende, flache Rippen durchkreuzt, so daß sie dort ein knotiges Ansehen erhalten. Die Schloßlinie scheint kurz zu sein, um einen spitzigen Winkel zu bilden«.

A. Römer[1]) fügte bezüglich der Skulptur hinzu, daß »die stärkeren Falten mit 3 bis 4 schwächeren abwechseln, alle durch Längslinien wellenförmig geworden sind«.

Nach Schlüter[2]) deuten westfälische Stücke auf Fußgröße und mehr hin. »Einzelne Stücke scheinen anzudeuten, daß die Muschel geflügelt war und eine verhältnismäßig lange Schloßlinie besaß. Die Wirbel liegen vorn und treten nicht vor«.

A. Römer sah *In. cardissoides* Goldf. als eine Abart des *In. lobatus* Münst. an; einige Autoren vereinigten beide Formen. Jedoch der schmal keilförmige Schalenkörper, die gegen ihn der ganzen Höhe nach mit einer Kante scharf abgesetzte und hoch senkrecht abfallende Vorderseite sowie der gegen den Flügel stufig abgesetzte hintere Schalenteil und die Skulptur kennzeichnen *In. cardissoides* Goldf. als eine durchaus selbständige Art.

---

[1]) A. Roemer, Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, S. 63. 1841.

[2]) Schlüter, Kreide-Bivalven. Zur Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica, Bd. 24, S. 274. 1877.

Von ihm unterscheidet sich die von G. Müller als *In. cardissoides* Goldf. abgebildete Form durch breiteren Schalenkörper, der zum Vorderrande nur in der Wirbelpartie steil und senkrecht, weiterhin abwärts im Bogen abfällt und dadurch gewölbter erscheint, durch abweichenden Schwung der konzentrischen Rippen, wie ein Blick auf die Abbildungen des *In. cardissoides* seitens Goldfuss einerseits, G. Müller und Woods andererseits zeigt, ferner »durch die Abschnürung des hinteren Teils jeder Klappe mittels einer gegen den Unterrand hin immer mehr an Tiefe und Breite zunehmenden Längsfurche, und dadurch daß die radialen Rippen auch den hinten abgeschnürten Teil der Schale bedecken«[1]).

Die Form G. Müllers und Woods ist

Inoceramus subcardissoides Schlüt.,

der mit *In. cardissoides* Goldf. »durch die Ornamentik, die scharf ausgeprägten radialen Rippen, welche konzentrische Falten kreuzen, verwandt ist«[2]).

Die Erkennung der Übereinstimmung des von G. Müller abgebildeten Vorkommens mit *In. subcardissoides* Schlüt. wird einmal durch den Umstand erschwert, daß Schlüter den untern Teil eines sehr großen Exemplars — »die Art gehört nach Schlüter zu den größten des Geschlechts, da sie über fußgroß wird« — wiedergegeben hat, während das Ilseder Exemplar der oberen Schalenpartie angehört, und zweitens dadurch, daß an diesem die die hintere Furche gegen den Flügel begrenzende, radial gerippte Kante nicht erhalten ist.

In die Synonymenliste des *In. subcardissoides* Schlüt. ist sehr wahrscheinlich *In.*cf. *lezennensis* Décocq[3]) aus der Zone des *Micraster cor anguinum* bei Sens aufzunehmen.

Der Fund eines *In. subcardissoides* Schlüt. in der Tiefbohrung Oploo in der Provinz Nord-Barbant überbrückt die Lücke zwischen den erwähnten Vorkommen dieser Art in England und Nordfrankreich einerseits und denen in Deutschland andererseits. Ihre weite Verbreitung eignet sie als Leitfossil.

[1]) Schlüter, *Inoceramus*, S. 271.

[2]) Schlüter, Ebenda.

[3]) Peron, Notes pour servir à l'histoire du terrain crétacé dans le sud-est du bassin anglo-parisien, S. 160, Taf. 1, Fig. 1. 1887.

In. cardissoides Goldf. kommt gegenüber *In. subcardissoides* Schlüt. bei Ilsede anscheinend selten vor; die Geologische Landessammlung zu Berlin besitzt nur ein unvollständiges Exemplar.

Dames[1]) und Schroeder[2]) gaben *In. cardissoides* Goldf. unter den senonen Geschieben aus der Umgegend von Königsberg an. Des Ersteren Angabe konnte nicht nachgeprüft werden, da die Exemplare hierfür nicht, wie Herr Dr. Dietrich mir mitteilte, im Museum für Naturkunde zu Berlin aufbewahrt werden. Auf Grund der Zeichnung, welche Schroeder gab, hat Woods[3]) dessen Form mit seinem *In. tuberculatus* vereinigt, welche Identifizierung zwei Exemplare von Lauth bei Königsberg, die die Geschiebesammlung des Geologischen Landesmuseums besitzt, bekräftigen. In dieser sind von derselben Fundstelle *In. cardissoides* Goldf., *In. subcardissoides* Schlüt. und *In. tuberculatus* Woods vertreten.

Schließlich führte Wollemann[4]) aus dem Emscher Lüneburgs *In. subcardissoides* Schlüt. mit Vorbehalt, aus dem Granulaten-Senon daselbst *In. cardissoides* Goldf. auf. Da er bei letzter Art G. Müller's Figur mit heranzieht, so dürfte in ihr wahrscheinlich auch *In. subcardissoides* Schlüt. mit einbegriffen sein.

Der unvollständige Abdruck eines von Wollemann als *In. subcardissoides* angesprochenen Inoceramen, an dem »die Radialrippen und konzentrischen Falten näher nebeneinander stehen und schmäler als bei dem Schlüter'schen Originale sind, wogegen die für diese Art charakteristische tiefe, breite Furche nicht wahrzunehmen ist«[5]), erweist sich nach einem Gipsabguß als *Inoceramus pinniformis* Willett[6]), ebenso ein »zweiter, ebenfalls sehr unvoll-

---

[1]) Dames, Über senone Geschiebe aus der Gegend von Königsberg in Preußen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 30, S. 686. 1878.

[2]) Schroeder, Über senone Kreidegeschiebe der Provinzen Ost- und Westpreußen. Ebenda, Bd. 34, S. 271, Taf. 16, Fig. 1. 1882.

[3]) Woods, Cret. lamellibr. England, S. 302, Taf. 54, Fig. 8, Textfig. 59.

[4]) Wollemann, Die Fauna der Lüneburger Kreide. Abdl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 37, S. 70, 71. 1902.

[5]) Wollmann, Lüneburg, S. 70.

[6]) Woods, Cret. lamellibr. England, S. 338, Textfig. 96.

ständiger kleiner *Inoceramus* mit teilweise erhaltener Schale«[1]), der mit dem Gipsabguß aus der Stümcke'schen Sammlung in den Besitz der Preußischen Geologischen Landesanstalt übergegangen ist.

Schlüter[2]) sprach die Vermutung aus, daß *In. cardissoides* Goldf. auch am Sudmerberg sich findet; v. Haenlein[3]) hat diese Art von hier als *In. transversoplicatus* v. Haenl. erwähnt, wie im Geologischen Landesmuseum liegende Exemplare seiner Sammlung dartun.

Es fallen demnach in die Synonymie des

In. subcardissoides Schlüt. = *In. cardissoides* G. Müll. u. Woods, non Goldf.

In. tuberculatus Woods = *In. cardissoides* Schroed., non Goldf.

In. pinniformis Willett = *In. subcardissoides* Wollem., non Schlüt.

In. cardissoides Goldf. = *In. transversoplicatus* v. Haenl.

In. cardissoides ist aus Ostpreußen, der subhercynen Mulde, Westfalen und Schonen[4]) überall aus küstennahen Ablagerungen bisher bekannt geworden.

Die Gleichklappigkeit, die keilförmige Gestalt des Schalenkörpers mit dem an die Spitze gerückten Wirbel, der bei einigen Arten (wie *In. cardissoides* Goldf. und *In. nasutus* Wegn.) steile Abfall der Vorderseite deuten darauf hin, daß diese Formengruppe, für die Verfasser[5]) den Namen *Sphenoceramus* in Vorschlag brachte, einen Byssus besaß, mit dem sie sich an Treibholz oder an die Stützwurzeln von Bäumen, die ähnlich den heutigen Mangroven sich an brandungslosen Küsten erhoben, festhefteten[6]). Dies bestätigt das Vorhandensein eines Byssusausschnitts an *In. nasutus*

[1]) Wollmann, Lüneburg, S. 70.

[2]) Schlüter, *Inoceramus*, S. 275.

[3]) v. Haenlein, Vorlage einer Anzahl von in Blankenburg a. H. und Umgegend aus den Horizonten der Mittleren subhercynischen Kreide aufgefundenen Versteinerungen. Corr.-Bl. Naturw. Ver. Prov. Sachsen u. Thüringen, S. 34. 1890.

[4]) Moberg, Cephalopoderna i Sveriges kritsystem. I. Sveriges kritsystem systematiskt framställdt, S. 29. 1884.

[5]) Joh. Böhm, Vorlage von Inoceramen aus dem subhercynen Emscher und Untersenon. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 67, Monatsber., S. 183. 1915.

[6]) Vergl. Harbort, Diskussionsbemerkung zu Joh. Böhm: Inoceramen subhercyn. Emscher. Ebenda, S. 183.

Wegn. aus dem Heidelbergsandstein bei Blankenburg a. H. und dürfte auch für *In. cardissoides* Goldf. zutreffen, wenngleich Schlüter bemerkt, daß die Schalenränder sich unmittelbar aufeinander legen.

Neben dieser schlanken, der Höhe nach wachsenden Formengruppe erschienen gedrungene Formen. Sie saßen dem Boden auf und führten eine an ihn gefesselte Lebensweise (z. B. *In. Schlönbachi* J. Böhm[1]). Zum Teil streckten sie sich der Länge nach, blähten sich auf und nahmen ein lastkahnähnliches Aussehen an. *In. balticus* J. Böhm[2]) schlug den Unterrand blattartig um, so daß die breite Basis ihn vor dem Einsinken in den sandigen Untergrund und vor zu rascher Verschüttung schützte. Vielleicht bewegten sich diese Formen auch auf dem Meeresboden gleitend nach vorn. Eine eigenartige Modifikation bieten die unter *Haenleinia* J. Böhm[3]) zusammengefaßten Arten, bei denen die Höhe von vorn nach hinten zunimmt, der Unterrand sich mehr oder weniger plötzlich kielartig zusammenzieht und hervortritt und der Hinterrand sichelförmig gebogen ist. Diese Formen lagen wahrscheinlich mit der Vorderhälfte im Sande (Heidelberg bei Blankenburg a. H.) oder im Schlamm (Hemmoor) schief eingegraben und steckten den Hinterrand heraus.

Eine dritte gestaltliche Abänderung weisen eine Anzahl Arten auf, die wie *In. cycloides* Wegn. der Höhe und Länge nach wuchsen; so birgt das Geologische Landesmuseum ein 750 mm hohes und 720 mm langes Exemplar dieser Art von Borken in Westfalen. Sie lagen mit einer der sehr flach gewölbten Klappen dem Meeresboden auf.

Das Gleiche gilt für das Gros der Inoceramen, das mehr oder weniger ungleichklappig war; das Extrem hierin stellte *In. involutus* Sow. dar. Sie ruhten, ähnlich den mit ihnen vorkommenden und aussterbenden Neitheen, mit der stärker gewölbten Klappe dem Grunde auf.

[1]) Joh. Böhm, Über *Inoceramus Cuvieri* Sow. Ebenda, Bd. 63, Monatsber. S. 570 1911.

[2]) Joh. Böhm, *Inoceramus Cripis* auct. in H. Schroeder und Joh. Böhm, Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abhdl. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 56, S. 47, Taf. 11, Fig. 1, a. 1909.

[3]) Joh. Böhm, Ebenda, S. 53.

Druck verfügt am 17. September 1920.

Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringerwaldes.

Von Herrn **E. Böhne** in Schmalkalden.

Hierzu Tafel 1—3 und zwei Textfiguren.

I. Einleitung.

Der unglückliche Ausgang des Krieges und die Abtrennung des lothringischen Minettegebietes vom deutschen Wirtschaftskörper stellt die Erzversorgung unserer Eisenindustrie selbst bei Freigabe des Welthandels vor bedeutende Schwierigkeiten. Infolgedessen lenkt sich das allgemeine Interesse noch mehr als während des Krieges den einheimischen Eisenerzlagerstätten zu. Unter den alten Bergbaubezirken, die durch die veränderte Wirtschaftslage einem wenigstens zeitweisen Wiederaufblühen entgegen zu sehen scheinen, steht die Umgebung von Schmalkalden am Südwestrande des Thüringer Waldes nicht an letzter Stelle. Es kommen hier weniger die meist abgebauten Eisen-Manganerzgänge in Betracht, die im alten Gebirge nahe dem Gebirgsrande aufsetzen, als die an den Randspalten im Zechstein auftretenden, stockförmigen Lagerstätten des Stahlbergs, der Mommel und der Klinge. Während Stahlberg und Mommel mehrfach eine eingehende geognostische Darstellung erhalten haben, liegen über die Klinger Lagerstätte bisher nur ältere, unzureichende Veröffentlichungen vor[1]).

[1]) H. Mentzel, Die Lagerstätten der Stahlberger und Klinger Störung im Thüringer Wald. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1918, Heft 8.

II. Bergbauliche Aufschlüsse.

Der Bergbau auf der Klinger Lagerstätte reicht in sehr alte Zeiten zurück. Die bedeutenden Pingenfelder von bis 100 m Breite, die sich mit kurzen Unterbrechungen von Steinbach bei Liebenstein bis nach Laudenbach und darüber hinaus, in zwei Arme gegabelt, bis an den Südhang des Mommelsteins bei Brotterode verfolgen lassen, weisen darauf ebenso hin, wie die Eisenschlacken, die sich in Resten am Waldrande des Eichichts und in großen Halden im Atterod finden und von alten Rennfeuern herrühren. Die Chronik[1]) erwähnt schon 1348 einen Eisenhammer in Laudenbach, dessen Häuser größtenteils auf Schlackenhalden erbaut sind; 1517 soll »unter dem Kohlberg im Wiebelsende«, d. h. an der heutigen Grube Klinge, ein Eisenbergwerk aufgetan worden sein. An Stelle der Wüstung Atterod hat bis zum Bauernkriege eine blühende Bergmannssiedlung bestanden, die schon 1183 unter dem Namen »Ottinrode« urkundlich Erwähnung findet. Das letzte Rennfeuer ist hier erst zu Anfang des vorigen Jahrhunderts gelöscht worden.

Früher wurde dem leichtschmelzenden, mürben Brauneisenstein in der Hauptsache mit Tagebau und kleinen Haspelschächten nachgegangen; umfangreichere Tiefbauanlagen aus jener Zeit sind erst kürzlich im Atterod aufgedeckt worden. Im letzten Jahrhundert ist der alte Bergbau an mehreren Stellen wieder eröffnet worden, und zwar im Atterod am Osthange des Thüringer Tals, im Eichicht an der Hohen Klinge, am Friedrich-Wilhelm-Stollen bei Laudenbach, am Vorderberg und am Hübelsberg. Während an den drei letztgenannten Punkten der Bergbau infolge schlechter Aufschlüsse — zum Teil nach kurzer Wiederaufnahme während des Krieges — wieder eingestellt ist[2]), geht im Atterod und im Eichicht noch jetzt aussichtsreicher Bergbau um.

Im Atterod ist ein liegender, anscheinend verworfener Arm

[1]) Pistor, Die geschichtliche Entwicklung der Eisen- und Stahl-Industrie im Kreise Herrschaft Schmalkalden, Beiträge zur Geschichte der Technik und Industrie, Verein Deutscher Ingenieure.

[2]) Neuerdings soll der Betrieb am Vorder- und Hübelsberg wieder eröffnet werden.

der Lagerstätte durch drei neuere Stollen aufgeschlossen, und zwar durch den untersten Stollen in der Talsohle, den neuen Hauptförderstollen 10 m und den oberen Stollen etwa 30 m darüber. Planmäßiger Abbau ist bisher nicht getrieben worden; man ist ohne Versatz den stockförmigen Eisenerzen nachgegangen. Interessant sind die kürzlich wieder aufgefundenen alten Grubenbaue, die z. T. wohl noch aus dem Anfang des 16. Jahrhunderts stammen. Mehrere Schächte und ausgedehnte, sauber mit Schlägel und Eisen gespitzte Strecken haben einen über Tage nicht erkennbaren, hangenden Arm der Lagerstätte bis etwa 30 m unter die Talsohle verfolgt. Ihre Wasserlösung haben diese Baue durch einen alten, etwa 600 m langen Erbstollen erhalten, dessen Verlauf noch an den Pingen ehemaliger Luftschächte im unteren Thüringer Thal zu erkennen ist.

Im Eichicht ist das Eisenerz außer durch alte Tagebaue durch den Klinggrabenstollen bis zu 30 m Seigerteufe aufgeschlossen, von dem aus im östlichen Feldesteile der Hauptabbau, im westlichen erst seit kurzer Zeit Vorrichtungsarbeiten getrieben werden. Der östliche Feldesteil, in dem drei Firsten im Abbau sind, war auch durch den alten Wiebesender Schacht aufgeschlossen; der tiefe Klinger Stollen, am oberen Ende der Bornwiese etwa 450 m von dem Pingenzuge in querschlägiger Richtung angesetzt, hat mit 70 m Teufe die Lagerstätte bereits unterfahren, also kein Erz mehr angetroffen.

Der 1848 am nördlichen Ausgange von Laudenbach angesetzte Friedrich-Wilhelm-Stollen ist, nach Durchörtern eines unregelmäßigen Erzvorkommens, mit 360 m Länge im Gneis eingestellt worden. Am Vorderberg ist die Lagerstätte mit Treppenörtern und einem Stollen angefahren, von dem aus nach Westen eine Vorrichtungsstrecke getrieben ist ohne planmäßigen Abbau; ebenso am Hübelsberg, wo der Stollen die Lagerstätte unterfahren bezw. nur die schwachen Gangwurzeln der Zechsteinscholle angetroffen hat.

In den folgenden Ausführungen sind die Ausdrücke »Liegend« und »Hangend« in bergmännischem Sinne zu verstehen; sie wieder-

sprechen bei der üblichen Überkippung der Lagerstätte daher oft der geologisch-stratigraphischen Reihenfolge.

III. Geologische Stellung.

A. Lagerungsverhältnisse.

Der bedeutende Randverwurf, der am Südwestrande des Thüringer Waldes das alte Gebirge neben die mesozoischen Schichten des Vorlandes gelegt hat, wird zwischen Steinbach-Hallenberg und Schweina mehr und mehr durch eine flache, nach Süden einfallende Auflagerung der jüngeren Schichtenfolge auf dem alten Gebirge ersetzt, wie sie für den Nordwestteil des Thüringer Waldes charakteristisch ist. Dabei löst sich die Randspalte, wie bei Kamsdorf am Nordrande des Gebirges, in mehrere Spaltenbündel von meist unbedeutender Sprunghöhe auf, an denen ein treppenförmiges Absinken erfolgt ist, so daß bei Abtragung der mesozoischen Schichten im Schutz dieser Spaltensysteme der Zechstein auf dem Rotliegenden bezw. Gneisgranit erhalten geblieben ist. Längs dieser Spalten haben dabei die zerklüfteten Kalkmassen eine weitgehende Umwandlung erfahren, die zur Bildung der obengenannten Eisenerz-Lagerstätten und anderer Mineralvorkommen geführt hat. Die bedeutendsten Spalten, die zugleich das zutage liegende Zechsteingebiet nach Süden bezw. Norden begrenzen, sind die Stahlbergstörung und die Klinger Spalte. Die Stahlbergstörung ist von Seligenthal bis Liebenstein zu verfolgen; auf ihr liegen die Erzlagerstätten des Stahlbergs und der Mommel. Ihre nördliche Wiederholung, der Klinger Spaltenzug, durchsetzt in Gestalt von Schwerspat- und Braunspat-führenden Manganeisenerzgängen am Grumbachsköpfchen (Kartenblatt Schmalkalden) und am Hübelsberg[1]) das alte Gebirge; östlich von Laudenbach am Hübelsberg tritt der Gangzug mit ansteigendem Gelände aus dem Granitgneis in das Gebiet der Zechsteinschollen. Damit zugleich wird aus den unbedeutenden Gangtrümern mit ihrer meist kümmerlichen Erzführung — Braun-

[1]) Vergl. die geol. Karte, Tafel I.

spat, Mulm, Spateisenstein und nur selten Glaskopf — eine Erzlagerstätte von auffallender Mächtigkeit und Güte der Erzführung. In dieser Form bildet der Spaltenzug die Grenze zwischen Zechstein und Gneis bis in die Gegend von Steinbach und Altenstein, während die nördlich davon im Gneis aufsetzenden, sich teilweise der Lagerstätte anscharenden Parallelgänge, wahrscheinlich die Wurzeln bereits abgetragener Zechsteinschollen, nur die obengenannte unbedeutende Erzführung aufweisen.

B. Schichtenfolge.

Die Schichtenglieder, die die Lagerstätte in ihrem Verlauf zwischen Trusethal und Thüringer Tal begrenzen, sind die Gneisformation und der Zechstein.

1. Der Granit-Gneis.

Der Granit-Gneis bildet nicht nur im Norden des Spaltenzuges die steilen Waldhöhen des Gebirges, sondern tritt auch in zahlreichen Klippen und Kuppen, von Eruptivgesteinsgängen durchzogen, südlich der Lagerstätte unter dem Zechstein hervor. In diesen Granit- bezw. Gneisinseln wird die bergige Oberfläche des Grundgebirges zu Beginn der Zechsteinzeit wieder aufgedeckt. Der Granit bildet südöstlich von Laudenbach am Hübelsberg als Trusetalgranit, ausgezeichnet durch große helle Feldspäte, die Begrenzung des Gangzuges. Im Vorderberger Stollen grenzt dieser dunkle, großkrystalline Granit an den meist hellen, flaserigen und feinkörnigen Gneis, der weiterhin nach Westen die Lagerstätte begleitet. Dieses Gestein zeigt alle Übergänge von granitähnlichen Abarten — dem Steinbacher Augengneis — bis zu feinstkörnigen, dünnplattigen, durch parallele Quarzlagen gekennzeichneten Glimmerschiefern. Porphyr- und Melaphyrgänge durchsetzen das Gestein, Klippen und Rücken bildend; dazu gesellen sich die dunklen Amphibolite. Besonders reich an großen dunklen Glimmern ist der grobkörnige granitische Gneis, wie er südlich vom Eichicht zutage tritt. Der in den Grubenbauen angefahrene Gneis, der von den tektonischen und chemischen Vor-

gängen bei Entstehung der Lagerstätte stark beeinflußt worden ist, ist meist weitgehend zersetzt. Er soll später beschrieben werden. In den Klinger Grubenbauen ist er noch am frischesten im Westfeld erhalten im Hangenden der Lagerstätte. Er zeigt hier die gleiche Struktur wie südlich des Eichichts; in einer — bedingt durch die zersetzten Glimmer — rötlich-grauen Grundmasse liegen die weißgrünlichen Feldspäte, die dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen geben. Im Ostfeld der Klinger Grube zeigt sich mehr ein dünnschiefriges Gestein von sehr feinem Gefüge, ebenso im Vorderberg und im Atterod.

Im Liegenden des Unteren Zechsteins — gut aufgeschlossen im Westfelde der Klinger Grube — zeigt das Gestein eine ähnliche Zersetzungszone wie die Porphyre bei Asbach[1]). Etwa 60 cm tief ist das klüftige, kalkhaltige Gestein gelbbraun entfärbt; etwa 20 cm tief finden sich auf den Kluftflächen Malachit- und Lasuranflüge. Darunter beginnt eine lichtblaugraue Zersetzungszone, die das Gestein völlig einheitlich ohne Hervortreten von Krystallen erscheinen läßt. Diese frühzeitige Zersetzung des Gneises, die auf dem reduzierenden Einfluß des Zechsteinmeeres beruht, ist scharf getrennnt zu halten von der späteren weitgehenden Umwandlung längs der erzbringenden Gebirgsspalten.

2. Die Zechsteinformation.

Der Granitgneis wird überlagert von der Zechsteinformation, von der über Tage in größerer Ausdehnung nur Mittlerer und Oberer Zechstein vertreten sind. Die kuppen- und klippenreiche, bergige Oberfläche der Gneislandschaft wurde gegen Ausgang der rotliegenden Periode allmählich von dem Zechsteinmeer überflutet, das zuerst in den Vertiefungen den Unteren Zechstein ablagerte, an den Klippen Riffbryozoen ansiedelte, und erst zuletzt bei weiterem Sinken des Landes die Anhöhen überdeckte, auf denen dann die Sedimente des Oberen Zechsteins sich absetzten. Auf diese Weise erklärt sich die diskordante Auflagerung der Zechsteinschichten auf dem alten Gebirge.

[1]) Vergl. E. Böhne, Das Randgebiet des Thüringer Waldes bei Schmalkalden und Steinbach-Hallenberg. Dies. Jahrb. f. 1915, Bd. 36, Teil I, S. 65. 1916.

a) Der Untere Zechstein.

Besondere Beachtung verdient der Untere Zechstein, einmal weil sein Auftreten an dieser Stelle des Thüringer Waldes bisher noch unbekannt war, dann aber auch, weil er durch seine charakteristische Beschaffenheit die beste Leitschicht zur Klärung der Lagerungsverhältnisse darstellt. In der Mommel wird er vertreten durch dünnplattige, gelbbraune bis äußerlich schwarze, bituminöse Dolomitmergel, die mit mürben, bituminösen Sandschieferschichten wechsellagern. Von gleicher Beschaffenheit ist der Untere Zechstein, der im westlichen Umbruchsort des Klinger Stollens auf dem Gneis liegt. Es folgt hier — fast durchweg ohne nennenswerte konglomeratische Zwischenlage — unmittelbar auf den Gneis eine klotzige, dunkelbraune, stark bituminöse Kalkbank von etwa 60 cm Mächtigkeit. Dieser Dolomitkalk, der unter einer schmierigen, kaffeebraunen Zersetzungsrinde sehr hart und fest ist, kann mit dem Mutterflöz im Ebertsgrund bei Asbach, östlich von Schmalkalden, seiner Lage und Beschaffenheit nach verglichen werden[1]). Fossilien sind in ihm bis jetzt noch nicht gefunden worden, ebenso wenig wie in seiner Decke, dem eigentlichen Unteren Zechstein. Zwischen beiden fehlt hier wie in allen benachbarten Aufschlüssen — auch in der Mommel — der Kupferschiefer, der bei Asbach wie bei Liebenstein bis 1 m Mächtigkeit erreicht, völlig. Der Untere Zechstein wird hier vertreten durch eine über 3 m mächtige Folge dunkelbraunen, mehr oder minder kalkhaltigen, plattigen Mergelschiefers mit schwarzen Ablösungsflächen und glänzend schwarzen Harnischen. Die liegenden Partieen sind so tiefdunkel gefärbt und dünnschiefrig, daß man sie fast mit Kupferschiefer verwechseln könnte. Auch die Querklüfte, die die dünnschiefrige Struktur des Gesteins erkennen lassen, sind von ausgequetschten Bitumenrückständen schwarz gefärbt. Auf dem Bruch zeigt das Gestein lichtbraune Färbung, auf den Schichtflächen sind zahlreiche Glimmerblättchen zu erkennen. Etwa 2 m über dem Mutterflöz ist diesen Schichten eine

[1]) E. Böhne, a. a. O. Randgebiet Thüring. Wald., S. 70.

40 cm mächtige Bank eines gelbbraunen, krystallinen Kalkes eingeschaltet, der reichlich Häcksel von Fossilien, anscheinend *Acanthocladia*, führt. Nach dem Hangenden zu wird der Zechsteinmergel dickplattiger und kalkhaltiger, ist jedoch durch Farbe und Ablösungsflächen vom Mittleren Zechstein deutlich zu unterscheiden.

Dieselben Schichten sind im Querschlag West mit steilem Einfallen am hangenden Gneis aufgeschlossen. Der genannte klotzige Kalk ist hier nur in Keilen erhalten[1]), auch der Mergelzechstein ist wie an einer Flexur ausgequetscht und hat nur 60—80 cm Mächtigkeit.

In gleicher Lagerung — steil aufgerichtet und zerquetscht zwischen Mittlerem Zechstein und hangendem Gneis — findet sich der Untere Zechstein im östlichen Feldesteil. In der Abbaustrecke bei Rolle 4 wird er dargestellt durch eine dreifingerstarke Lage sandigen, dünnschiefrigen, stark verdrückten dunklen Mergelkalks, die an den zerklüfteten, harten, auf den Kluftflächen Malachitanflüge zeigenden Gneis grenzt. Die feine dunkle Schichtung, die winzigen Glimmerblättchen und die zahlreichen, mit Quarz oder Kalkspat ausgefüllten und mit Malachit überkleideten, gestreckten Hohlräumchen lassen hier keinen Zweifel an der Natur des Gesteins aufkommen. Die gleichen Hohlräume, die wahrscheinlich, entsprechend dem Unteren Zechstein in anderen Gegenden, ausgelaugte Anhydritknollen darstellen, finden sich auch im Unteren Zechstein der Mommel. Dieser untersten Lage folgen 60 cm breit grobplattige, feinkrystalline, schwarzbraune bis gelbbraune harte Kalke, die kleine Kalkspatlinsen führen und von dünnen Mergellagen unterbrochen werden. Die auflagernden dickbankigen, gelben Dolomite sind schon dem Mittleren Zechstein zuzurechnen. Fossilien konnten in den genannten Schichten an keiner Stelle festgestellt werden.

In derselben Lagerung — hier unmittelbar zwischen hangendem Gneis und Erz — nur noch stärker verquetscht, findet sich zwischen beiden Fundpunkten ein ca. 40 cm mächtiger purpur-

[1]) Vergl. Profil AB, Tafel II.

brauner Eisenkalk und ca. 20 cm breites dünnplattiges Eisenmanganerz von hohem Mangangehalt, das trotz der mit rhytmischer Fällung beider Erzarten verbundenen Umwandlung noch winzige Glimmerblättchen auf den Schichtflächen erkennen läßt. Ein Vergleich mit umgewandelten Partien des Unteren Zechsteins im westlichen Querschlag, ganz abgesehen von der gleichartigen Lagerung, läßt in beiden Schichtengliedern den klotzigen Kalk und den Mergelzechstein vermuten.

Auch im Querschlag VIII östlich des Wiebesender Schachtes sind zwischen dem überkippten Gneis und dem gebänderten Eisenkalk Keile eines plattigen, mergeligen Kalksteins mit dunklen Ablösungsflächen erhalten, die als Reste des Unteren Zechsteins gedeutet werden können.

Über Tage finden sich die beschriebenen schiefrigen bis plattigen, stark bituminös riechenden Mergelkalke nordwestlich von Laudenbach auf den Feldern[1]), wo sie, an der Lagerstätte selbst in manganreiches Erz umgewandelt, einen im Liegenden auftauchenden Gneisrücken als meist durch Gehängeschutt verdecktes Band umsäumen. Die mattdunkelbraune Färbung, die schwarzen Ablösungsflächen, die im Gegensatz zu dem krystallinen oder porösen Mittleren Zechstein dichte Beschaffenheit, die feinen Hohlräume voll Quarz und Kalkspat mit Malachitfärbung oder Eisenocker beheben jeden Zweifel an der Natur des Gesteins.

b) Der Mittlere Zechstein.

Die grobbankigen bis massigen, hellgelben bis umbrabraunen krystallinen Dolomite, die die Lagerstätte vom Hübelsberg bis ins Atterod begleiten und das Muttergestein des Erzes darstellen, wurden bisher für Plattendolomit gehalten[2]). Schon das Anfahren des Unteren Zechsteins in den Klinger Grubenbauen stellte diese Annahme in Frage, das Auftreten von typischen Riff-Fossilien, die neuerdings im Liegenden der Lagerstätte vom Hübelsberg bis

[1]) Vergl. die geol. Karte, Tafel I.

[2]) Vergl. Beyschlag, Karte des Thüringer Waldes 1 : 100000 und Beyschlag-Krusch, Lagerstättenlehre, Band II, S. 329.

zum Atterod gefunden wurden, beweist, daß hier ebenso wie in der Mommel Riffdolomit bezw. Mittlerer Zechstein das Erz beherbergt. Dem Unteren Zechstein folgen, am besten aufgeschlossen im westlichen Querschlag der Klinger Grube, plattig-bankige, gelbbraune, krystalline Kalke, die in ungeschichtete, klüftige Massenkalke übergehen. In diesen unteren Lagen, die anscheinend den Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins darstellen, wurden Versteinerungen nicht gefunden, sondern erst in den undeutlich geschichteten, mürben, porösen Kalken, die im Liegenden der Lagerstätte auftreten. Der Kalk ist hier von unzähligen feinen Haarrissen durchzogen, die mit dunklen Kalkspatadern gefüllt sind; fast überall zeigt er durch seine gelbbraune oder dunkelbraune Farbe eine mehr oder minder starke Umwandlung in Eisenkalk an. An Fossilien wurden am Klinggraben über und unter Tage neben den Schnecken *Politropis helicina* und *Naticopsis minima*, welch letztere ganze Bänke zusammensetzt, Echinidenstachel, *Gervillia antiqua*, *Liebea Hausmanni*, *Strophalosia excavata* und *Acanthocladia dubia* gefunden; an der Hohen Klinge, bei Laudenbach, am Hübelsberg und an vielen anderen Punkten tritt eine ähnliche Fauna auf. *Productus* wurde nur im Atterod neben zahlreichen *Acanthocladia*-Ästchen gefunden. Letztere Bryozoenform erfüllt auch die grobklüftigen, massigen, gelbbraunen Kalke, die am Hübelsberg, südlich der Lagerstätte, durch ein Treppenort aufgeschlossen sind. An anderen Stellen ist die Fossilführung durch die weitgehende Umwandlung des Gesteins verwischt. Es handelt sich hier, der geringen Artenzahl nach, um eine schwächliche Vorriffbildung, die nur stellenweise in echte Bryozoenriffe übergeht.

Südlich der Hohen Klinge tritt, von Unteren Letten umgeben, ein ausgezeichnet oolithischer, grauer Kalkstein auf. Er besteht durchweg aus nadelkopf- bis erbsengroßen Kügelchen, die bei schaligem Aufbau häufig von Kalkspat erfüllt sind. Obwohl die Lagerung — das Gestein bildet eine flache Kuppe zwischen Unteren Letten — auf Plattendolomit deuten könnte, scheint es sich nach Struktur und Farbe eher um Mittleren Zechstein zu handeln.

Wahrscheinlich hat sich der Oolith in der Litoralzone am Rande der benachbarten Bryozoenriffe gebildet.

c) Der Obere Zechstein.

Der Obere Zechstein, der südlich des Spaltenzuges dem altem Gebirge auflagert, begrenzt an keiner Stelle die Lagerstätte und hat deshalb für uns wenig Bedeutung. Er wird in dem zu behandelnden Gebiet dargestellt durch die Unteren Letten und den Plattendolomit. Die Unteren Letten, blaugraue und rote Mergeltone, bilden westlich von Laudenbach bis an die Hohe Klinge, in den Ackerfurchen und an Wegböschungen aufgeschlossen, als schmales Band die Grenze zwischen Riffdolomit und Plattendolomit, den sie mit südlichem Einfallen unterlagern. Der tiefe Klinger Stollen, der an der Grenze zwischen beiden Gliedern des Oberen Zechsteins angesetzt ist, hat sie aufgeschlossen[1]).

Der Plattendolomit hat sich südlich des Eichichts als flach gelagerte Scholle auf den Unteren Letten erhalten. Er ist hier bei seinem dünnplattigen Gefüge, seiner hellgelben bis weißgelben Farbe und seiner mehligen Beschaffenheit mit den dunkleren, krystallinen Riffkalken schwer zu verwechseln, insbesondere, da jede Fossilführung fehlt. Stellenweise ist er in luckige Rauhwacken umgewandelt.

3. Diluvium.

Westlich und östlich von Laudenbach ist die hochgelegene, flache Talmulde bis an den Fuß des Kohlbergs, Vorder- und Hübelsbergs von diluvialen Bildungen erfüllt, unter denen die älteren Gesteine nur an Feldrainen und Wegböschungen hervortauchen. Auch der Verlauf der Erzlagerstätte ist größtenteils von ihnen verhüllt und nur an den z. T. wieder eingeebneten Pingen zu erkennen. Aufschlüsse im Diluvium finden sich nur an wenigen Stellen: Nahe der Grube Vorderberg ist der tiefgründig zermürbte Gneis von geschichteten Gneissanden in $1^1/_2$ m Mächtigkeit überlagert; am Vorderberger Stollen ist ein fetter Lehm von über 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen.

[1]) Vergl. das beiliegende Profil des Klinger Stollens, Tafel I.

IV. Inhalt der Lagerstätte.

Von den genannten Formationsgliedern nehmen Gneis sowie Unterer und Mittlerer Zechstein als Nebengestein am Aufbau der Lagerstätte innigen Anteil. Beide sind dabei durch die tektonischen und chemischen Vorgänge bei Entstehung derselben weitgehend umgewandelt.

A. Nebengestein.

1. Der Gneis als Nebengestein.

Der Gneis bildet nicht nur häufig das hangende und liegende Nebengestein des Erzkörpers. sondern durchzieht ihn sowohl wie den angrenzenden Kalk in Gestalt langgestreckter, eingewalzter Linsen von mehreren hundert Metern Länge und einigen Metern Durchmesser bis zu solchen von Fingerdicke. Auch unregelmäßige Blöcke oder scharfkantige Trümmer von Gneis sind in der Lagerstätte oder an ihrem Rande dem Kalk eingebettet. Das Gestein, das bei normaler Verwitterung über Tage einen graubraunen körnigen Grus bildet, ist dabei zu einer purpurbraunen, violetten oder grünlichweißen lettigen Masse zersetzt, in der die gebleichten Glimmerblättchen noch zu erkennen sind, und die sich infolge der eingelagerten Quarzkörner rauh anfühlt. So ist die gewöhnliche Beschaffenheit des Gneises in den Grubenaufschlüssen, besonders dort, wo er in Gestalt langgestreckter Linsen längs der Lagerstätte auftritt.

Eigenartig ist die Imprägnierung des Gneises mit Erz, wie sie besonders in der Vorderberger Grube zu beobachten ist. Hier zeigt sich der Gneis bereits mehrere Meter im Liegenden der Lagerstätte von kreisförmig gebogenen, etwa fingerbreiten dunklen Bändern durchzogen, Ausfällungen von Brauneisen aus Lösungen, die von den Klüften aus in das Innere des Gesteins eingedrungen sind. Im Westen des Grubenfeldes mehren sich diese dunklen, das helle Gestein durchschwärmenden Erzbänder und schwellen zu Erzlinsen an, die innig mit dem Gneis verknetet sind.

Während diese Erzführung des Gneises wohl zum Teil auf eingewalzte Kalklinsen und kalkerfüllte Klüfte zurückzuführen ist,

finden sich an vielen Stellen an der Grenze zwischen Erz und Gneis wie auch mitten in der Lagerstätte dunkle, in Eisenmanganerz übergehende Gneispartieen, die eine metasomatische Umwandlung des Gesteins darstellen. Der Gneis erhält dabei eine dunkle, meist sogar schwarze Farbe; auf den Schieferungsflächen treten die Glimmerblättchen noch deutlich hervor, während im Querbruch ein lagenweiser Wechsel von dichtem, tonigen Brauneisenstein und schwarzen Manganverbindungen zu erkennen ist. Die körnige Gneisstruktur verschwindet, dafür wird das milde Gestein, das einen schwarzbraunen Strich hat, mit dem Messer schneidbar, und ist von vererzten Stücken des glimmerführenden Unteren Zechsteinmergels kaum zu unterscheiden.

Diese Umwandlungszone ist am besten in den Klinger Aufschlüssen zu verfolgen, wo der Erzkörper der flachen Gneislinse auflagert. Hier greift die Vererzung trichter- und taschenförmig in den zu einer schmierigen, weißen Masse zersetzten Gneis hinein. Die feine Bänderung und dünnplattige Absonderung des Erzes würde nicht auf Gneis schließen lassen, wenn nicht Quarzlinsen und große Glimmerschuppen stellenweise das Muttergestein verraten würden. Der geringen Durchlässigkeit des Gneises entsprechend handelt es sich hier nur um eine unbedeutende, auf Oxydationsmetasomatose beruhende Vererzung. Die sauerstoffhaltigen Eisenmanganlösungen diffundierten in das randlich zu Kaolin zersetzte Gestein und riefen dabei in der gelartigen Masse durch rhytmische Fällung die Bänderung hervor[1]).

2. Die Kalksteine als Nebengestein.

Weit empfindlicher als der Gneis gegenüber eindringenden Eisenlösungen waren die kalkigen Sedimente des Zechsteins, Unterer und Mittlerer Zechstein bezw. Riffdolomit. Da ausschließlich in ihnen der Erzkörper als Spat- und Brauneisenstein auftritt und sich dabei alle Übergänge zwischen eisenarmem Kalk und Erz zeigen, sind sie als das Muttergestein der Lagerstätte zu betrachten, aus dem durch Metasomatose das Erz entstanden ist. Die erste

[1]) Vergl. R. E. Liesegang, Geologische Diffusionen. 1913.

Umwandlungsstufe war, wie die Aufschlüsse im westlichen Feldort der Klinge beweisen, Spateisenstein, der erst später, soweit die Tageswässer reichten, in Brauneisenstein umgewandelt wurde. Während ein Übergang der Zechsteinkalke in Spateisenstein nirgends aufgeschlossen ist, läßt sich der in Brauneisenstein gut verfolgen.

a) Die Vererzung des Unteren Zechsteins.

Die Grenze des Unteren Zechsteins gegen Brauneisenerz ist im westlichen Querschlag der Grube Klinge zu beobachten. Die geschilderten Zechsteinschichten — das Mutterflöz und die dünnschiefrigen, aufgelagerten Mergelkalke — gehen in der Nähe der Lagerstätte in milden, armen Eisenmulm über. Dieser dunkelbraun, gelb und rot geflammte Mulm, der die Schichtung noch deutlich erkennen läßt, ist von Hohlräumen, mit Schwemmsand und Geröllen erfüllt[1]), durchschwärmt. Weiterhin stellen sich Adern und Nester von Glaskopf, auch Nester von Wad und Psilomelan ein, das Gestein bildet einen festen, fein-porösen, tonigen Brauneisenstein von beträchtlichem Mangangehalt, in dem nur noch weniger veränderte Partien mit schiefrigem Gefüge und die feinen Glimmerblättchen auf den Schichtflächen das Muttergestein verraten. Im westlichen Feldort, das größtenteils im vererzten Unteren Zechstein steht, ist das umgewandelte Mutterflöz durch Rotfärbung und häufige Psilomelanputzen ausgezeichnet. Dunkelrote, helle lettige und schwarze manganreiche Lagen wechseln konzentrisch ab und deuten auf rhytmische Fällung der Mineralien bei der oxydischen Umwandlung.

Schiefriges, glimmerführendes Eisenmanganerz findet sich auch 600 m südöstlich des Klinggrabenstollens auf alten Pingen und deutet an, daß hier gleichfalls eine Umwandlung des Unteren Zechsteins, der dicht südlich davon auf den Feldern zutage geht, stattgefunden hat. Das Mutterflöz ist auch hier bei Erhaltung seiner dichten, klotzigen Struktur vielfach in einen dunkelpurpurroten Eisenstein von rotem Strich umgewandelt.

---

[1]) Vergl. S. 90.

In den östlichen Bauen der Klinger Lagerstätte sind zwischen dem überkippten hangenden Gneis und der mit Schwerspattrümern beginnenden Lagerstätte verquetschte Teile des gleichen tiefroten Gesteins erhalten, die von Schwerspatadern und Psilomelanputzen durchsetzt und von dicken Psilomelandendriten überzogen sind. Ihm folgt eine handbreite, z. T. stark zerquetschte Lage schiefriger Manganerze, die im Querbruch einen Wechsel dicker, dunkler Wad- oder Psilomelan- und feiner, lichtbrauner Eisensteinlamellen erkennen läßt. Auf den Schieferungsflächen, die feine Glimmerschüppchen führen, liegen stecknadelkopf- bis haselnußgroße schalige Gebilde, die abwechselnd aus konzentrischen dünnen Brauneisenstein- und glänzend schwarzen Wadlagen bestehen. Ein heller Tonkern — Rückstandton — erfüllt nicht selten das Innere. Der Lagerung nach scheint dieses Erz zwischen Gneis und Lagerstätte verdrückte und später umgewandelte Reste des Mutterflözes und Unteren Zechsteinmergels darzustellen, obwohl Manganerzschiefer von makroskopisch völlig gleicher Beschaffenheit auch im zersetzten Gneis und in Letten sich bilden können.

So gering die bergmännische Bedeutung dieser Erze ist, so interessant ist ihre Entstehung.

Der bandartige Wechsel der beiden Erzarten dürfte unabhängig von der ursprünglichen Schichtung des Zechsteinmergels auf einer rhytmischen Ausfällung der beiden gelartigen Mineralien bei der Umwandlung des Spateisensteins beruhen, wie sie auf hydrometamorph aus Carbonaten entstandenen Brauneisenerzlagerstätten so häufig vorkommt. Auffällig ist, daß das aus Unterem Zechstein gebildete Erz manganreicher ist als der eigentliche, aus Mittleren Zechsteinkalken hervorgegangene Erzkörper. Zur Erklärung ist vielleicht anzunehmen, daß die bei der Oxydation des manganhaltigen Spateisensteins freiwerdenden, gegenüber dem Eisen leichter beweglichen Manganlösungen herabsickerten bezw. -diffundierten und erst auf und in dem schwer durchlässigen Gneis zur Ausfällung kamen. Schiefrige Eisenmanganerze der gleichen Beschaffenheit treten auch in der Lagerstätte selbst, wo an Unteren Zechstein kaum zu denken ist, im unmittelbaren

Hangenden der Gneis- und Lettenlinsen auf. Auch auf anderen Lagerstätten finden sich gelförmige Manganerze häufig in tonigen Schichten an der Grenze gegen Kalk, selbst dort, wo dieser das Liegende bildet. Es mag deshalb das Wandern solcher Lösungen weniger auf Fließen und Sickern längs der Klüfte und Poren als auf allseitig wirkenden Diffusionsvorgängen beruhen, zumal bei der ursprünglich gelartigen Beschaffenheit des Brauneisensteins die heutige durch Wasserverlust und Schrumpfung entstandene Porosität des Erzkörpers noch nicht vorhanden war. Die Übereinstimmung der beschriebenen, in den verschiedenen schwer durchlässigen Gesteinen auftretenden Banderze läßt vermuten, daß die gelartige Beschaffenheit des kaolinisch zersetzten Gneises und der Letten sowohl wie des Zechsteinmergels die wechselnde Fällung der kolloiden Eisen- und Manganverbindungen begünstigt hat, in der Art, wie es von der Gelatine der Laboratoriumsversuche angenommen wird.

b) Vererzung des Mittleren Zechsteins.

Die dickplattigen oder massigen, porösen bis krystallinen, von Klüften und ursprünglichen Hohlräumen durchzogenen Kalke und Dolomite des Mittleren Zechsteins, insbesondere der Riff-Facies, müssen den eindringenden Eisenlösungen gegenüber noch mehr Angriffspunkte und größere molekulare Beweglichkeit geboten haben als der dichte, mergelreiche Untere Zechstein.

α) Eisenkalk. Der primäre, wahrscheinlich grau gefärbte, das Eisen in Carbonatform enthaltende Eisenkalk, der die erste Vererzungsstufe des Kalkes in Spateisenstein dargestellt hat, ist anscheinend überall in einen braunen Eisenkalk umgewandelt. Übergänge des Kalksteins in diesen »unreifen Eisenstein« sind nicht nur in der Nähe der Lagerstätte, sondern vielfach auch sonst längst der Klüfte und zahlreichen Hohlräume zu beobachten. In den Grubenbauen der Klinge, die den liegenden Kalk mehrfach durchörtert haben, kann man deutlich verfolgen, wie von den zahlreichen unregelmäßigen, röhren- und trichterförmigen Hohlräumen aus die Eisenzufuhr ausgegangen ist. Parallel zu ihrer

Begrenzung sind diese Hohlräume ebenso wie manche Klüfte im Kalk von einer eisenreicheren, dunklen Zone umgeben. Dabei zeigt der Eisenkalk, besonders schön in der Nähe der Lagerstätte, eine konzentrische oder lagenförmige Bänderung, indem breite ockergelbe und dunkelbraune Lagen miteinander abwechseln. Zahlreiche feine dunkle Dendriten — auskrystallisierte Eisenlösungen — scheinen von den dunklen in die hellen Bänder hineinzuwachsen. Überraschend ist die Ähnlichkeit dieser Gebilde mit den künstlich erzielten Schrumpfungsdendriten zwischen Silberchromatbändern einer rhytmischen Fällung, wie sie LIESEGANG abbildet[1]). Auch hier werden die Dendriten durch Einschrumpfen des in den hellen Bändern gleichmäßig verteilten Eisenhydroxydgels bei Abgabe des adsorptiv gebundenen Wassers sich gebildet haben. Die auffällige Übereinstimmung des Eisenkalks mit dem bei LIESEGANG dargestellten Laboratoriumsergebnis beweist u. a., daß hier dieselben Vorgänge wie dort zur Erklärung heranzuziehen sind. Von den Spalten als festen Diffusionsbahnen diffundierten die Kohlensäure- und Sauerstoff-führenden Lösungen allseitig in das frische Gestein, in beständigem, unmittelbar aufeinander folgendem Wechsel von Lösen und Wiederfällen den Eisenspat durch die intermediäre Form des doppeltkohlensauren Eisens in kolloides Eisenhydroxyd überführend. Da die Kohlensäure bei diesem Vorgang nicht verbraucht wird, sondern sich sogar noch anreichert, war nur ein dauerndes Nachdiffundieren von Sauerstoff erforderlich. Das zunächst in molekulardisperser Form entstehende Eisenhydroxyd fiel bei zunehmender Übersättigung als kolloider Niederschlag aus. Durch Wiederholung derartiger Übersättigungszustände und Ausfällungen bei dem weiteren Vordringen der sauerstoffhaltigen Lösungen kam es dann zu der geschilderten Bänderung. So schritt mit der rhytmischen Anreicherung des Eisenhydroxyds längs konzentrischer Kugelschalen die Umwandlung allmählich fort, bis von vielen solcher Mittel-

[1]) Vergl. die Versuche über Rhytmische Fällungen. WILH. OSTWALD, Lehrbuch der Allgem. Chemie (2. Aufl.) Bd. 2, Teil 2, S. 778. — R. E. LIESEGANG, Geologische Diffusionen, S. 81.

punkte aus das Gestein in wechselnder Ausdehnung zu beiden Seiten des Erzkörpers in gebänderten Eisenkalk umgebildet war. Grade hier im Eisenkalk hat die geringe Konzentration der Eisenlösungen im Gegensatz zu den analogen Vorgängen in der Lagerstätte selbst die Erscheinung der rhytmischen Fällung so deutlich hervortreten lassen. Ob dabei auch eine Eisenzufuhr in den noch eisenarmen Kalk — nach Art der Oxydationsmetasomatose — stattfand, ist wegen der mangelnden Aufschlüsse im primären Eisenkalk nicht nachzuweisen, dürfte aber beim Vergleich der Erzmächtigkeit in der primären und der Oxydationszone anzunehmen sein.

Beim Übergang in Erz wird der Eisenkalk zäher, feine Glaskopfputzen und -äderchen durchziehen ihn und verdichten sich zu Erznestern. Meist jedoch ist diese Übergangszone unter Auslaugung und Fortführung des Kalkgehalts zu Mulm zermürbt.

β) Eisenmulm. Bei völliger Erhaltung der beschriebenen Bänderung, ja sogar der Klüftung des Eisenkalks hat sich rings um die Lagerstätte eine pulverige, backende bis flockige Masse gebildet, deren Eisengehalt bei hohem Feuchtigkeitsgehalt zwischen 12 und 30 vH. schwankt. Manche Partieen sind so mild und schwarzbraun wie Wad, andere stellen echten Eisenocker dar. Einzelne feste Eisenkalkblöcke haben sich noch darin erhalten und deuten durch ihre gerundete, korrodierte Oberfläche auf die Tätigkeit der auslaugenden Lösungen hin. Solche Blöcke finden sich sogar noch inmitten des Erzkörpers. Ebenso treten aber auch schon als Anreicherungszentren größere und kleinere zellige Glaskopfnester und -knauern im Mulm auf; er erhält ein ockergelb-dunkel gesprenkeltes Aussehen, körnige Beschaffenheit und geht allmählig in festen Eisenstein über, zwischen dessen Glaskopfbändern und -schläuchen der Mulm nur noch die Ausfüllungsmasse bildet. Diese Mulmpartieen erreichen längs des Erzkörpers, besonders in den Vorderberger Grubenbauen, bedeutende Mächtigkeit und stellen fast $^1/_3$ des insgesamt vorhandenen Erzvorrates dar.

Die Beschaffenheit dieser rings um die oxydische Lagerstätte

zwischen Eisenkalk und Erzkörper — im Unteren wie im Mittleren Zechstein — eingeschobenen Mulmzone[1]) weist auf eine Auslaugung des Eisenkalks hin, bei der das aus kohlensaurem Kalk bestehende Skelett gelöst und fortgeführt wurde, während das dazwischen abgelagerte Eisenhydroxyd, verhältnismäßig angereichert, zurückblieb. Es ist anzunehmen, daß diese Auslaugung durch die Kohlensäure bewirkt wurde, die bei der Oxydation des Spateisensteins im Erzkörper frei wurde. Als kohlensaure Lösung in die Umgebung der Lagerstätte diffundierend, hat sie diese entkalkt und vermulmt.

γ) Hohlraumausfüllungen. Meist in den Mulmpartieen, seltener im festen Eisenkalk, und auch hier von einer Mulmzone umgeben, treten unregelmäßig geformte Hohlräume auf, die teilweise mit rolligem Material erfüllt sind. Sie erreichen beträchtlichen Umfang: In den Klinger Grubenbauen, im Stollen gut aufgeschlossen, wurden solche rolligen Massen von 6 m querschlägiger Ausdehnung beobachtet. Ihrer Form nach stellen sie sackartige Taschen dar, die mit feinen, wurzelförmig verzweigten Kanälen längs den Schichtflächen und Querklüften des Kalks vordringen. Die Ausfüllungsmasse besteht in der Klinger Grube vorwiegend aus nuß- bis faustgroßen, selten kopfgroßen, scharfkantigen bis kantengerundeten und abgerollten frischen Gneisbrocken und erbsen- bis nußgroßen, glattgeschliffenen Schwerspat- und Glaskopfgeröllen, die in einen fetten, rotbraunen Letten gebettet sind. In den Atteroder Grubenbauen wurden zahlreiche plattige, bis fünfmarkstückgroße Sandsteinrollstücke dazwischen gefunden, die nach Farbe und Korn dem Unteren Buntsandstein entstammen. In diese geröllgespickten konglomeratischen Nester sind Linsen und Bänder von feinschichtigem, magerem, umbrabraunem Tonschlamm und braunen bis weißlichen Sanden eingeschwemmt, die auch die feinsten Verbindungskanäle zwischen den Nestern und die Klüfte des Nebengesteins erfüllen. Die abwechselnd feineren und gröberen Sandschichten führen feinstklassierte Quarzkörner bis 1 mm Größe, Glimmerblättchen und dunkles Mineral.

[1]) Vergl. Tafel II.

Diese Geröllnester dürfen nicht mit den ursprünglich im Riffdolomit vorhandenen Schlotten und Spalten oder gar mit Auslaugungshohlräumen der Zechsteinsalze verwechselt werden, zumal sie auch im Unteren Zechstein zu beobachten sind[1]). Ihr an die engere Umgebung der Lagerstätte, und zwar an die Mulmzone, geknüpftes Auftreten weist daraufhin, daß ihre Bildung mit der oxydischen Umwandlung der Erze in Verbindung zu bringen ist. Die Auflösung und Wegführung der Kalksubstanz des Eisenkalkes muß eine beträchtliche Volumverminderung zur Folge gehabt haben. Schwundrisse entstanden im Mulm, erweiterten sich und wurden zu Zirkulationswegen der Tageswässer, die nun die Verwitterungsprodukte der Oberfläche, Sande und Gerölle, Nebengestein sowie Erz und Lagerarten, einspülten und dabei mehr oder weniger abschliffen. Die ganze Umgebung der Lagerstätte muß mit einem solchen Netz von Kanälen und sackartigen Schlotten durchzogen sein, in dem noch heute längs des Spaltenzuges ein Teil der vom Gebirge kommenden Bäche versickert. Daher sind auch in den Grubenbauen diese Mulmzonen die Wasserbringer, so z. B. im Querschlag West der Klinge. Daß die Erweiterung und Ausfüllung der Hohlräume zugleich mit der fortschreitenden Vermulmung des Eisenkalks erfolgte, ist an dem häufigen Übergang der feinkörnigen Ausfüllungsmasse in reinen Mulm zu erkennen. Nach den Erzen und Gangarten, die sich als Rollstücke darin finden, zu schließen, hat die Entstehung und Ausfüllung der Hohlräume frühestens mit Bildung der oxydischen Lagerstätte eingesetzt, jedoch schon zu einer Zeit, als nicht nur der Obere Zechstein, sondern auch noch Schichten des Buntsandsteins über dem Niveau der Lagerstätte vorhanden waren, wie die eingeschwemmten Sandsteingerölle beweisen. Sie wird stellenweise noch heute andauern.

δ) Lettenmassen. Ein Gegenstück zu diesen Geröllnestern sind die Lettenmassen, die in der Lagerstätte und besonders am Rande derselben, längs der Klüfte, in langgestreckten Linsen oder unregelmäßigen Nestern von 1—2 m Mächtigkeit auftreten.

[1]) Vergl. S. 84.

In den östlichen Bauen der Klinge wird der Erzkörper nach Art eines Gangbesteges durch eine solche aus weißgrauem, plastischen Ton bestehende Linse von 1 m Dicke und beträchtlicher Längenausdehnung vom liegenden Kalk getrennt. Auch östlich des Wiebesender Schachtes, wo das Erz bis auf eine schmale Mulmzone und Schwerspatgängchen auskeilt, wird es von solchen Lettenmassen begleitet. Im westlichen Querschlag und Feldort dagegen sind diese mitten im Eisenstein eingelagert. Hier wie im Querschlag VIII Ost bestehen sie größtensteils aus einer häufig flaserigen Trümmermasse von blaugrauen, selten rotbraunen Lettenblättchen, deren Zwischenräume Eisenocker, z. T. noch kalkhaltig, in feinen Nestern und Linsen erfüllt. Feinste Glimmerblättchen sind in der Masse verstreut. Durch Überwiegen der Letten entsteht ein fetter Ton; andererseits zeigen sich durch Verfestigen des Gesteins Übergänge in einen Kalk, der zahlreiche Letten- und Eisenockereinschlüsse führt. Im Querschlag VIII Ost ist dieser Übergang der plastischen Lettenlinse, die im Hangenden der schmalen Lagerstätte sich anschließt, in den lettenführenden Kalk gut zu verfolgen. Stellenweise tritt die Trümmerstruktur der Lettenmasse stärker hervor; braune Kalkbruchstücke schwimmen darin.

Auffällig sind die Nester zersetzten Gneises, die — deutlich als solcher an den Quarzkörnern und flaserigen Quarzlinsen erkennbar, mitten in diesen Massen vorkommen. Sie lassen bei manchen solcher Lettenlinsen, insbesondere wo anstelle der blaugrauen Lettenbröckchen eine weißgraue, einheitliche Tonmasse tritt, fast die Vermutung auftauchen, daß es sich hier durchweg um gründlich zersetzte Gneislinsen handle. Allerdings wurden Quarzkörner darin makroskopisch nicht nachgewiesen.

Da alle Lettenmassen nur im Erzkörper oder an seinem Rande, besonders in Form von Linsen, auftreten, müssen sie mit seiner Entstehung oder Umbildung in Zusammenhang stehen. Ich möchte hier in erster Linie an Partieen der auflagernden Unteren Zechsteinletten denken, die bei den tektonischen Vorgängen und der damit verbundenen Zertrümmerung des Gebirges einsanken

oder eingewalzt wurden. Dabei könnten auch Gneistrümmer mit eingeknetet worden sein. Andererseits scheint der geschilderte Übergang der lettigen Masse in lettenführenden Kalk auf Auslaugungsreste eines Kalksteins zu deuten, etwa des Hauptdolomits, der öfter Lettenbröckchen einschließt. Man würde dann auch hier wie bei der Vermulmung des Eisenkalks und bei der Zersetzung des Gneises im liegenden des Erzkörpers annehmen können, daß die kohlensauren Lösungen, die bei der Oxydation des Spateisensteins frei wurden, auslaugend gewirkt haben. Die unbedeutenden Tonmengen, die sich zwischen den oxydischen Eisen- und Manganerzen im umgewandelten Unteren Zechstein verstreut finden, sind zweifellos als Rückstandston anzusehen.

B. Das Erz.

1. Spateisenstein.

Die Erzführung besteht aus dem die Hauptmasse der Lagerstätte bildenden Brauneisenstein und dem Spateisenstein, der nur in den tieferen Partieen noch erhalten ist[1]). Hinsichtlich des letzteren ist zu unterscheiden zwischen den gangförmig im Gneis aufsetzenden Wurzeln der Lagerstätte bezw. den das Urgestein durchziehenden Parallelgängen und dem im Zechsteinkalk auftretenden mächtigen Erzkörper.

Die erstgenannte Art des Vorkommens führt das Erz als einen meist grobspätigen, strohgelben bis lichtbraunen Spateisenstein, der von Klüften aus mit einer braunen Zersetzungsrinde umgeben ist. Solche Ausfüllung zeigt die gangförmige Lagerstätte im Hübelsberg und im tiefen Klinger Stollen. Es handelt sich hier augenscheinlich um einen unmittelbar aus Lösungen ausgeschiedenen Gangspat. Der Spateisenstein dagegen, der ehemals den ganzen im Zechstein auftretenden Erzkörper zusammensetzte und metasomatisch aus dem Kalk entstanden ist, war nach den erhaltenen Resten meist von feinspätiger, ja dichter Beschaffenheit, entsprechend dem Stahlberger »Flinz« und dem Kams-

[1]) In den Profilen der Grube Klinge ist eine Trennung des Spateisensteins vom Brauneisenstein nicht durchgeführt.

dorfer »Glimmer«. Dieses primäre Erz ist, abgesehen vom Wiebesender Schacht, nur in den westlichen Grubenbauen der Klinge angefahren worden, und zwar in der liegenden Partie der etwa 10 m mächtigen Lagerstätte, vermutlich im Bereich des Unteren Zechsteins. Es besteht aus einem feinspätigen bis dichten, harten Spateisenstein von grüngrauer bis erbsengelber Farbe, der in Adern und Nestern von grobkrystallinem Eisenspat durchsetzt wird. Das dichte Erz ist ärmer an Eisen, reicher an Mangan und an Rückstand als das spätige. Wahrscheinlich ist jene Ausbildungsart auf mergelreichere, minder umwandlungsfähige Kalkschichten zurückzuführen, wie sie der Untere Zechstein aufweist. Dagegen deutet die Verteilung des grobkrystallinen Spates in der Erzmasse, soweit die spärlichen Aufschlüsse erkennen lassen, darauf hin, daß es sich dabei zum großen Teil um Kluft- und Hohlraumausfüllungen, um einen Gangspat, handelt. Eine solche Bildungsweise würde auch den geringen Rückstand erklären — 4 vH. im grobkrystallinen Spat gegenüber 12 vH. im dichten Spat, der den Tongehalt des Zechsteins unverändert übernommen hat. Auffällig ist die Übereinstimmung der neuen Analysen der Klinger Erze mit denen vom Stahlberg[1]). — Der Kalkgehalt der Erze tritt, im Gegensatz zum Muttergestein, hinter dem Magnesiagehalt zurück. Er läßt darauf schließen, daß mit der Vererzung eine Dolomitisierung des Zechsteinkalks verbunden war, indem der in kohlensaurem Wasser leichter lösliche Kalkbestandteil weitgehender

[1]) Analysen von Spateisenstein (Handstücke).

Klinge (1919)

	Fe	Mn	Rückstand	CaO	MgO
Fein- bis grobkrystalliner Spateisenstein	37,9	5,1	9,6	0,4	3,4
Dichter Spateisenstein	34,2	5,4			

Durchschnittsanalyse von Klinger Brauneisenerz (1919).

Fe	Mn	P	As	Rückstand	CaO	MgO
37,4	4,1	0,009	0,030	27,6	0,7	1,3

Analysen von Spateisenstein (Handstücke).

Stahlberg (1907)

	Fe	Mn	Rückstand	CaO	MgO
Grobkrystalliner Spateisenstein .	39,3	5,2	4,4	1,1	1,5
Dichter Spateisenstein	34,9	6,7	12,3	0,7	1,4

durch Eisen ersetzt wurde als die Magnesia. Phosphor- und Arsengehalt sind außerordentlich gering — 0,015 vH. und 0,018 vH. — Wie im Rückstandsgehalt sind auch in der Schwerspatführung die einzelnen Erzstrukturen verschieden. Während der dichte Flinz arm, ja sogar frei an Schwerspat erscheint und ihn höchstens in feinster Verteilung enthält, mehren sich bei spätiger Beschaffenheit die kleinen Schwerspatblättchen und -Putzen und werden in den grobspätigen Erzmassen zu dicken Adern und Nestern. Immerhin erscheint der Spateisenstein noch schwerspatärmer als der Brauneisenstein.

Die Herkunft der Eisenlösungen, die den Kalk ursprünglich in Spateisenstein umgewandelt haben, ist bei der Ähnlichkeit der Lagerungsverhältnisse und Erzführung vermutlich dieselbe wie bei Stahlberg und Mommel und steht in Zusammenhang mit kohlensauren Quellen, deren letzte Auswirkung in dem Liebensteiner Eisensauerbrunnen zu erblicken ist.

Von den Klüften und Rissen ausgehend hat die oxydische Umwandlung des Spateisensteins in Brauneisenstein eingesetzt. Das erbsengelbe Erz wird dabei zu beiden Seiten der Kluft braun gefärbt, diese selbst durch eine Glaskopfader bezeichnet, deren Mangangehalt sich durch die blauschwarze Färbung verrät, und in deren Hohlräumen Pyrolusitnädelchen sitzen. Das Mangan des Spateisensteins scheint demnach bei der Oxydation leichter in Lösung zu gehen, enthält doch der Brauneisenstein, auf gleichen Eisengehalt bezogen, über 1 vH., also über $^1/_5$, weniger Mangan als das primäre Erz. Mit fortschreitender Oxydation wird die ganze Masse bei Erhaltung der spätigen Struktur braun gefärbt. Dabei ist ein lagenweiser Wechsel von Flinz und Brauneisenstein zu beobachten, der an die ursprüngliche Schichtung des Kalks erinnert, wahrscheinlich aber eher mit rhytmischen Umwandlungsvorgängen in Zusammenhang zu bringen ist. Zuletzt sind vom Spateisenstein nur noch vereinzelte lichte, rundliche Kerne erhalten, die, von einer lockeren Zersetzungsrinde umgeben, im dichten, von Psilomelan und Wad durchsetzten Brauneisenerz liegen. Im Gegensatz zur Mommel und besonders zum Stahlberg, deren Erz-

körper zum großen Teil unter den Grundwasserspiegel hinabreicht und deshalb noch mehr oder weniger den ursprünglichen Inhalt zeigt, wurde die Klinger Lagerstätte entsprechend ihrer hohen Lage schon frühzeitig von der Oxydation und Abtragung ergriffen, sodaß sie nun weitaus überwiegend aus Brauneisenerz besteht.

2. Brauneisenstein.

Das sekundäre Erz ist zum Teil ein mürber, poröser und zelliger Brauneisenstein, den, wenn er von Schwerspat frei war, die Alten wegen seiner leichten Schmelzbarkeit sehr gesucht haben. Meist ist er jedoch, besonders in den Klinger Grubenbauen, zu festem Brauneisenstein von matt aussehendem oder faserigem Bruch umgebildet. Dabei tritt die faserige Glaskopfstruktur häufig in parallelen oder konzentrischen Lagen und Bändern auf, die mit gelben Ockerlagen und gestreckten, luckigen Hohlräumen wechseln und an die Bänderung des Eisenkalks erinnern. Die Erscheinung der rhytmischen Fällung ist hier im allgemeinen weniger deutlich zu beobachten. Wahrscheinlich war die Konzentration der Eisenlösungen für den Fällungsrhytmus zu stark, so daß das Reaktionsprodukt, das Eisenhydroxyd, meist in geschlossener Form ausfiel. An anderen Stellen bildet das faserig-stengelige Erz im Mulm oder porösen Brauneisenstein schlotten- und röhrenartige Nester, die im Innern einen von nieren- und traubenförmigen, tiefschwarz glänzenden Glasköpfen oder stalaktitischen Bildungen begrenzten Hohlraum enthalten. Nädelchen von Rubinglimmer sind im faserigen Glaskopf nicht selten. Psilomelanknollen und Pyrolusitnädelchen, -nester und -schnüre finden sich besonders im mürben Brauneisenstein und Eisenmulm.

C. Gangarten.

1. Schwerspat.

Als ständiger Begleiter der Eisenerze, mehr oder weniger innig mit ihnen verwachsen, tritt ein krystalliner, blätteriger, weißer, selten rötlicher Schwerspat auf. Im dichten Flinz nur in feinster Verteilung vorhanden, ist er im grobkrystallinen Spat-

eisenstein schon zu dicken Adern und Nestern, im Brauneisenstein zu großkrystallinen, radialstrahligen Massen konzentriert. Dabei finden sich alle Übergänge von Brauneisenstein, in dem einzelne Schwerspatblätter schwimmen, bis zu Schwerspatnestern und -trümern, zwischen deren radialblättrigen Krystallaggregaten der Eisenstein als mürber oder fester Stein nur die Zwischenklemmungsmasse darstellt. Die nierenförmigen Glaskopfgeoden, die frei von Spat als jüngste Ausscheidungen in der schwerspätigen Eisensteinmasse liegen, führen, im Innern aufgewachsen, häufig zerfressen aussehende Schwerspatkrystallaggregate.

Neben solchen blättrigen und nesterförmigen Aggregaten im Eisenstein kommt Schwerspat in bis $1^1/_2$ m mächtigen Gängen besonders am Liegenden der Lagerstätte vor, das Salband, falls ein solches vorhanden, begleitend. Die klüftige, von Harnischen durchzogene Gangmasse stellt einen unreinen Spat dar. Im Zusammenhang mit diesen Gängen treten an der Grenze gegen den mürben Eisenstein häufig drusige Hohlräume voll wasserklarer, rhombischer Krystalltäfelchen von mehreren Millimetern Größe auf, die die jüngste Mineralbildung darzustellen scheinen. Während der gangförmige Schwerspat nach der Tiefe zunimmt, ist zugleich eine Abnahme des nesterförmig dem Eisenstein eingelagerten Spats zu erkennen, sodaß z. B. die tieferen Baue in der Klinge wie im Atterod reinere Erze aufweisen.

Die enge räumliche Verknüpfung des Schwerspats mit dem Eisenstein bezw. mit dem Muttergestein desselben, den Zechsteinkalken, ist eine verbreitete Erscheinung. Fast nur im Bereich des Zechsteins tritt der Schwerspat auf, wenige Meter unter der Zechsteindecke, im Gneis-Granit, beginnen die Schwerspatgänge bereits zu verquarzen, wie im Hübelsberg, oder in Flußspatgänge überzugehen, wie in der Mommel. Dieser Zusammenhang zwischen Eisenstein und Schwerspat läßt auf ähnliche Bildung beider Mineralien schließen. Nach der innigen Verwachsung von Schwerspat und Flinz ist zu vermuten, daß der Bariumgehalt entweder ursprünglich im Zechsteinkalk bereits vorhanden war und bei der Vererzung nur im Eisenstein konzentriert wurde, oder daß seine

Zuführung zusammen mit der des Eisens oder kurz danach erfolgte. Auch der geringe Bariumgehalt des Buntsandsteins wird zur Erklärung der Schwerspatbildung herangezogen[1]). Während der mit Volumverminderung verbundenen oxydischen Umwandlung hat dann eine grobblätterige Umkrystallisation und örtliche Anreicherung des Schwerspats zu Nestern und Gängen im Eisenstein und im Liegenden desselben stattgefunden. Auf solche Umlagerung durch Lateralsekretion deutet auch der Umstand, daß in der Umgebung der Schwerspatnester der Eisenstein ziemlich rein, und erst in einiger Entfernung davon wieder von Schwerspatblättern durchwachsen ist. Die verbreitete Auffassung, der Schwerspat sei erst während der Oxydation des Erzes zugeführt worden, steht damit in Widerspruch[2]). Daß diese mit Auflösung und Ausfällung verbundene Konzentration, bei der die aus dem Spateisenstein frei werdende Kohlensäure die Löslichkeit des Schwerspats erhöht haben mag, bis in geologisch junge Zeit fortdauerte, beweisen die Schwerspatabsätze in den Glaskopfhohlräumen. Auch ein widerholtes Aufreißen der mit Schwerspat gefüllten Gangspalten ist nicht unwahrscheinlich[1]).

Für den Bergmann ist das reichliche Auftreten des Schwerspats im Eisenerz eine recht unliebsame Erscheinung; ist doch deshalb fast $^1/_3$ der Lagerstätte — im Vorderberg etwa $^2/_3$ — unbauwürdig bezw. bei der Gewinnung als Versatzmaterial auszuscheiden. Eine Aufbereitung, die Erz und Schwerspat trennt unter gleichzeitiger Gewinnung einer minderwertigen Spatsorte, würde die Lebensfähigkeit der Gruben bedeutend verlängern bezw. die Förderung steigern und andere Vorkommen bauwürdig machen. Sie ist für die Erze der Klinger Spalte ebenso wichtig wie die Brikettierung des Eisenmulms, der sonst trotz seines nicht geringen Metallgehalts weder versand- noch verhüttungsfähig ist.

---

[1]) R. Bärtling, Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. S. 103, 104. 1911.

[2]) Einecke-Köhler, Die Erzvorräte des Deutschen Reiches, S. 462.

2. Braunspat.

Endlich ist als Gangart noch der Braunspat zu erwähnen, der zwar nicht mit dem Erzkörper, soweit er im Zechsteinkalk liegt, zusammen vorkommt, wohl aber die Hauptausfüllungsmasse der gangförmigen Wurzeln der Lagerstätte und der Parallelgänge im Gneis bildet. Er findet sich als grobkrystalliner, lichtbrauner Spat, der beim Verwittern ein mattes, dem Zechsteinkalk gleiches Aussehen annimmt, besonders zwischen Atterod und Hoher Klinge, auf den der Lagerstätte im Gneis parallellaufenden Pingenzügen. Am Hübelsberg ist er nahe der Zechsteinscholle als grobkrystalliner, gelber Spat in solchen Mengen zutage gefördert, daß hier die Vermutung gerechtfertigt erscheint, es handle sich um spätig umgewandelten Zechsteinkalk.

V. Form und Begrenzung der Lagerstätte.

A. Nach den Aufschlüssen unter Tage.

1. Die Aufschlüsse der Grube Klinge.

Das einfachste Bild der Begrenzung der Lagerstätte gibt der Aufschluß im westlichen Querschlag der Grube Klinge[1]). Über einen Gneisrücken, der im Liegenden der Lagerstätte durchörtert ist, legen sich die Schichten des Unteren und Mittleren Zechsteins, mit nördlichem, rasch zunehmendem Einfallen in die geschilderte, wasserbringende Mulmzone übergehend. Es folgt der feste Brauneisenstein, der anfangs noch undeutlich geschichtete, weniger umgewandelte Kalklagen erkennen läßt, in etwa 10 m Breite; er ist von Schwerspatnestern und -trümern durchzogen. Schon die letzten Eisensteinbänke lassen wieder undeutliche Schichtung und steiles, diesmal südliches Einfallen erkennen. Dem Erz folgt nach Norden, durch eine scharf ausgeprägte Schichtfläche gegen den Eisenstein begrenzt, etwa $1^1/_2$ m breiter Mulm, der von feinen, den Schichtflächen folgenden, mit Sand angefüllten Kanälen durchzogen wird. Er geht in eine steil nach Süden einfallende Scholle plattiger Kalke von etwa 18 m Breite über. An

[1]) Vergl. Profil AB auf Tafel II.

der wasserführenden Grenzkluft dieser Scholle gegen den Gneis tritt wieder Unterer Zechsteinmergel auf, stark verquetscht und von verdrückten Keilen des Mutterflözes begleitet.

Das widersinnige Einfallen der Zechsteinschichten südlich und nördlich der Lagerstätte weist auf eine Verwerfung hin, an der der steilstehende nördliche Schichtenflügel abgesunken ist, und von der aus im Anschluß an das Absinken die nach beiden Seiten fortschreitende Vererzung der teilweise zertrümmerten Kalkschichten erfolgt ist. Die spätere Umwandlung in Brauneisenstein und der Absatz von Schwerspat hat dann die Spalte verwischt, sodaß sie in der Lagerstätte nicht mehr zu erkennen ist. Die Grenze gegen den hangenden Gneis stellt mehr eine steile Flexur als eine Verwerfung dar, wie die in normaler Lagerung befindlichen verquetschten Schichten des Unteren Zechsteins beweisen. Denkt man sich die steilstehende Kalkscholle in ihrer ursprünglichen Lage, so ergibt sich das Bild einer zwischen hangendem und liegendem Gneis eingefalteten Mulde Unteren und Mittleren Zechsteins, die von der erzbringenden Spalte zerrissen und verworfen wurde. Ein zeitlicher und ursächlicher Zusammenhang zwischen Faltung und Verwerfung ist nicht nachzuweisen.

Schon dieses einfache Profil wird kompliziert durch eine rätselhafte, flach nach Norden einfallende, beiderseits in eine Kluft auslaufende Gneislinse von etwa 7 m Länge und bis $^1/_2$ m Durchmesser, die in demselben westlichen Umbruchsort, dicht über dem liegenden Gneis, angefahren wurde. Da sie die Zechsteinschichten verdoppelt — Mutterflöz und dünnplattiger Zechsteinmergel treten sowohl unter wie über der Linse auf — da sie ferner an der hangenden Begrenzung eingefaltete Kalkschichten umschließt, ist ihr wurzelloses Auftreten im Zechstein nur durch eine flache Überschiebung zu erklären, längs der die Gneisscholle emporgepreßt ist.

Dasselbe Bild wiederholt sich in größerem Maßstab im östlichen Feldesteil, östlich der die Lagerstätte ins Liegende verschiebenden Querverwerfung des Klinggrabens. Hier ist zwischen dem liegenden Kalk, der mit etwa 30° nach Süden einfällt,

und der Lagerstätte bezw. dem hangenden Kalk eine mit etwa 30 bis 40° flach nach Norden schiebende Gneislinse von bis 10 m Mächtigkeit und über 200 m streichender Länge eingekeilt[1]).

Wo sie mit zunehmender Tiefe an den hangenden Gneis herantritt, scheint sie den Erzkörper abzuschneiden, wie die unvermittelte Verringerung der Erzmächtigkeit bei Rollenquerschlag 1 und 2 Ost in der Stollensohle vermuten läßt. Aufschlüsse, die für die Beantwortung der Frage, ob im Liegenden der Linse der Erzkörper fortsetzt, von Wichtigkeit wären, sind nicht mehr vorhanden.

Die Grenzflächen der Linse gegen liegenden und hangenden Kalk kennzeichnen sich häufig durch Einfaltung und Verknetung des Kalks mit dem Gneis als Ueberschiebungsflächen. Wo der Erzkörper, der von der Gneislinse meist durch eine Kalkzone getrennt ist, an diese herantritt, greift er in sackartigen Falten metertief in den zersetzten Gneis hinein; Kalkblöcke, noch nicht vererzt, liegen im Gneis verflößt. Die Verknetung hat die Umwandlung des Gneises in schiefriges Eisenmanganerz[2]), das im Hangenden, stellenweise sogar im Liegenden der Linse auftritt, begünstigt. Nach Osten verliert sich die Linse mit einzelnen Gneisbrocken und einer in der Stollensohle scharf ausgeprägten Kluft im liegenden Kalk, während sie in den Firsten noch weiter zu verfolgen ist. Daß diese Überschiebungen, an denen die Gneislinse dem Kalk eingewalzt ist, mit Bildung der Erzlagerstätte nicht unmittelbar in Zusammenhang stehen, beweist der Umstand, daß der Gneis vom Erz meist durch eine Zone festen Kalks, die nach der Lagerstätte zu in Eisenkalk und Mulm übergeht, getrennt ist. Dagegen ist hier im östlichen Feldesteil die steilstehende, hangende Kalkscholle einschließlich der verdrückten Reste Unteren Zechsteins bis an den hangenden Gneis in Erz umgewandelt. Erst bei Rollenquerschlag 4, wo sich der Erzkörper wieder vom hangenden Gneis entfernt, stellen sich dieselben steilstehenden Kalkschichten ein wie im Querschlag West, nach

[1]) Vergl. Profil CD auf Tafel II.
[2]) Vergl. S. 83.

der Lagerstätte zu allmählich in Erz übergehend. Auch der verdrückte Untere Zechstein, mit 80° nach Süden einfallend, ist hier deutlich zu erkennen[1]). Die Grenze des etwa 16 m mächtigen, vorzüglichen Eisensteins gegen den liegenden Kalk ist nur dort scharf ausgeprägt, wo eine flach nach Norden fallende Lettenlinse bis zu 1 m Dicke auftritt, sodaß durch diese salbandartige Begrenzung der Erzkörper Gangform vortäuscht. Ob diese Lettenlinse eine neue, völlig zersetzte Gneislinse darstellt, ist nicht festzustellen, doch bei einem Vergleich mit der Vorderberger Grube leicht möglich. Östlich des Wiebesender Schachtes nimmt der Erzkörper an Mächtigkeit rasch ab und ist stellenweise zwischen einer hangenden Kluft und dem von zertrümmerten Gneisbrocken begleiteten Lettensalband nur noch durch eine $^1/_2$ bis 3 m mächtige Zone von Eisenkalk mit Mulm und Schwerspatadern vertreten. Auch im Liegenden der Lettenlinse tritt hier ein mit 50° N einfallender Schwerspatgang mit Mulm und Eisenkalk auf; sanderfüllte Klüfte und Kanäle im Eisenkalk und Mulm deuten auf Spalten und die Tätigkeit des Wassers hin.

50 m östlich des Wiebesender Schachtes hat ein 5 m langer Querschlag ins Hangende den überkippten Gneis und, mit diesem verknetet, Keile eines plattigen, braunen Kalksteins mit schwarzen Ablösungsflächen angefahren, die Reste des Unteren Zechsteins darstellen können.

Indem der Erzkörper in diesen Aufschlüssen von bedeutender Mächtigkeit rasch auf wenige Meter abnimmt, bald dem hangenden Gneis, bald der liegenden Gneislinse anliegt, offenbart er seine unregelmäßige Stockform. Überall, wo er mitten im Kalk auftritt, zeigt er einen allmählichen Übergang in des Muttergestein; eine scharfe kluftartige Grenze, die Gangform vortäuscht, findet sich nur da, wo er an den nicht zur Umwandlung geeigneten Gneis stößt oder von Schwerspatgängen begleitet wird. Auch das anscheinend regelmäßige, flachnördliche Einfallen des Erzkörpers, wie es manche Aufschlüsse zeigen, ist nur durch das flache Einfallen der Gneisklüfte und damit der zwischen ihnen

[1]) Vergl. Profil EF auf Tafel II

POLITECHNIKA GDAŃSKA

liegenden Kalkscholle hervorgerufen. Die Aufschlüsse beweisen ferner, daß die in der Erzmasse verwischten Spalten, von denen aus die Umwandlung des zertrümmerten Kalks in Eisenerz erfolgt ist, nur stellenweise zusammenfallen mit den Überschiebungsflächen, an denen die Gneislinse eingewalzt ist. Wahrscheinlich handelt es sich um zwei zeitlich getrennte tektonische Vorgänge.

Wie die Lagerstätte in den oberen Firsten an Mächtigkeit zunimmt, so keilt sie nach der Tiefe zu aus; der tiefe Klinger Stollen, der sie in etwa 70 m Tiefe beim Wiebesender Schacht unterfahren hat, hat nur ihre Wurzel als schwachen Spateisenstein- und Schwerspatgang im Gneis angetroffen [1]). Der Eisenstein soll hier nur 10 m unter die obere Stollensohle hinabreichen. Es muß also auch hier im Ostfelde der Grube in geringer Tiefe ein Gneisbuckel unter dem liegenden Kalk anstehen, der sich mit dem hangenden Gneis vereinigt. Da der Erzkörper seiner metasomatischen Entstehung zufolge an die Kalkscholle gebunden ist, muß naturgemäß die Lagerstätte im Gneis aufhören. Das angefahrene Gangtrum stellt nur noch eine der Klüfte dar, auf denen die Eisenlösungen zirkulierten, und von denen aus in den oberen Teufen die Umwandlung des Kalks erfolgt ist.

Die Querverwerfung des Klinggrabens hat den östlichen Teil der Lagerstätte absinken lassen, sodaß er ins Liegende verschoben erscheint. Die Verwerfung läßt sich über Tage in Gestalt der Klinggrabenschlucht und des anschließenden Wiesentälchens, sogar noch im Wald oberhalb der Wiesengrenze als Einsenkung verfolgen. Sie stellt unter Tage eine über 6 m breite, stark wasserführende Trümmerzone dar, die Schwerspat-, Glaskopf- und Gneisgerölle, in rotbraune Letten gebettet, enthält.

2. Die Aufschlüsse der Grube Vorderberg [2]).

Die Grube Vorderberg weist die gleichen Lagerungsverhältnisse wie die Klinge auf, nur in einem tieferen Niveau aufgeschlossen, ein Bild, wie es etwa eine tiefere Sohle der Klinger

[1]) Vergl. das Profil des tiefen Klinger Stollens, Tafel I.
[2]) Vergl. Profil G-H, Tafel III.

Grube zeigen würde. Hier ist nach den Aufschlüssen im Stollen und den benachbarten Querschlägen der Gneisrücken, der im westlichen Querschlag der Klinge noch von Zechstein überlagert wird, bereits an die Lagerstätte herangetreten. Von dem aufliegenden Kalk ist nur noch der Südflügel, im Stollen mit 30° südlichem Einfallen als Riffkalk aufgeschlossen, erhalten; der Nordflügel ist durch eine scharf ausgeprägte mit 55—80° nach Norden einfallende Kluft abgeschnitten, die den Gneis gegen die mit einem Schwerspatgange beginnende Lagerstätte begrenzt. Mit einer Mächtigkeit von etwa 10 m folgt der von Schwerspatgängen und -nestern begleitete Erzkörper. Er geht in Mulm und den hangenden Kalk über, der, wie in der Klinge, ein südliches Einfallen zeigt. Seine Grenze gegen den hangenden Gneis ist im Vorderberg nicht mehr aufgeschlossen; doch deuten Stücke Unteren Zechsteins, die im Hangenden der Lagerstätte an der Grenze gegen den gelbbraun gefärbten Gneis auf den Äckern auftreten, an, daß auch hier die hangende Grenze wie an der Klinge durch eine mehr oder weniger zerrissene Flexur gebildet wird.

Auch hier wird eine Deutung der Lagerungsverhältnisse erschwert durch zersetzte Gneislinsen von etwa $1^1/_2$ m Mächtigkeit, die mitten in der Lagerstätte mit 60° nördlichem Einfallen vorkommen. Sie werden ebenso wie der liegende Gneis im Hangenden von Schwerspatgängen oder Gangtrümern begleitet, sodaß sich die Folge: Gneis, Schwerspatgang, Eisenstein in der Lagerstätte mehrmals wiederholt.

Der ursprüngliche Spateisenstein ist wegen der geringen Teufe völlig in Brauneisenstein umgewandelt. Ebenso wie der Mulm ist hier der Schwerspat an der Zusammensetzung der Lagerstätte weit mehr beteiligt als in der Klinge, nicht nur in dem $1^1/_2$—2 m mächtigen, in der ganzen Grube aufgeschlossenen Gang am Liegenden und einem zweiten, die mittlere Gneislinse begleitenden Gang, sondern auch in Nestern und Adern im Erz, das infolgedessen kaum bauwürdig ist. Es ist wohl anzunehmen, daß die Gneislinsen in gleicher Weise ursprünglich dem Kalk

eingewalzt wurden wie in der Klinge. Ein Unterschied zwischen Überschiebungen und Verwerfungsspalten ist hier nicht zu machen, vielmehr fallen beide zusammen. Das Absinken des hangenden Kalkes muß dieselben Klüfte wieder aufgerissen haben, an denen die Gneislinsen dem Kalk eingepreßt wurden. Die Ausfüllung dieser Klüfte, längs denen die Eisenerzlösungen den Kalk umgewandelt haben, scheinen die Schwerspatgänge darzustellen, die somit als jüngste Mineralbildungen zu betrachten wären.

Schon in den Strecken östlich des Treppenorts[1]) stellen sich in dem liegenden Schwerspatgang Gneiskeile ein, die von dem liegenden Gneis abgeblättert sind. Im westlichen Feldesteil löst sich die Lagerstätte in einzelne gangförmige, innig mit dem Gneis verknetete Erzlinsen auf, die ebenso wie dunkle Erzbänder den Gneis durchschwärmen. Auch zertrümmerte Kalkklötze schwimmen im Gneis. Wenige Meter darüber in der Abbaufirste erreicht der geschlossene Erzkörper bereits wieder seine alte Mächtigkeit. Es ist anzunehmen, daß die Stollensohle hier bereits die gangförmig zertrümerten Wurzeln der Lagerstätte angefahren hat, während die Abbaufirsten noch in der umgewandelten Zechsteinscholle bauen. Die zu Bruch gegangenen Strecken lassen einen weiteren Einblick in die interessanten Lagerungsverhältnisse nicht zu.

3. Die Aufschlüsse der Grube Atterod.

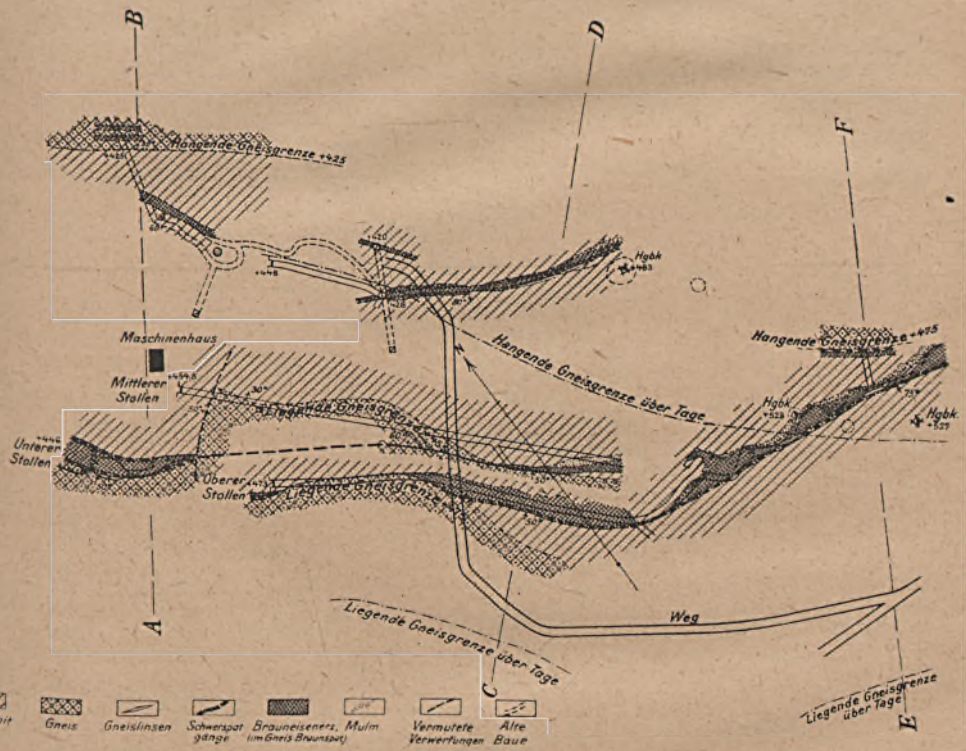
(Hierzu Tafel III und die Textabbildungen.)

Im Atterod ist im Gegensatz zu Vorderberg und Klinge die eingekeilte Kalkscholle bedeutend mächtiger als der Erzkörper, der sie in mehreren Armen durchzieht. Wenn auch infolgedessen die Stocknatur der Lagerstätte deutlicher hervortritt als in Klinge und Vorderberg, so läßt doch ihr gestreckter Verlauf noch deutlich die Richtung der Spalten erkennen, von denen aus die Vererzung stattgefunden hat, sodaß immer noch im Gegensatz zum Stahlberg eine gewisse Gangähnlichkeit vorhanden ist.

Eine stark überkippte, muldenförmige Scholle Riffdolomit

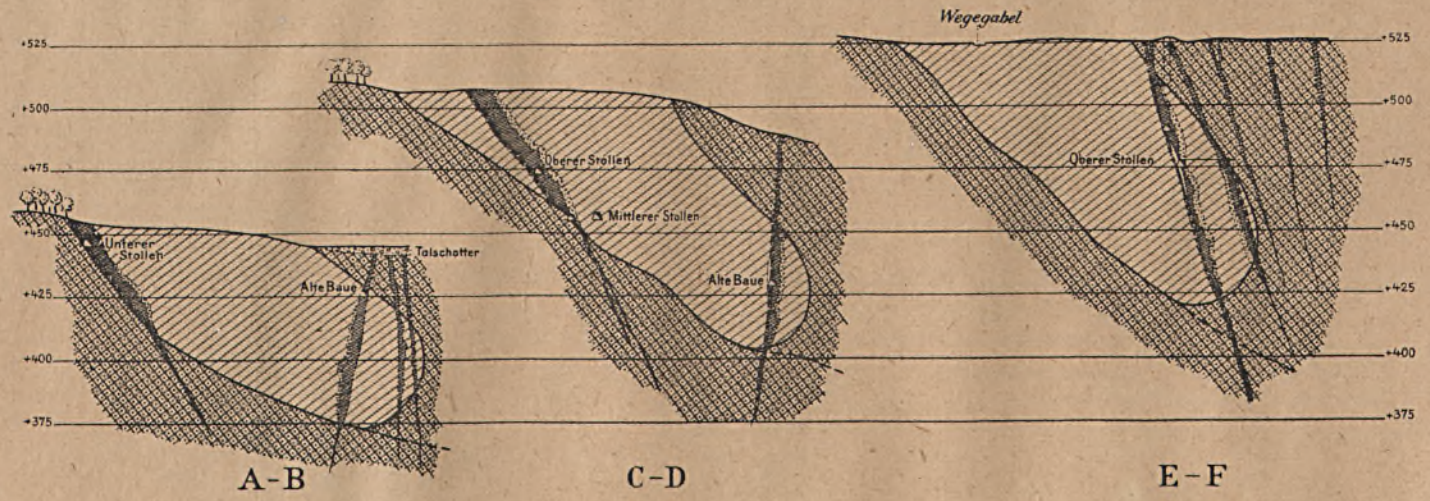
[1]) Siehe Grundriß der Grube, Tafel III.

Grundriß der Grube Atterod nach den neuen Aufschlüssen [1]).



[1]) Die geognostischen Ergebnisse der neuen Aufschlüsse, insbesondere der alten neu aufgedeckten Grubenbaue, konnten zu den farbigen Tafeln nicht mehr verwertet werden.

Profile der Grube Atterod nach den neuen Aufschlüssen.



Zu Seite 104.

von etwa 60 m Durchmesser liegt hier zwischen hangendem und liegendem Gneis eingeklemmt. Ihre Tiefenerstreckung unter die Talsohle kann in Anbetracht der tektonischen Verhältnisse zu 60—75 m angenommen werden; jedenfalls stehen die neu aufgedeckten, alten Grubenbaue noch 30 m unter der Talsohle völlig im Riffdolomit. Die Grenze der Kalkscholle gegen den hangenden Gneis ist besonders gut in diesen alten Grubenbauen aufgeschlossen. Sie stellt hier etwa 25 m unter der Talsohle eine glatte, mit 30° flach nach N fallende Trennungsfläche dar, an der ohne jedes Anzeichen einer Spaltenbildung der dunkle Riffdolomit unter den Gneis einschiebt. Im Hangenden wird sie von parallelen Eisensteingängen begleitet (Textabbildung Profil AB). Auf entsprechende Lagerungsverhältnisse deuten die Aufschlüsse am Ostende des oberen Stollens, wo der Erzkörper noch mitten im Kalk aufsetzt, ein unmittelbbar darüber stehender kurzer Schacht dagegen Braunspattrümer im Gneis durchteuft hat (Textabb. Profil EF). Auch der gebogene Verlauf der Gneiskalkgrenze über Tage deutet auf eine derartige Überkippung. Die liegende Begrenzung der Kalkscholle ist in den drei im südlichen Lagerstättenarm getriebenen Stollen mit einem nördlichen Einfallen von 50—30° aufgeschlossen. Sie wird hier durch eine 1—2 m breite Übergangszone eckiger, kleinster bis über kopfgroßer, zersetzter Gneistrümmer gebildet, die im fossilführenden Kalk schwimmen und zwischen die sich an Parallelklüften zersetzte Gneislinsen einschieben. Es muß sich dabei um eine flache Reibungszone handeln, wie sie auch in der Klinger Grube zwischen Gneislinse und Kalk auftritt. Diese Breccienzone ist schon im oberen, besonders deutlich aber im mittleren Stollen zu verfolgen. Wo die Lagerstätte an den liegenden Gneis stößt, fehlt sie und wird durch eine glatte, steiler einfallende Kluft ersetzt.

Die neueren Aufschlüsse in der Lagerstätte selbst stehen fast alle in dem südlichen Arm derselben, der zunächst der liegenden Gneisgrenze folgt, um nach Osten zu die Kalkscholle diagonal bis zum hangenden Gneis zu durchsetzen. Der untere, in der Talsohle angesetzte Stollen hat ein kurzes, anscheinend

abgesunkenes Stück dieses Lagerstättenteiles verfolgt, das in dem steinbruchartigen Stolleneingang etwa 12 m mächtig aufgeschlossen ist. Einem Schwerspatgang am Liegenden, der den beständigen Begleiter des Erzes darstellt, folgt die von Schwerspatgängen und -trümern durchzogene feste Erzmasse. Am Ende des Stollens ist die Gneiskalkgrenze durch eine glatte Querverwerfung oder einen unvermittelt vorspringenden Gneisrücken ins Hangende verschoben. Der Erzkörper macht diese Verschiebung nicht mit, sondern dringt mit seinen Wurzeln in den liegenden Gneis hinein, während die Reibungsbreccie wieder ansetzt.

Der mittlere Hauptförderstollen durchfährt zunächst einen vorspringenden Gneisrücken und die flach einfallende Breccienzone, um bei etwa 100 m Länge den Kalk wieder zu erreichen. Von zwei nach dem Liegenden zu getriebenen Flügelörtern hat das erste im Gneis eine mit 60—70° N fallende, mit Braunspat und dunkler lettiger Masse erfüllte Kluft angefahren, die wahrscheinlich die östliche Fortsetzung des im unteren Stollen vertaubenden Erzkörpers darstellt (Textabb. Grundriß). In Richtung dieser Kluft setzt im zweiten Flügelort an der Gneis-Kalkgrenze das Eisenerz als 1 m mächtiger Gang wieder an, biegt ostwärts in den Kalk hinein und ist im Stollen bei etwa 150 m Länge als vorzüglicher mürber Eisenstein, von Mulm begleitet, aufgeschlossen. Diese Lagerungsverhältnisse lassen ebenso wie im unteren Stollen darauf schließen, daß der Erzkörper nur streckenweise die Grenze zwischen Gneis und Kalk innehält, dann aber als taube Kluft in den liegenden Gneis oder mit zunehmender Mächtigkeit in den Kalk hineinsetzt. In diesen beiden Fällen stellt sich an der flachen Gneis-Kalkgrenze die Reibungsbreccie wieder ein.

Auch der obere Stollen hat zunächst nur die Breccienzone angefahren. Erst bei etwa 50 m Länge stellt sich der Erzkörper wieder ein, verläßt ostwärts die Gneisgrenze und erreicht bei etwa 80 m Länge die bedeutende Mächtigkeit bis zu 30 m. Hier im massigen, schon ursprünglich von Hohlräumen erfüllten Riffdolomit zeigt die Lagerstätte deutlich ihre unregelmäßige Stockform. Im Liegenden fast durchweg von einem etwa 1 m mäch-

tigen, mit 50—70° nach Norden fallenden Schwerspatgang begleitet, tut sich der Erzkörper unvermittelt zu großer Mächtigkeit auf, um bald wieder zu einem schmalen Eisensteinstrum zusammenzuschrumpfen. Partien, von grobkrystallinen Schwerspatnestern durchschwärmt, wechseln ab mit reinen Glaskopfmassen. Im Hangenden wird das Erz durch eine mehr oder weniger mächtige Mulmzone vom Kalk getrennt. Mulm- und Glaskopfnester reihen sich dabei perlschnurartig aneinander und lassen den Verlauf der Querklüfte verfolgen, längs denen von der liegenden Spalte aus die Vererzung in den Riffkalk vorgedrungen ist. Auch Hohlraumausfüllungen in Gestalt von rolligen, lettigen oder sandigen Massen sind hier häufig, wie überhaupt die vielfach angefahrenen, gerundeten Schlotten und Orgeln im Kalk die starke Wasserzirkulation erkennen lassen. Hier haben sich die erwähnten Sandsteingerölle[1]) gefunden. Der Schwerspatgang scheint die Ausfüllung der Vererzungskluft darzustellen. Auffällig ist dabei, daß nur der Kalk im Hangenden der Kluft umgewandelt ist mit Ausnahme der Stellen, wo der Schwerspatgang fehlt. Nach Osten zu verschwindet der Erzkörper bis auf den Schwerspat und setzt erst nach etwa 30 m in der alten Mächtigkeit wieder an, sodaß man an eine Querverwerfung denken könnte. Genaue Aufschlüsse fehlen. Die Lagerstätte nähert sich, die Kalkscholle diagonal mit etwa 75° nördlichem Einfallen durchziehend, der hangenden Gneisgrenze, auf deren Nähe einige Gneislinsen im Erz deuten. Sie ist, von Eisenstein und Schwerspat begleitet, durch einen 16 m langen Querschlag angehauen worden. Der Stollen unterfährt hier einige Schächte, die 40 m darüber steil nach Norden fallende Braunspatgänge im Gneis verfolgt haben.

Außer diesem Hauptarm der Lagerstätte sind in den alten Bauen, etwa 30 m unter der Talsohle nahe der hangenden Gneisgrenze, mehrere gangförmige Erzkörper aufgeschlossen, von denen der mächtigste auf über 100 m Länge bei 3—4 m Breite und steilem südlichen Einfallen zu verfolgen ist. Auch hier treten am Erz Schwerspatgänge und Gneislinsen auf. Die Alten, die

[1]) Vergl. Seite 89.

nur den mürben Eisenstein aufsuchten, haben reiche Glaskopferze stehen lassen, die kaum von Schwerspat verunreinigt sind. Über Tage sind diese hangenden Arme der Lagerstätte nicht erkennbar.

Auffällig ist der diagonale Verlauf und das steile, ja sogar südliche Einfallen dieser Erzkörper, das zu dem flach nördlichen Einfallen der unmittelbar benachbarten Gneis-Kalkgrenze in scharfem Gegensatz steht. Es läßt darauf schließen, daß diese gangförmigen Erzstöcke mit der überkippten Flexur nichts zu tun haben, sie vielmehr durchschneiden und in den hangenden Gneis hineinsetzen, wo sie nichts Anderes darstellen als die die Kalkscholle im Hangenden begleitenden Braunspatgänge. Eine solche Annahme, daß die erzbringenden Spalten die eingeklemmte Kalkmulde vom hangenden zum liegenden Gneis durchsetzen, im Gneis nur schwache Braunspattrümer, im umwandlungsfähigen Kalk dagegen starke Erzstöcke bilden, deckt sich mit den beschriebenen Aufschlüssen im oberen und mittleren Stollen. Sie würde auch die auffällige Erscheinung begründen, daß die bedeutenden Erzvorkommen, die in den alten Bauen in der Tiefe angetroffen wurden, über Tage nicht festzustellen sind. Die Gneislinsen, die längs dieser gangähnlichen Erzstöcke im Kalk, und zwar nur in der Nähe des hangenden Gneises auftreten, würden dann zwanglos als verstürzte Schollen zu erklären sein, die sich beim Aufreißen der erzbringenden Spalten vom hangenden Gneis gelöst haben. Sollte diese Annahme, für die weitere Grubenaufsohlüsse noch den endgültigen Beweis erbringen müssen, zutreffen, so würde sie bedeutungsvolle Schlüsse über die Verteilung der Erzvorräte zulassen. Aus dem Verlauf der Spalten, die die flachliegende Kalkscholle steil durchsetzen, würde zu folgern sein, daß der liegende Erzstock, auf dem die Grube heute baut, nach der Tiefe zu in den Gneis hineinfällt, d. h. unbauwürdig wird, daß dagegen die aus dem überschobenen Gneis in den Kalk hineinsetzenden Braunspatgänge in der Tiefe, im Kalk, sich veredeln und bei dem flachen Einfallen der Gneis-Kalkgrenze und der mutmaßlichen Teufe, bis zu der die Kalkscholle unter die Talsohle reicht, reiche

Erzvorräte versprechen. Insbesondere dürfte die mächtige Gangzone vom Happeraff-Frauenberg, falls sie sich noch in den Kalk hinein erstreckt, einen bedeutenden Erzstock in der Tiefe bilden.

B. Verlauf des Klinger Spaltungszuges über Tage.

(Hierzu die geognostische Karte, Tafel I.)

Östlich des Trusetals ist die Klinger Spalte im Glimmerschiefer des Seimbergs am Grumbachsköpfchen nur durch schwache Pingenzüge angedeutet. Auf der westlichen Talseite beginnt sie am Hübelsberg, kenntlich durch verstreute Schwerspatstücke, nahe dem Wasserfallgraben. Die jetzt geschlossene Grube Hübelsberg hat sie hier im Niveau der Talsohle in Gestalt eines im Trusetalgranit aufsetzenden, etwa 2 m mächtigen Ganges von verquarztem Schwerspat angefahren. Den Schwerspat begleiten Braunspat und Spateisenstein, stellenweise in ärmlichen Glaskopf übergehend. Unweit westlich soll sich bereits eine 6—8 m mächtige Kalkscholle angelegt haben; die Luftschächte und auch der Stollen haben bedeutende Massen großkrystallinen Braunspats zutage gebracht. Weiterhin kreuzt der Pingenzug den Fahrweg, erreicht etwa 30 m Breite und gabelt sich in zwei Arme, von denen der liegende, südliche die eigentliche im Zechstein aufsetzende Lagerstätte darstellt, während der nördliche, mit Braunspat und schwacher Glaskopfführung, bald darauf im zersetzten Granit sich zu verlaufen scheint. An dem liegenden Pingenzug liegen gute Glaskopferze verstreut. Er ist in seinem Verlauf an eine südlich auftretende Riffscholle geknüpft, die zahlreiche *Acanthocladia*-Ästchen neben anderen Fossilien erkennen läßt. Sie ist bereits in dem zum Wasserfallgraben parallellaufenden Waldweg festzustellen, aber unter der Granitüberrollung erst deutlich aufgeschlossen durch ein flaches Treppenort am Waldrand. Dem massigen Riffdolomit folgt hier nach Norden eine schmale Mulmzone und ein mit 55° nach Norden fallender, zerklüfteter und unreiner Schwerspatgang von etwa $1^1/_2$ m Mächtigkeit, dem wieder Mulm und Eisenstein von 4 m Breite sich anschließen. Genaue Aufschlüsse fehlen.

Im weiteren Verlauf wird der Spaltenzug von den Wiesen verhüllt und ist erst durch die alten Pingen der Grube Vorderberg und den Vorderberger Stollen wieder aufgeschlossen. Am Bach, nahe dem Stollenmundloch, läßt ein trockener, mit Kalkblumen bewachsener Hügel den über dem Granitgneis nach Süden einfallenden, im Stollen aufgeschlossenen Riffkalk erkennen. Dicht oberhalb der Vorderberger Pingen tritt am Waldrande eine Quelle hervor, anscheinend auf einer Parallelspalte, um nach wenigen Metern in der Lagerstätte zu versickern. Der hangende Gneis ist hier am Berghange tiefgründig zu dunklem Grus zermürbt und von Sandschichten bedeckt. Dunkelbraune, plattige, feine Hohlräume enthaltende Kalkstücke deuten das Ausgehende des Unteren Zechsteins an. Ob die in der Grube aufgeschlossene, hangende Kalkscholle größere Mächtigkeit besitzt, ob sie gar nach Osten in den Wiesengrund sich fortsetzt und den Keil zwischen den beiden Pingenzügen am Hübelsberg erfüllt, wie auf der Karte, Tafel I, angenommen ist, läßt sich bei der Überrollung nicht nachweisen. Westlich der Grube Vorderberg setzt sie sich am Waldrande, stellenweise in den Ackerfurchen erkennbar, anscheinend bis in die Gegend von Laudenbach fort. Der gute Eisenstein, der in den Vorderberger Pingen zutage geht, nimmt nach der Tiefe zu ab und geht in bedeutende Nester armen Mulms von 10—14 vH. Eisen und mit Schwerspat reichlich durchwachsenen, kaum bauwürdigen Eisenstein über. Auch östlich des Stollens, nach der Wiese zu, soll der Eisenstein durch Mulm verdrängt werden. Zwischen der Vorderberger Grube und Laudenbach ist die Lagerstätte nur an zwei Stellen aufgeschlossen, und zwar durch eine verschüttete Pinge, 140 m westlich des Vorderberger Treppenorts, und durch mehrere Pingen etwa 100 m östlich des von den Weberwiesen herabkommenden Wasserlaufs. Die letztgenannten Pingen haben neben Glaskopferzen viel fossilführenden Riffdolomit zutage gefördert, der anscheinend der im Hangenden des Erzes auftretenden, am Waldrande aufgeschlossenen Kalkscholle angehört. Südlich der Lagerstätte, oberhalb Laudenbach, schaut hier am Wegrain der Gneis in Felsen hervor. Das

übrige von Feldern bedeckte Gelände zwischen Vorderberg und Laudenbach ist so stark mit Gneissanden, Geröll und Lehm bedeckt, daß eine Klärung der Lagerungsverhältnisse auf große Schwierigkeiten stößt.

Längs des von den Weberwiesen kommenden Wässerchens hat der längst verbrochene, bei den letzten Häusern von Laudenbach angesetzte Friedrich-Wilhelm-Stollen die Lagerstätte in geringer Teufe durchfahren. Nach einem alten Profil[1]) soll er nach einer Schotterzone ein Trümmergestein aus Eisenerz, Eisenmulm und Granitgeröllen, von Schwerspat und Eisensteingängchen durchsetzt, angetroffen haben, das die Lagerstätte darzustellen scheint. Unter dem »Trümmergestein« werden rollige Hohlraumausfüllungen im Mulm zu verstehen sein. Dahinter ist ein schwacher Eisenkalkkeil und dann der Gneis angefahren worden, in dem der Stollen endigt. Im Gneis sollen mehrere Braunspatgänge durchörtert worden sein. Sie scheinen schon dem Heßleser Gangzug anzugehören, der sich westlich von Laudenbach der Klinger Spalte anschart. Über Tage ist hier die Lagerstätte in dem nach den Weberwiesen führenden Wege als schwerspathaltiger Eisenstein und Glaskopf von etwa 12 m Breite zu erkennen; weiter nach Westen setzt sie sich in mehreren Pingen, am oberen Rande einer Wiese gelegen, fort. Ihre Richtung deutet nach dem breiten Pingenfeld in dem Waldstückchen südwestlich des Kohlbergs, eine Verbindung ist jedoch nicht einmal an Erzbruchstücken auf den Äckern festzustellen. Die Lagerungsverhältnisse sind hier mangels geeigneter Aufschlüsse recht unklar. Längs des den Kohlberg hinaufführenden Weges vor dem Walde haben mehrere Pingen den Eisenstein mit viel Zechsteinstücken zutage gebracht, auch ist die Wegböschung derart stark von Eisensteinbrocken durchsetzt, daß eine Gabelung des Erzkörpers anzunehmen ist, deren nördlicher Ast sich längs Weg und Waldrand den Kohlberg hinanzieht. Hier vereinigt er sich mit dem Heßleser Gangzug.

Dieser zweigt am Südhange des Kohlbergs, durch schwache

[1]) Vergl. das Profil, Tafel I.

Pingen, mehr noch durch den Geländeknick gegen den Gneis angedeutet, von der Klinger Spalte ab. Östlich der Weberwiesen ist er im Walde durch einen breiten Pingenzug aufgeschlossen, der sich mit wenigen Unterbrechungen, überall durch einen scharfen Geländeknick bezw. Talbildung markiert, nördlich des Vorder- und Hübelsberges gradlinig bis in den Trusegrund fortsetzt. Er stellt einen echten, im Gneis aufsetzenden Gangzug dar, wahrscheinlich die Wurzel einer dem Klinger Erzstock entsprechenden Lagerstätte, deren Zechsteinscholle bereits abgetragen oder nur in verquetschten Resten erhalten ist. Die Geländegestaltung, die sich hier wie bei wenigen anderen Gängen des Gebietes seinem Verlaufe eng anschließt, scheint anzudeuten, daß die Zechsteinscholle noch nicht allzulange der Abtragung zum Opfer gefallen ist. Auf den Halden findet sich Schwerspat mit Braunspat und wenig Glaskopf. Neuere Versuchsschächte haben im zersetzten, lettigen Gneis neben viel Braunspat nur Erzspuren angetroffen. Den zahlreichen Pingen nach muß der Gang nahe der Tagesoberfläche als Anreicherungszone einen mürben, guten Brauneisenstein geführt haben, den die Alten sehr gesucht haben.

Durch die Vereinigung des Vorderberger Erzzuges und des Heßleser Ganges erreicht die Lagerstätte in dem Waldstück südwestlich des Kohlberges bedeutende Mächtigkeit. Wahrscheinlich ist hier die Zechsteinscholle in ihrer ganzen Ausdehnung in Erz umgewandelt, denn der breite Erzkörper wird an beiden Seiten von Gneis begrenzt. Das Pingenfeld, auf dem vorzügliche Glasköpfe und Schwerspat verstreut liegen, umschließt bei einer Breite von insgesamt 75 m einen etwa 20 m breiten Tagebau, der die besten Erze gewonnen haben muß. Die südlich bis in die Waldspitze reichenden Pingen scheinen nur Versuchsschächte außerhalb der Lagerstätte oder Luftschächte eines alten Stollens darzustellen. Erz oder Kalk haben sie nicht gefördert, wohl aber einen Melaphyrgang angetroffen.

Westlich des Kohlberges tritt die Lagerstätte in das Gebiet des Zechsteins, der im Liegenden derselben von hier bis an die Hohe Klinge in normaler Entwicklung als Unterer, Mittlerer und

Oberer Zechstein den Gneis mit südlichem Einfallen überlagert. Der Erzkörper ist hier durch einen schmalen, von einem Laubwaldstückchen begleiteten Pingenzug aufgedeckt, der sich bis in die Nähe der Grube Klinge hinzieht. Die Lagerstätte scheint nur geringe Mächtigkeit, aber gute Erztührung zu haben. Der Untere Zechstein hat hier an der Umwandlung teilgenommen, wie zahlreiche Stücke von dünnschiefrigem Erz und purpurrot vererztem, dickplattigen Kalkstein — anscheinend Mutterflöz — beweisen. Gneis, der hier zuerst gelbbraun, weiterhin lichtrötlichgrau zersetzt an die Lagerstätte stößt und südlich wieder von Unterem Zechstein auf den Feldern überdeckt wird, deutet auf einen Gneissattel, der hier, ähnlich wie im westlichen Querschlag der Grube Klinge, aus dem Unteren Zechstein im Liegenden der Lagerstätte auftaucht.

Nach Westen tritt die Lagerstätte ansteigend in das Gebiet des Mittleren Zechsteins. Bis zum Wiebesender Schacht ist der Erzkörper schmal; nur eine Pinge, etwa 80 m östlich desselben, hat hier die Lagerstätte aufgeschlossen. Auch unter Tage ist hier durch die Klinger Grubenbaue nur unbedeutende Erzführung angetroffen[1]). Erst westlich der Schachthalde beginnen die breiten Tagebaue und Bruchfelder der Grube Klinge, die über Tage die hangende mit 80° nach Norden einfallende Kalkscholle sowohl wie den $1^1/_2$ m mächtigen Schwerspatgang am Liegenden des Erzkörpers erkennen lassen. Hier werden die besten Erze des ganzen Lagerstättenzuges gewonnen; das Fördergut enthält 40—44 vH. Eisen und 4—6 vH. Mangan.

Die gradlinig verlaufende Grenze zwischen Riffdolomit und Unteren Letten südlich der Lagerstätte stellt möglicherweise eine Parallelverwerfung dar, die sich nach Westen bis an die Hohe Klinge hinzieht und vielleicht mit der südlichen Begrenzung des liegenden Gneisrückens im Atterod in Verbindung zu bringen ist. Die alten Aufschlüsse im tiefen Klinger Stollen[2]) und das steile Einfallen der Letten an dem Klinger Grubenweg scheinen sie anzudeuten.

[1]) Vergl. S. 101.
[2]) Vergl. das Profil, Tafel I.

Westlich der Klinggrabenstörung, die in der Geländeform deutlich hervortritt, ist das Ausgehende der Lagerstätte im Walde durch einen Pingenzug aufgeschlossen, der sich mit einer durchschnittlichen Breite von 15—20 m bis zur Hohen Klinge hinzieht. Etwa 150 m westlich der Klinggrabenstörung deuten tiefe, tagebauartige Pingen, in denen man den Erzkörper etwa 100 m weit in seiner ganzen Breite gewonnen hat, auf besonders gute, spatfreie Erze hin. Unterer Zechstein geht hier, an Mergelblättchen erkenntlich, mit der hangenden Kalkscholle zutage aus; die Lagerungsverhältnisse sind also hier dieselben wie im westlichen Querschlag der Grube Klinge.

Wo der Pingenzug an der Hohen Klinge den Wald verläßt, nimmt die Lagerstätte eine Mächtigkeit von über 30 m an. Sie kommt hier an der Landesgrenze in Schwerspatfelsen, die einen breiten Rücken bilden, zutage. Das Eisenerz tritt hinter den mit 45° nach Norden fallenden Gangmassen unreinen Spats, die besonders nach dem Liegenden und Hangenden zunehmen, zurück. Immerhin braucht aus dem Überwiegen des Schwerspats über Tage nicht auf eine Verarmung der ganzen Lagerstätte geschlossen zu werden. Da das spatfreie Erz abgebaut und nur die schlechten Mittel zurückgelassen sind, geben die Pingen häufig ein falsches Bild. Auch gehen nicht selten schwerspatreiche Partien nach der Tiefe zu in reinen Eisenstein über. Eine breite Gneislinse ist, nach den Halden zu schließen, der Lagerstätte eingeschaltet. Auch im Schwerspat sind etwa 10 cm breite Linsen von Gneis eingelagert; das große Glimmerblättchen führende Gestein ist hier in schiefriges Manganeisenerz umgewandelt, das von vererztem Unteren Zechstein kaum zu unterscheiden ist. Auch traubiger Psilomelan wurde hier gefunden.

Zwischen Hoher Klinge und Atterod verwirrt sich das Bild der Lagerungsverhältnisse. Mehrere Braunspatgänge, im Gneis aufsetzend und durch bedeutende Pingenzüge markiert, laufen hier der Lagerstätte parallel oder scharen sich mit ihr, während sie selbst kaum aufgeschlossen ist. Ihr Inhalt scheint demnach an der Tagesoberfläche unbauwürdig zu sein bezw. größtenteils aus Schwer-

spat zu bestehen. Wenige Meter westlich der Landesgrenze verschmälert sich der breite Geländerücken, den die Lagerstätte bildet. Der Gneis, der in dem zur Schutzhütte hinabführenden Wege überall ansteht, verdrängt den Erzkörper nach Süden, so daß er an der Schutzhütte nur noch höchstens 6 m breit ist. Westlich davon verschwinden auch die Pingen, sodaß, da zugleich nördlich im Walde ein breiter Pingenzug ansetzt, die Annahme einer Querverwerfung nahegelegt wird, die die Lagerstätte ins Hangende verschoben hat. Erst an einer vorspringenden Waldecke, 200 m nordwestlich der Schutzhütte, sind wieder Schwerspatfelsen und Eisenstein in Pingen aufgeschlossen und stellen ihrer Streichrichtung nach die Fortsetzung der Klinger Lagerstätte dar. Auch zwischen diesem Punkte und der Schutzhütte ist an Schwerspatstücken der Spaltenzug als Grenze zwischen Gneis und Kalk zu erkennen. Südwestlich der Schutzhütte tritt aus dem Kalk ein runder Gneisrücken hervor.

Nach Nordwesten verschwindet nun die für die Klinger Spalte in den oberen Teufen charakteristische Geschlossenheit des Erzkörpers, und die Lagerstätte spaltet sich mehr und mehr teils in Gänge, die den hangenden Gneis durchsetzen, teils in stockförmige Erzkörper im Riffkalk. Der schmale Gneisrücken, der die liegende Begrenzung des Atteroder Riffkeils bildet, schnürt hier die Lagerstätte ein. Ein Arm des Erzkörpers scheint westwärts seiner Grenze gegen den Kalk zu folgen. Aufschlüsse fehlen. Der Hauptspaltenzug zieht sich zunächst am Waldrande entlang, anscheinend als Grenze zwischen der Atteroder Kalkscholle und dem hangenden Gneis. Weiterhin nimmt er einige spießwinklig in den Kalk hineinsetzenden Braunspatgänge auf und durchkreuzt als der mächtige Erzstock, auf dem Grube Atterode baut, den Kalk bis zum liegenden Gneis. In gleicher Weise scheinen benachbarte Braunspatgänge im Streichen und nach der Tiefe zu sich in den Kalk hineinzuziehen und hier die hangenden Erzstöcke zu bilden, die in den alten Bauen aufgeschlossen, aber über Tage nicht festzustellen sind. Die nördliche Grenze der Kalkscholle gegen den Gneis bildet eine überkippte Flexur, die

bis ins Thüringer Tal und am jenseitigen Berghange ohne Spuren von Erz zu verfolgen ist.

Auf den innigen Zusammenhang der Erzstöcke mit den im hangenden Gneis parallellaufenden Braunspatgängen ist schon mehrfach hingewiesen worden. Die spießwinklige Abzweigung solcher Gänge vom Zechsteinerzkörper ist längs des ganzen Klinger Spaltenzuges, vom Heßleser Gang bis zu den Gängen am Frauenberg bei Steinbach eine charakteristische Erscheinung. An der Wiedleite sind solche bis zu 2 m mächtigen Braunspatgänge, mehrfach miteinander scharend, durch starke Pingenzüge aufgedeckt. Bergbauversuche versprechen hier im Gneis, nachdem die reicheren Erze der Oxydationszone von den Alten abgebaut sind, wenig Erfolg. Das Nebengestein nimmt an der Zusammensetzung der Gänge innigen Anteil, nicht nur als vererzte Trümmermasse, sondern auch auf Klüften mit Erz verwachsen. Die ursprünglich als Spateisen und Braunspat abgesetzten Erze sind nahe der Tagesoberfläche von den Klüften und Haarrissen aus in Brauneisenstein umgewandelt und mit Glaskopfrinden umgeben. Noch in größerer Tiefe wird der Braunspat — ockerig zersetzt wie frisch — häufig von Pyrolusitschnüren durchzogen, ein Anzeichen dafür, daß die Metallösungen der Oxydationszone, insbesondere des Mangans, auf Spalten bis in die primäre Zone hinabgedrungen sind.

Der schmale Gneisrücken, der z. T. von Laubwald bedeckt, das Liegende der Atteroder Riffscholle bildet, und an dessen Südseite sich auf den Wiesen wieder Riffkalke anlegen, verliert sich auf der westlichen Seite des Thüringer Tales, an den Feldrainen aufgeschlossen, im Riffkalk. Ein neuer im Gneis angesetzter Stollen hat hier bei etwa 40 m Länge den schwarzbraunen Kalk angefahren, unter den der Gneis mit etwa 35° untertaucht. Nach Nordosten wird der Gneis abgeschnitten von der westlichen Fortsetzung des Atteroder Erzstocks, die hier mit 50—60° nördlichem Einfallen als schmaler Pingenzug mitten im Riffkalk etwa 500 m weit bis an den zum Frauenberg führenden Feldweg zu verfolgen ist. Anscheinend nähert sie sich zwischen Frauenberg und Zugfinkkuppe wieder der Randflexur. Die Lagerstätte scheint

hier über Tage mehr unreinen Schwerspat als Eisenerz zu führen. Am südlichen Hange des Frauenbergs schart sich auch ein im Gneis liegender, von starken Pingen begleiteter[1]) Parallelgang, der vom Happeraff auf die westliche Seite des Thüringer Tales setzt, mit der Randstörung, die nun wieder als schwache Erzlagerstätte, mehrfach aus dem Hangenden Pingenzüge aufnehmend, bis nach Steinbach zu verfolgen ist. Der tiefe Stollen der Grube Fluor hat die mit etwa 50° nach Norden fallende Randflexur durchörtert. Während über Tage am Feldrain noch Mulm und wenig Glaskopferze zu erkennen sind, ist in der Stollensohle, 60 m darunter, nur noch mulmiger Eisenkalk mit Schwerspatadern und eine Trümmerzone von Gneisbruchstücken mit Braunspatschnüren angefahren worden. Aus diesen ungünstigen Aufschlüssen braucht noch nicht auf eine Vertaubung der ganzen Erzlagerstätte geschlossen zu werden. Entsprechend den Lagerungsverhältnissen im Atterod, wo auch die Randflexur kaum Erzführung aufweist, können auch zwischen Thüringer Tal und Steinbach die über Tage im Gneis auftretenden Braunspatgänge, soweit sie in den Riffdolomit hineinsetzen, in der Tiefe Erz führen.

VI. Entstehung der Lagerstätte.

Eine Erörterung der Frage, ob das Erz infolge metasomatischer Umwandlung des Riffdolomits durch der Tiefe entstammende Eisenlösungen entstanden ist, oder ob etwa nur eine Konzentration des primär im Zechstein gleichmäßig verteilten, geringen Eisengehaltes längs der Spalten stattgefunden hat, ist bei der fast vollständigen sekundären Umlagerung des Metallgehaltes zwecklos. Wichtiger ist eine Klärung der tektonischen Vorgänge, die der Lagerstätte ihre scheinbare Gangform gegeben bezw. die später teilweise vererzte Kalkscholle zwischen Gneis eingekeilt haben.

[1]) Da diese Gänge sich aus einer Anzahl den Gneis durchschwärmender Gangtrümer zusammensetzen, kann aus der Breite der Pingenzüge, die für die Karteneinzeichnung maßgebend war, nicht auf die Gesamtmächtigkeit und den Erzvorrat geschlossen werden.

A. Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Grube Klinge.

1. Faltung und Überschiebung.

Bei Erläuterung des Profils durch den westlichen Querschlag der Grube Klinge[1]) war dargelegt worden, daß hier die Zechsteinschichten zwischen hangendem Gneis und dem Gneissattel im Liegenden den unteren muldenartigen Schenkel einer Flexur darstellen, an derem Mittelschenkel der Untere Zechstein, z. T. ausgewalzt, noch erhalten ist. Dasselbe Bild, durch andere Störungen mehr oder minder verschleiert, wiederholt sich in den anderen Aufschlüssen der Klinger Grube. Es ist auch im Vorderberg durch das Auftreten des Unteren Zechsteins am hangenden Gneis über Tage und das südliche Einfallen der Zechsteinschichten über dem liegenden Gneis angedeutet. Daß im Liegenden hier der Untere Zechstein fehlt, ist in dieser Gegend eine häufige Erscheinung; er wird durch die unmittelbar auf das alte Gebirge übergreifende Rifffacies ersetzt. Auch im Atterod scheint der Riffkeil zwischen hangendem und liegendem Gneis muldenartige Begrenzung zu haben. Eine solche überkippte Randflexur, in deren liegendem, trogförmigem Schenkel jüngere Schichten sich erhalten haben, ist am Südwestrande des Thüringer Waldes eine häufige Erscheinung[2]). In der Verlängerung der Klinger Spalte nach Südosten, entlang dem Pingenzug des Grumbachsköpfchens, finden wir die Floher Störung, die bei Hohleborn nordwestlichen Verlauf annimmt. Hier am Hunsrück zeigt sich das entsprechende Bild: Jüngere Schichten — diesmal der Untere Buntsandstein — bilden im liegenden Schenkel einer überkippten Flexur auf Oberem Zechstein eine Mulde, südwestlich von der der Zechstein wieder auftaucht. Es liegt sehr nahe, in der Klinger Störung die Fortsetzung dieser Flexur zu sehen. Die auffällige Begrenzung des Buntsandsteins gegen Glimmerschiefer westlich von Hohleborn, ferner die am Weinberg diesem muldenartig aufgelagerte Zechstein- und Buntsandsteinscholle in

[1]) Vergl. S. 98.

[2]) Vergl. E. Böhne, Randgebiet Thüring. Wald. S. 121 ff.

Verbindung mit dem zum Hübelsberg hinüberführenden Pingenzug des Grumbachsköpfchens scheinen diese Vermutung zu bestätigen.

Mit der beschriebenen, beim Emporpressen des Gebirgskerns entstandenen Einfaltung der Zechsteinschichten müssen die wurzellos im Kalk auftretenden Gneislinsen, wie sie in den östlichen und westlichen Klinger Grubenbauen beschrieben wurden, in Zusammenhang stehen. Bei Heraushebung des Gebirges längs einer solchen überkippten Flexur braucht die Überschiebung der alten auf die jüngeren Schichten nicht immer durch Zerreißen des Mittelschenkels stattzufinden wie bei Steinbach-Hallenberg und Altersbach. Es können mit solcher, auf schmalen Raum begrenzten Faltung zugleich im hangenden wie liegenden Schenkel der Flexur annähernd gleichgerichtete Spalten aufgerissen sein, an denen bei weiterem Schub eine Bewegung der Gebirgsschollen sich vollziehen konnte. Bei einer solchen Bewegung werden die Gneislinsen dem Kalk eingepreßt worden sein. So ist die große Gneislinse in der Klinger Grube vielleicht in der Weise entstanden, daß an einer im liegenden Schenkel der Flexur aufgerissenen, flach nach Norden einfallenden Kluft bei Verstärkung des Gebirgsschubes die Mulde samt hangendem Gneis auf den Kalk überschoben, an einer hangenden Parallelkluft dann wieder abgesunken ist, sodaß ein Gneiskeil zwischen beiden Schiebeflächen hängen blieb[1]). Es ist wenig wahrscheinlich, daß diese Überschiebungen schon die Erzbringer darstellen. Ganz abgesehen von dem Umstand, daß in der Klinge der Erzkörper nur an wenigen Stellen sie berührt, macht ihr flaches Einfallen und die innige Verknetung zwischen Gneis und Kalk sie nicht als Zufuhrkanäle für Eisenlösungen geeignet. Zeitlich hängen sie mit der Gebirgsbildung, die bereits vor dem Oligocän einsetzte, zusammen.

[1]) Von diesem Gesichtspunkt aus gewinnen die schmalen »Granitklippen«, die in der Störungszone des Mommeler Lagerstättenzuges im Niveau des Mittleren Zechsteins angefahren worden sind, erhöhte Bedeutung. Eine Neubearbeitung der Mommeler Lagerstätte im Vergleich mit dem Klinger Spaltenzug würde interessante Ergebnisse liefern.

2. Spaltenbildung und Mineralzufuhr.

Von diesen älteren Druckstörungen zu unterscheiden sind die mehr oder weniger steilstehenden Zerrungsspalten, die dann erneut ein mehr staffelförmiges Absinken der Schichten des Vorlandes bewirkten, und die die Erzlösungen gebracht haben. Eine solche Spalte hat, wie das Profil im Querschlag West der Grube Klinge zeigt[1]), die schmale Zechsteinmulde zerrissen und den nördlichen Flügel um etwa 50 m absinken lassen, sodaß der Querschlag in der Richtung von SW nach NO aus dem Unteren Zechstein durch den Erzkörper in die steilstehenden Schichten des Mittleren Zechsteins führt. Im östlichen Feldesteil versetzt uns die Querverwerfung des Klinggrabens in ein höheres Niveau, sodaß hier Gneisrücken und Unterer Zechstein im Liegenden des Erzkörpers, ganz abgesehen von einer Lageveränderung durch die Überschiebungsflächen, unter dem Mittleren Zechstein bezw. Riff verborgen liegen. Mit dem Aufreißen dieser Spalten, mit denen wohl eine Zertrümmerung der Kalkschichten Hand in Hand ging begann die Zufuhr der Eisenlösungen, die nun je nach der mehr oder weniger starken Zerklüftung der Kalkmassen die Umwandlung vollzogen. Da nur in den Kalken des Zechsteins die Umsetzung des kohlensauren Kalks in kohlensaures Eisen stattfinden konnte, war die Entstehung eines mächtigen Erzkörpers nur in der gefalteten und verworfenen Zechsteinscholle möglich. Unter dem Niveau des Zechsteins findet sich nur die gangförmige Ausfüllung der einen oder mehrerer Spalten, auf denen die umwandelnden Quellen emporgedrungen sind.

Solche erzbringenden Spalten, an denen ein staffelförmiges Absinken des Vorlandes sich vollzog, stellen nicht nur die Parallelgänge des Klinger Spaltenzuges im Gneis dar, deren zugehörige Zechsteinschollen ebenso abgetragen sind wie an der Klinger Spalte die Schichten des Buntsandsteins, sondern wahrscheinlich auch die südwestlichen, noch von Buntsandstein über Tage begrenzten Störungen, zu denen die Mommel den Übergang

[1]) Vergl. Profil A B, Tafel II.

bildet. Nimmt man demnach an, daß der Heßlesergang, die Klinger Spalte, die Mommel nur in tieferem oder höherem Niveau erhaltene Stufen derselben Entwicklung darstellen, so müßte auch die 500 m südlich der Mommel verlaufende Heßles-Beiroder Störung, die sich mit der Mommeler Spalte bei Liebenstein zu vereinigen scheint, also auch mit der Stahlquelle in Verbindung zu bringen ist, Erzführung aufweisen. Es ist sehr wohl möglich, daß unter dem Buntsandstein hier in der Tiefe Unterer und Mittlerer Zechstein Spateisenstein enthalten, ähnlich der Stahlberg-Störung bei Seligenthal. Bohr- oder Schürfversuche würden hier mehr Aussicht auf Erfolg haben als auf den benachbarten Pingenzügen im alten Gebirge, wo sie stets nur die unbedeutenden und armen Gangwurzeln abgetragener Eisenerzlagerstätten antreffen.

Diese Eisenlösungen sind durch kohlensaure Wässer entweder aus schwach eisenhaltigen Gesteinen der näheren Umgebung, wie z. B. dem Granit-Gneis oder dem Zechstein selbst ausgelaugt worden, oder sie entstammen eisenreichen Magmen[1]), wie sie z. B. in den Basalten der nahen Rhön zutage gekommen sind. Jedenfalls hat die im Gefolge der Basalteruptionen aufsteigende Kohlensäure bei Bildung der Eisenerzlagerstätten eine wichtige Rolle gespielt. Die Kohlensäureausbrüche in den Kaligruben des Werragebietes wie die Kohlensäurequellen der Vorderrhön, in Verbindung mit der kohlensäureführenden Stahlquelle von Liebenstein, die auf der Mommeler Spalte empordringt, stellen den Zusammenhang mit den ursprünglich kohlensauren Eisenerzlagerstätten dar. Die weitgehende Zersetzung des Gneises in kaolinische Massen in der Nähe der Lagerstätte läßt vermuten, daß diese kohlensauren Quellen als Thermen emporgedrungen sind. Wird die Entstehung der quellführenden Spalten wie ihr Kohlensäuregehalt mit den Basalteruptionen der Rhön, die erst im Miocän einsetzten, in zeitlichen Zusammenhang gebracht, so würde sie eine zweite Periode der Gebirgsbildung darstellen gegenüber jenen älteren Überschiebungen.

Auffällig ist, daß auf der Klinger Spalte zwar reichlich Schwer-

[1]) Vergl. R. Bärtling, a. a. O. Schwerspatlagerstätten, S. 103.

spatgänge, aber stets unrein und selbst in den tiefsten Aufschlüssen ohne jeden Flußspat auftreten, während der benachbarte Mommeler Schwerspatgang sowohl wie der nördliche Floßberggang reichlich Flußspat führen. Dafür verdrängt nach der Tiefe zu der Quarz den Schwerspat; im Granit des Hübelsbergs z. B. beginnt der Schwerspatgang schon zu verquarzen. Von den in der Mommel nach der Tiefe zu einander ablösenden Mineralien: Schwerspat, Flußspat, Quarz ist demnach der Flußspat ausgefallen.

B. Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Grube Vorderberg.

In der Grube Vorderberg, die im allgemeinen das Klinger Profil wiederholt, ist eine Unterscheidung zwischen Flexur, Überschiebung und dem Aufreißen der erzbringenden Spalten nicht in dem Maße möglich wie in der Klinge. Wahrscheinlich hat die spätere Störung hier die älteren Klüfte wieder aufgerissen und verwischt, wie es vielfach an dem Spaltenzug der Fall zu sein scheint. Beide Vorgänge vereinigen sich zu dem recht komplizierten Gesamtbilde, sodaß die Schwerspatgänge und die Grenzklüfte des Erzkörpers dasselbe Einfallen haben wie die Gneislinse in der Mitte der Lagerstätte. Doch ist die ursprüngliche Flexur sowohl wie das spätere Absinken der nördlichen Zechsteinscholle an der erzbringenden Kluft entsprechend dem Klinger Profil noch zu erkennen.

C. Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Grube Atterod.

Die Lagerungsverhältnisse der Klinge wiederholen sich im Atterod in noch großartigerem Maßstab. Die eingekeilte Scholle Riffdolomit, unter dem der Untere Zechstein fehlt, ist hier weit stärker überkippt. Auch sind hier die im liegenden Schenkel der Flexur trogförmig eingefalteten Zechsteinmassen in größerer Ausdehnung erhalten als an der Klinge, vielleicht eine Folge des stufenförmigen Absinkens längs von Querverwerfungen, die nach Westen zu immer höhere, also breitere Teile der Mulde in das gleiche Niveau gerückt haben. Infolgedessen verschwindet auch der liegende Gneis, der dem schmalen Gneissattel der Grube

Klinge entspricht, westlich des Thüringer Tales unter dem absinkenden Riffdolomit.

Diese einfachen Lagerungsverhältnisse werden unklar durch die Zone von Gneistrümmern, die sich an der Grenze zwischen liegendem Gneis und Riff einschiebt, und die nicht als Grundkonglomerat, sondern als Reibungsbreccie angesehen werden muß. Es stellt demnach die Unterlage des liegenden Muldenflügels eine nach der Tiefe sich verflachende Reibungskluft dar, an der eine Verschiebung der Riffscholle am liegenden Gneis stattgefunden hat, das Gegenstück zu den flachen Überschiebungsklüften, wie wir sie als Begrenzung der Gneislinse in der Klinger Grube kennen gelernt haben.

Später auftretende Gebirgsspannungen haben dann in diesem gestörten Gebiet längs der Flexur eine Zone geringsten Widerstandes gefunden, die nun aufs neue der Schauplatz von Schichtenverschiebungen wurde. Diesmal lag das behandelte Gebiet jedoch nicht in der Pressungs-, sondern der Zerrungszone. Dabei rissen neben neuen mehr oder weniger steil stehenden Spalten auch die alten flachen Schiebeklüfte teilweise wieder auf und öffneten eisenhaltigen Wässern den Weg. Diese wandelten von den Klüften aus den Kalk in weitgehendem Maße um, während sie im hangenden und liegenden Gneis nur schwache Braunspatgänge als Spaltenfüllung absetzen konnten (vgl. die Profile der Textabbildung). Der zeitliche und genetische Unterschied zwischen überkippter Flexur bezw. Schiebekluft und Erzbringer ist hier noch deutlicher zu erkennen als an der Klinge.

3. Querverwerfungen.

Das tektonische Bild des Klinger Spaltenzuges wird vervollständigt durch die Querverwerfungen, die die Lagerstätte in streichender Richtung zerstückelt und verschoben haben. Die auffallendste dieser Klüfte ist die Klinggrabenstörung, andere sind im Atterod angedeutet. Die meisten werden wegen ihrer geringen Sprunghöhe — im Höchstfalle 30 m — und aus Mangel an Aufschlüssen in dem wiesenbedeckten Gelände nicht festzu-

stellen sein; aus diesen Gründen ist auch eine Verfolgung der in der Grube angefahren Sprünge über Tage nicht durchführbar. Daß es sich hier um Verwerfung und nicht um Seitenverschiebung handelt, beweist der schon erwähnte Umstand, daß im Atterod der Erzkörper, anscheinend infolge solcher Querverwerfungen, bis in die Talsohle, 100 m tiefer als an der Hohen Klinge, niedersetzt. Ohne diesen glücklichen Zufall wären auch hier wahrscheinlich nur die im Gneis aufsetzenden Gangwurzeln der Lagerstätte vorhanden wie im Trusegrund. Erzführung ist an den Querverwerfungen nicht zu erkennen; die Klinggrabenstörung wird sogar, wo sie in der Grube durchörtert ist, von großen und kleinen Erzbruchstücken begleitet. Die Auslaugung von Hohlräumen und Ausfüllung mit rolligem Material längs der Spalte verdeckt diese Trümmermasse. Sie würde auf Verwerfung der fertigen Erzlagerstätte, also jugendliches Alter der Querstörungen, schließen lassen, die darnach als letzte Dislokationen anzusehen wären.

4. Oxydationsmetasomatose.

Mit der fortschreitenden Abtragung und Erosion der Umgebung ist auch die Lagerstätte zerschnitten und ihr ursprünglich spätiger Inhalt von der Tagesoberfläche her in reichen Brauneisenstein umgewandelt worden. Dabei schmiegte sich die Grenze zwischen der primären und der Oxydationszone in ihrem Verlauf der Tagesoberfläche an, zieht sich also im Thüringer Tal in mehr als 40 m Tiefe unter der Talsohle hin, während sie an der Klinge über 100 m höher liegt. An den Geländeeinschnitten, unter der korrodierenden Einwirkung der versickernden Wasserläufe, senkt sie sich in die Tiefe, wie die weitgehende Vermulmung und Verschlottung der Lagerstätte unter dem Klinggraben und am Friedrich-Wilhelm-Stollen bei Laudenbach beweist. Auch scheint der klüftige, schlottenreiche Riffdolomit im Atterod und bei Steinbach die Tiefenausdehnung der Oxydationszone begünstigt zu haben.

Bei Betrachtung des Erzkörpers fällt auf, daß derselbe nach der Tiefe zu abnimmt. Nicht nur setzt er an der Grenze gegen den Gneis scharf ab, wie es seiner metasomatischer Ent-

stehung entspricht, sondern er ist auch im Kalk nahe der Tagesoberfläche mächtiger und reicher.

Diese Tatsache scheint einer Zuführung der Eisenlösungen aus der Tiefe zu widersprechen und ist nur durch die Annahme eines sekundären Teufenunterschiedes zu erklären. Es handelt sich hier ja ausschließlich um Brauneisenerz, das sich durch sekundäre Umwandlung aus dem durch Metasomatose des Kalks entstandenen manganhaltigen Spateisenstein gebildet hat. Hand in Hand mit der Verwitterung des Spateisensteins muß eine Oxydationsmetasomatose der benachbarten Kalkschichten gegangen sein, die die Mächtigkeit der Lagerstätte vergrößert hat. Die Tageswässer, die in den oberen Teufen einen Teil des Eisens und Mangans oxydierten, einen anderen Teil als Bicarbonat gelöst abwärts führten, wandelten beim Versickern in der Tiefe den Kalk um. Dabei wurden aus den in das Nebengestein diffundierenden kohlensauren Metallösungen ebenso wie in der Lagerstätte selbst Eisen und Mangan meist in Gelform als amorphes Brauneisenerz bezw. Psilomelan und Wad ausgefällt, in den Hohlräumen und Klüften dagegen in krystallinischer Form als Glaskopf und Pyrolusit abgesetzt. So stellt der jetzige Erzkörper an Stelle einer primären, verhältnismäßig schmalen Spateisensteinlagerstätte eine Anreicherungszone nahe der Tagesoberfläche dar.

Es sind hier anscheinend[1]) »in einer beschränkten Lagerstättenhöhe durch die Oxydationsvorgänge und die damit verbundene sekundäre Metasomatose Erzmassen konzentriert worden, die früher einer unverhältnismäßig bedeutenderen Höhe der primären Lagerstätte angehörten. Die Höhe ist inzwischen zum großen Teil der Abrasion zum Opfer gefallen«. Auch hier ist von der einstigen Lagerstätte meistens nur noch der von der Abtragung verschonte Rumpf erhalten.

In den Taleinschnitten reicht naturgemäß mit der oxydischen Umwandlung auch diese Anreicherungszone in größere Tiefe, wie die Aufschlüsse im Atterod beweisen; es wäre aber verfehlt, auf

[1]) Vergl. Beyschlag-Krusch, Lagerstättenlehre, Bd. II, S. 310.

Grund dieser reichen Anbrüche im Thüringer Tal anzunehmen, daß längs des ganzen Spaltenzuges bis Steinbach in dieser Höhenlage solche reichen Erze auftreten.

Im Anschluß an die Oxydationsvorgänge vollzog sich unter Einwirkung der freiwerdenden Kohlensäure die Auslaugung und Vermulmung des Eisenkalks, die auch eine Anreicherung zur Folge hatte; ferner die Bildung der Schlottenzüge im Mulm, die in ihrer rollig-sandigen Ausfüllungsmasse noch Gerölle bereits abgetragener Schichtenglieder erhalten haben.

VII. Zusammenfassung.

Bei Zusammenfassung dieser Vorgänge würden also folgende Stufen in der Entstehung der Klinger Lagerstätte zu unterscheiden sein:

1. Diskordante und übergreifende Auflagerung des Unteren, Mittleren und Oberen Zechsteins auf der kuppenreichen Oberfläche der Gneislandschaft; Bryozoenriffe. Überlagerung durch Trias und Jura.
2. Erste Herausbildung des Gebirges zwischen Kreidezeit und Oligocän; Randflexur, Faltung und Überschiebung mit Emporpressung der Gneislinsen.
3. Erneute Gebirgsbildung, staffelförmiges Absinken des Vorlandes, wahrscheinlich im Zusammenhang mit den Basaltausbrüchen der Rhön im Miocän; Aufreißen von Spalten, die mit kohlensauren Quellen in Verbindung stehen; Füllung der Spalten oben mit Spateisenstein, in der Mitte mit Flußspat (auf der Klinger Spalte fehlend), unten mit Quarz und Umwandlung der Zechsteinkalke in feinkrystallinen baryumhaltigen Spateisenstein. Einsetzen der Auslaugung der Zechsteinsalze.
4. Allmähliche Abtragung der überlagernden Formationsglieder einschließlich des Oberen Zechsteins. Fortschreitende Umwandlung des Spateisensteins durch Tagewässer in Brauneisenstein; Umlagerung des Schwerspats und gangförmige Konzentration desselben auf den erneut aufge-

rissenen Spalten; Abtragung des Erzkörpers und Veredelung der Lagerstätte nahe der Tagesoberfläche durch Oxydationsmetasomatose.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Einleitung 71
II. Bergbauliche Aufschlüsse 72
III. Geologische Stellung 74
A. Lagerungsverhältnisse 74
B. Schichtenfolge 75
1. Der Granit-Gneis 75
2. Die Zechsteinformation 76
a) Der Untere Zechstein 77
b) Der Mittlere Zechstein 79
c) Der Obere Zechstein 81
3. Diluvium 81
IV. Inhalt der Lagerstätte 82
A. Nebengestein 82
1. Der Gneis als Nebengestein 82
2. Die Kalksteine als Nebengestein 83
a) Die Vererzung des Unteren Zechsteins 84
b) Die Vererzung des Mittleren Zechsteins 86
α) Eisenkalk 86
β) Eisenmulm 88
γ) Hohlraumausfüllungen 89
δ) Lettenmassen 90
B. Das Erz 92
1. Spateisenstein 92
2. Brauneisenstein 95
C. Gangarten 95
1. Schwerspat 95
2. Braunspat 98
V. Form und Begrenzung der Lagerstätte 98
A. Nach den Aufschlüssen unter Tage 98
1. Die Aufschlüsse der Grube Klinge 98
2. Die Aufschlüsse der Grube Vorderberg 102
3. Die Aufschlüsse der Grube Atterod 102
B. Nach dem Verlauf des Klinger Spaltenzuges über Tage . . . 109
VI. Entstehung der Lagerstätte 117
A. Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Grube Klinge . . . 118
1. Faltung und Überschiebung 118
2. Spaltenbildung und Mineralzufuhr 120

B. Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Grube Vorderberg . . 122
C. Erklärung der Lagerungsverhältnisse der Grube Atterod . . . 122
3. Querverwerfungen 123
4. Oxydationsmetasomatose 124
VII. Zusammenfassung 126

Druckfertig abgeschlossen am 11. Februar 1920.
Druck verfügt am 24. September 1920.

Zur systematischen Stellung der Gattung Neithea Drouet.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Der Ilsenburgmergel[1]), das Abschlußglied der Kreideformation in der subhercynen Mulde, umgrenzt am Austberge bei Benzingerode Sande, die zwar den Anschein diluvialen Alters, in Wahrheit jedoch, wie die organischen Einschlüsse dartun[2]), das gleiche Alter wie die Ilsenburgmergel haben.

Neuerdings hat Herr Oberlehrer WÜNSCHMANN in Halberstadt in den jenen Sanden zwischengeschalteten Trümmerkalkbänken nachstehende Bivalve gefunden und, wie *Patella Wünschmanni* JOH. BÖHM[3]) vom Galgenberge bei Wernigerode, auf Anregung des Herrn Landesgeologen Geheimrat SCHRÖDER dem Geologischen Landesmuseum in Berlin in dankenswerter Weise übergeben.

[1]) JASCHE, Die Gebirgsformationen in der Grafschaft Wernigerode am Harz, S. 86, 87. 1858.

[2]) JOH. BÖHM und H. SCHRÖDER, Hercyne Gerölle im Senon des Austberges bei Benzingerode. Abh. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., N. F., Heft 56, S. 29, 30. 1909.

[3]) JOH. BÖHM, *Patella Wünschmanni* nov. sp. und die Fauna des Ilsenburgmergels bei Wernigerode. Zeitschr. Deutsch. geolog. Ges., Bd. 71, Monatsber., S 83, 1919.

Neithea tricostata (Bayle)[1].

1877. *Vola tricostata* Bayle sp., Peron: Rennes-les-Bains[2]), S. 503, Taf. 7, Fig. 5, a, b.

1904. *Neithea tricostata* Bayle, Douvillé[3]): Perse, S. 268, Taf. 39, Fig. 9, 10.
non *Janira tricostata* Coquand[4]): Constantine, S. 219, Taf. 13, Fig. 3, 4.
non *Neithea* » Newton[5]): Angola, S. 567, Taf. 1, Fig. 5—7.

Höhe etwa 70 mm,
Länge » 60 »
Dicke » 15 » .

Figur 1.



Figur 2.



Neithea tricostata (Bayle). Nat. Gr.
Austberg bei Wernigerode. Geolog. Landesmus. Berlin.

---

[1]) Bayle's Beschreibung der Art in Fournel: Richesse minérale de l'Algérie, Vol. I, 1849, war mir nicht zugänglich.

[2]) Peron, Observations sur la faune des calcaires à échinides des Rennes-les-Bains et sur quelques fossiles du terrain crétacé supérieur. Bull. soc. géol. France, Sér 3, Vol. 5. 1877.

[3]) H. Douvillé Mollusques fossiles, in de Morgan: Mission scientifique en Perse, Tome 3. Études geologiques, Part. 4, Paléontologie.

[4]) Coquand: Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine 1862.

[5]) Bullen Newton, On some cretaceous brachiopoda and mollusca from Angola, Portuguese West Africa. Transact. R. Soc. Edinburgh., Vol. 51, Part. 3. 1917.

Die rechte Klappe — im Umriß nur zum Teil erhalten — ist mäßig gewölbt, hoch eiförmig; ihre größte Länge ist etwa im unteren Viertel der Gesamthöhe gelegen. Der Wirbel, zugespitzt, ragt einwärts gekrümmt über den Schloßrand hoch hervor. Von ihm strahlen sechs kräftige, gerundete Rippen erster Ordnung aus, die mit je zweien, etwas schwächeren rhytmisch abwechseln. Sämtliche Rippen fallen mit steilen Seiten ab, so daß sie gegen die etwa um die Hälfte der Rippenbreite schmäleren Furchen scharf begrenzt sind. Die Rippen erster Ordnung werden auf ihrem First durch zwei vertiefte Linien geteilt; die mittlere der drei Nebenrippen bleibt die stärkere. Wo die konzentrische Zuwachsstreifung abgerieben ist, tritt eine radiale Struktur zutage. Die schmalen Seitenflächen und die gekrümmten, verhältnismäßig kleinen Ohren sind mit feinen Radialrippen bedeckt. Einzelne kräftig hervortretende Anwachsstreifen deuten Wachstumsstadien an.

Neithea tricostata (Bayle) gehört der Formenreihe *N. alpina* d'Orb. an, innerhalb deren je eine Rippe erster Ordnung mit je zweien zweiter Ordnung rhytmisch wechselt. Durch ihre Größe, Wölbung und Struktur unterscheidet sich *N. tricostata* (Bayle) von *N. alpina* (d'Orb).

Vor Erörterung der systematischen Stellung der Gattung *Neithea* sei über ihren stratigraphischen Wert bemerkt, daß sie mit Individuenfülle in nahezu 80 Arten vom Neokom bis zum Schluß des Senon in Europa, Asien, Afrika und Amerika vertreten ist. Sie kann, wie die Gattung *Inoceramus* Sow., als Leitgattung der Kreideformation bezeichnet werden. Einige Arten, wie *Neithea atava* (A. Röm.), *N. aequicostata* (Lam.), *N. quadricostata* (Sow.) u. a., sind Leitfossilien einzelner Stufen.

Drouet[1]) charakterisierte 1825 seine Gattung

Neithea

in nachstehendem Satze:

[1]) Drouet, Sur un nouveau genre de coquille de la famille des Arcacées et description d'une nouvelle espèce de Modiole fossile. Mém. Soc. linn. Paris, Vol. 3, S. 183—192. 1825. Über den Namen gibt Drouet an: De Néith, nom d'une divinité des eaux chez les Gaulois. Il y avait dans le lac de Genève un rocher qui lui était consacré et qui porte encore le nom de Néiton.

»Coquille libre, inéquivalve, équilatérale, auriculée; valve inférieure convexe, terminée par un crochet recourbé en dedans; valve supérieure concave; charnière presque linéaire, multidentée, à dents sériales sur les auricules; deux dents cardinales oblongues, divergentes, aplaties sur les côtés et sillonnées transversalement; fossette du ligament intérieure, inserée sous le sommet«.

Der Eindruck des Schließmuskels ist nahezu ganz konzentrisch[1]).

Die Selbständigkeit der Gattung blieb längere Zeit umstritten. d'Orbigny[2]), dem sich Pictet[3]) und Mayer-Eymar[4]) anschlossen, zog *Neithea* in die Synonymie der rezenten Gattung *Janira* Schumacher. Stoliczka[5]) und Zittel[6]) ordneten *Neithea* und *Janira* dem ebenfalls lebenden Genus *Vola* Klein unter, als deren Typus Stoliczka — nicht in Übereinstimmung mit Klein — *Pecten Jacobaeus* L. sp. angab. S. P. Woodward[7]), Fischer[8]), Pervinquière[9]) und Woods[10]) betrachteten *Neithea* als Untergattung von *Pecten*[11]).

Jaworski[12]) zog so aus alldem den Schluß: *Vola* = *Janira* =

[1]) Pethö, Die Kreide-(Hypersenon-)Fauna des Peterwardeiner (Péterváradér) Gebirges (Fruska Gora). Palaeontogr., Bd. 52, S. 221, 1906.

[2]) d'Orbigny, Paléontologie française. Terrains crétacés, Vol. 3, Lamellibranches, S. 623, 1843/47.

[3]) Pictet et Campiche, Description des fossiles du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix, 4 part. Mat. Paléont. Suisse, Sér. 5, S. 235. 1868–1871.

[4]) Mayer-Eymar, Systematisches Verzeichniss der Kreide- und Tertiär-Versteinerungen der Umgegend von Thun, nebst Beschreibung der neuen Arten. Beitr. geol. Karte Schweiz, Lfrg. 24, Teil 2, S. 16. 1887.

[5]) Stoliczka, Cretaceous fauna of Southern India. Vol. 3, The Pelecypoda. Mem. geol. Surv. India, S 426. 1871.

[6]) Zittel, Handbuch der Paläontologie, Bd. 2, S. 30. 1881.

[7]) S. P. Woodward, Manual of the Mollusca, 2. Aufl., S. 412. 1871.

[8]) Fischer, Manuel de Conchyliologie, S. 946. 1886.

[9]) Pervinquière, Etudes de paléontologie tunisienne. II, Gastropodes et lamellibranches des terrains crétacés. Carte geol. Tunisie, S. 133. 1912.

[10]) Woods, A monograph of the cretaceous lamellibranchia of England. Vol. I, S. 197. Palaeontogr. Soc. 1903.

[11]) Siehe zur Geschichte der Gattung auch Pethö, a. a. O. Peterwardeiner Gebirge, S. 218.

[12]) Jaworski, Beiträge zur Kenntnis der Lias-Volen Südamerikas und der Stammesgeschichte der Gattung *Vola*. Palaeont. Zeitschr., Bd. 1, S. 273. 1914.

Neithea = *Pecten* s. str. Fischer, welcher Schluß für *Neithea* jedoch nicht zutrifft.

Die Autoren hatten das Schwergewicht auf ein den angeführten Gattungen gemeinsames äußeres Merkmal: die Ungleichklappigkeit (gewölbte rechte, flache oder leicht konkave linke Klappe) gelegt, jedoch das über die verwandtschaftlichen Beziehungen der Pelecypoden entscheidende innere Merkmal: die Anwesenheit zweier gekerbter Schloßzähne und eines gekerbten Schloßrandes bei *Neithea*, dagegen deren Fehlen bei *Pecten*, *Vola* und *Janira* nicht in Rücksicht gezogen.

Klein[1]) handelte die Gattung *Vola* gemeinsam mit *Pecten* und einigen anderen Gattungen in der fünften Klasse seiner Diconcha aurita ab. Für *Pecten* führte er als Typen *P. maximus* an erster und *Cappa Sancta, sive S. Giacomo* an zweiter Stelle an.

Letztere Form erläuterte Locard dahin[2]): »Le Pecten Jacobaeus est l'espèce qui a servi de prototype aux auteurs anciens grecs et latins. C'est le κτείς d'Aristote et le véritable Pecten de Pline. C'est cette même coquille que de pieux pélérins portaient sur leur poitrine lorsqu'ils revenaient de faire leurs dévotions devant les restes de Jacques le Majeur .....; de là, le nom de cappa santa ou de Giacomo qui lui fut donné fort anciennement en Italie ainsi que nous l'apprend Bonani. C'est ce dernier nom que Linné a adopté lorsqu'en 1768 il créa Ostrea jacobaea«.

Gegenüber H. Douvillé[3]), der mit Klein zwar *Vola* und *Pecten* trennte, jedoch mit Stoliczka *Pecten varius* L., eine nach Locard echte *Chlamys*-Art, an Stelle des *P. Jacobaeus* L. als Typus von *Pecten* s. str. setzte, hielt Dollfus[4]) an Locard's Auffassung fest: »Le genre Pecten remonte à l'antiquité grecque, Aristote l'a parfaitement décrit, il a passé dans la litérature latine et les savants de la Renaissance ont facilement reconnu cette grosse espèce

[1]) Klein, Tentamen methodi ostralogicae, S. 130. 1753.

[2]) Locard, Monographie des espèces appartenant au genre Pecten. Mem. soc. linn. Lyon, N. S., Tome 34, S. 148. 1888.

[3]) Douvillé, Essai de classification systématique des Pectinidés. Bull. soc. geol. France. Sér. 3, Tome 25, S. 202. 1897.

[4]) Dollfus, Observations. Ebenda, S. 203.

comestible de la Méditerrané: Belon, Rondelet, Aldrovande, Gesner, Lister, ont décrit et figuré le Peigne de St.-Jacques. Lamarck, en 1798, a indiqué le *P. Jacobaeus* comme type du genre *Pecten*[1]). C'est donc à tort que Moerch en 1853, dans le catalogue Yoldi, a ressuscité un genre *Vola*, inutilement créé pour la même espèce par Klein, en 1753; il a été imité, sans critique, par les frères Adams, 1856, et il est regrettable que Stoliczka ait suivi les mêmes errements. Il ne me paraît pas qu'il y ait lieu de bouleverser la nomenclature séculaire de ces animaux, parce que Klein a méconnu la littérature ancienne. Remarquons que le nom de *Vola* a été abandonné pendant cent ans aussitôt après sa création . . . Il paraît indispensable de conserver pour type de la section principale du genre *Pecten* le *P. Jacobaeus* L., comme l'a fait Paul Fischer dans son Traité de Conchyliologie.«

Es trifft zwar nicht zu, daß Klein *Pecten Jacobaeus* L. als Typus von *Vola* angegeben hat, jedoch weicht sein Typus: *Vola indica* (= *Pecten sinensis* Sow. = *P. excavata* Reeve) nach Pethö[2]) von *P. Jacobaeus* nur durch erheblichere Wölbung der unteren Klappe ab, während beider Schloßrand völlig übereinstimmt. Da dem Grad der Wölbung einer Klappe jedoch ein zu generischer Trennung berechtigender Wert nicht wohl zugesprochen werden kann, so verbleibt *Vola* in der Synonymie von *Pecten* s. str., und die Bezeichnungen: Lias-, Kreide-, Tertiär- und rezente Volen[3]) werden sonach hinfällig.

Stoliczka hat, dadurch daß er die Identität von *Vola* und *Pecten* aufgab und H. Douvillé in der Änderung des Typus für *Pecten* voranging sowie *Neithea* an *Vola* angliederte, die bereits von

[1]) Dall, Contribution to the tertiary fauna of Florida. Transact. Wagner Free Inst. Sci. Philadelphia, Vol. 3, Part 4, S. 689, 1898, bemerkt, daß Linné den Namen *Pecten* zwar in einigen seiner kleinen Schriften zufällig gebraucht, jedoch nicht formell als Gattung angenommen hat. — Dall, A monograph on the molluscan fauna of the Orthaulax pugnax Zone of the oligocene of Tampa, Florida. U. S. Nat. Mus. Bull. 90, S. 124. 1915.

[2]) Stoliczka, a. a. O. Pelecypoda south. India, S. 426. — Pethö, a. a. O. Peterwardeiner Gebirge, S. 215.

[3]) Jaworski, a. a. O. *Vola*, S. 274, 292 ff.

d'Orbigny in die Familie *Pectinidae* hineingetragene Verwirrung noch vermehrt.

d'Orbigny[1]) hatte, wie erwähnt, *Neithea* mit *Janira* vereinigt, einer Gattung, welche schon aus zweifachem Grunde hinfällig war. Schumacher[2]) hatte 1813 den Namen *Janira* an *Ostrea maxima* L., den Typus der Gattung *Pecten* s. str., geknüpft; derselbe war jedoch bereits von Leach 1813 an einen Kruster, von Oken 1815 an eine Qualle vergeben worden[3]). Wie *Janira*, so sind auch die Bezeichnungen: Jura-, Kreide-, Tertiär-Janiren, *Janira*-Facies[4]) und janiroide Formen[5]) aufzugeben.

Die Gattungsbezeichnung *Pecten* gebührt sonach einzig und allein dem Formenkranz des *Pecten Jacobaeus* (L.) und ist auf ihn zu beschränken, nicht dem der *Chlamys varia* (L.), wie Stoliczka[6]) und H. Douvillé[7]) angegeben. Als ihr Schöpfer werden Belon 1553[8]); (Plinius) Belon 1553, Müller 1776[9]); Belon 1553, Lamarck 1799[10]); Klein 1753[11]); (Plinius) Müller 1776[12]); O. F. Müller 1776[13]) genannt. Hält

[1]) d'Orbigny, a. a. O. Lamellibranches, S. 623.

[2]) Schumacher, Essai d'un nouveau système des habitations des vers testacés, S. 130. 1753.

[3]) Bronn, Lethaea geognostica, Bd. 2, S. 275. 1851/52.

[4]) Philippi, Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier. II. Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 52, S. 71, 111—115. 1900.

[5]) Depéret et Roman, Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisins, 1 part, Genre *Pecten*. Mém. soc. géol. France. Paléont., Nr. 26, S. 9. 1902.

[6]) Stoliczka, a. a. O. Pelecypoda south. India, S. 425.

[7]) Douvillé, a. a. O. Pectinidés, S. 202.

[8]) Depéret et Roman, a. a. O. Pectinidés, S. 9. — Peron, Description des mollusques fossiles des terrains crétacés de la région sud des Hauts-plateaux de la Tunisie, part. 2, S. 222. 1891.

[9]) Sacco, I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, Vol. 24, Pectinidae, S. 53. 1897.

[10]) Fischer, a. a. O. Conchyliologie, S. 946.

[11]) Zittel, Handbuch der Paläontologie, Bd. 2, S. 30.

[12]) Locard, Description des mollusques fossiles des terrains inférieurs de la Tunisie, S. 50. 1889.

[13]) S. P. Woodward, a. a. O. Conchology, S. 411. — Dall, a. a. O. Florida, S. 689.

man an dem Übereinkommen fest, wonach das Jahr 1758, das Erscheinungsjahr der zehnten Auflage von Linné's Systema Naturae, als Markstein der heutigen zoologischen Systematik zu gelten hat, so fällt O. F. Müller[1]) die Urheberschaft der Gattung *Pecten* zu.

Für die Selbständigkeit der Gattung *Neithea*[2]) gegenüber *Pecten* O. F. Müller (= *Vola* Klein, = *Janira* Schum.) sind Beyrich[3]), Gabb[4]), Eichwald[5]) und nachdrücklichst Pethö eingetreten. Von *Pecten* O. F. Müller unterscheiden sich die Neitheen sehr bestimmt »durch den nach aufwärts sich schnell verschmälernden und gryphaeenartig eingebogenen Wirbel der rechten Klappe, durch die Schloßzähne sowie durch die Kerbung dieser und der Schloßränder. Der Schloßrand der typischen *Vola* und *Pecten* überhaupt ist niemals gekerbt«[6]). Bei den Pectiniden strahlen vom Wirbel auf dem niedrigen Schloßfeld 0—5 Kehlleisten (cardinal crura Dalls)[7]) fächerförmig aus. Sie »sind stets mit einer feinen faltigen Schicht bedeckt, aber niemals gekerbt. Ihre Wirbel sind niemals so schmal und so eingebogen wie bei den Neitheen, deren Skulptur — bei dem Gros wechselt je eine kräftige Rippe rhytmisch mit mehreren schwächeren Rippen ab —, bei keiner tertiären und rezenten *Pecten*-Gruppe erscheint«[8]).

Jaworski nahm den Namen *Vola* im Sinne Stoliczka's auf,

---

[1]) O. F. Müller, Zoologiae danicae Prodromus, S. 248. 1776.

[2]) Koken (Die Leitfossilien, S. 182. 1896) beschränkte *Neithea* nicht auf die Kreideformen, sondern dehnte auch, wie d'Orbigny, auf *Pecten jacobaeus* L., die Gattung aus.

[3]) Futterer, Die oberen Kreidebildungen der Umgegend des Lago di Santa Croce in den Venetianer Alpen. Paläont. Abhdl., N. F., Bd. 2, S. 79. 1892.

[4]) Gabb, Synopsis of the mollusca of the cretaceous formation, including the geographical and stratigraphical range and synonymy, S. 147. 1861.

[5]) Eichwald, Lethaea rossica, Bd. 2, S. 452. 1865.

[6]) Pethö, a. a. O. Peterwardeiner Gebirge, S. 221. Pethö hielt an der Selbständigkeit von *Vola* fest.

[7]) Dall, a. a. O. Tert. fauna Florida, S. 670.

[8]) Pethö, a. a. O. Peterwardeiner Gebirge, S. 221; vergl. auch Depéret et Roman, a. a. O. Pectinidés, S. 66.

übertrug[1]) ihn mit Möricke[2]) auf *Pecten alatus* Buch aus dem Unteren Lias Südamerikas und suchte[3]) nachzuweisen, daß

»a) aus *Vola* Pectiniden entstanden sind, nicht umgekehrt,

b) die Tertiär-Volen Nachkommen der Liasformen, also keine selbständigen Iterativbildungen« [von Eupecten, wie Philippi[4]) meinte], sind,

c) die Kreide-Volen zum Teil Nachkommen der Lias-Volen, zum größten Teil aber anderen, noch unbekannten Ursprungs sind.«

Jaworski[5]) unterschied innerhalb der »Kreide-Volen«, das ist der Gattung *Neithea*,

»1. eine Gruppe mit einfacher, gleich starker Berippung der ganzen Klappe,

2. eine Gruppe mit ganz geringen Unterschieden in der Stärke der Berippung,

3. eine Gruppe, bei denen Rippen verschiedener Größenordnung auftreten«. Es ist dies Philippi's *Atava*-Gruppe.

Als Beispiele der ersten Gruppe gab Jaworski *Vola Blanckenhorni* Broili, *V. decemcostata* d'Orb. und *V. aequicostata* Lam. an. Da er jedoch über die Zugehörigkeit der beiden ersten Arten zur ersten oder dritten Gruppe schwankte, so bleibt *V. aequicostata* Lam. als Typus der Gruppe übrig.

Diese Gruppe sah Jaworski[6]) als Nachfahre des Alata-Stammes der Lias-Volen und als Ahne der tertiären und recenten Volen (Gruppen des *Pecten aduncus* Eichw. und *P. Jacobaeus* L.) an. Ist eine genetische Verknüpfung der Lias- und Kreide-Arten angesichts des gekerbten Schloßrandes von *P. alatus* Buch auch nicht ganz von der Hand zu weisen — sie bleibt je-

[1]) Jaworski, Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 37, S. 287. 1914; *Vola*, S. 274. d'Orbigny (Prodrome de Paléontologie, Vol. II, S. 207. 1850) hatte *Pecten alatus* Buch zu *Janira* gestellt.

[2]) Möricke, Versteinerungen des Lias und Unteroolith von Chile. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 9, S. 39. 1894/95.

[3]) Jaworski, a. a. O. *Vola*, S. 274, siehe auch S. 292.

[4]) Philippi, a. a. O. Pectiniden, S. 116.

[5]) Jaworski, a. a. O. *Vola*, S. 304, 306.

[6]) Jaworski, Ebenda, S. 300—304.

doch noch zu beweisen, da Schloßzähne bei *Pecten alatus* Buch bisher nicht festgestellt sind, auch gibt Jaworski keine Zwischenglieder an, läßt somit die Zeitspanne zwischen Lias und Neokom unausgefüllt —, so führt doch keine Brücke von den »Kreide-Volen« (*Neithea* Drouet) zu den »Tertiär-Volen« (*Pecten* O. F. Müller) hinüber, falls man nicht der Annahme zuneigt, daß der bisher hypothetische Formenstamm vom Lias bis gegen Schluß der Kreideformation die Kerbung des Schloßrandes und der Schloßzähne bewahrt, alsdann jene und die Schloßzähne gänzlich verloren hätte. Die Ungleichklappigkeit bei *Neithea* Drouet und *Pecten* O. F. Müller täuscht zwar äußerlich einen verwandtschaftlichen Zusammenhang vor, die inneren Merkmale stützen jedoch einen solchen nicht[1]), wie aus der oben angeführten Auseinandersetzung über *Pecten* O. F. Müller (= *Janira* Schum. = *Vola* Klein) hervorgeht. Jaworski's Ansicht über den phylogenetischen Zusammenhang der »Tertiär- und Lias-Volen« bestätigt sich nicht.

Da *Pecten alatus* Buch weder der Gattung *Pecten* O. F. Müller noch der Gattung *Neithea* Drouet angehört, so bringe ich für die durch ihn vertretene Lias-Gruppe einstweilen den Namen *Weyla* in Vorschlag.

Aus der zweiten Gruppe, in welcher »der Typus der Berippung der *Atava*-Gruppe erst (oder auch schon) ganz schwach angedeutet ist«, ging nach Jaworski ein Teil der dritten Gruppe hervor, indem »eine stärkere Ausbildung, eine fortschreitende Spezialisierung in der nur undeutlich, zaghaft angedeuteten Richtung zu Berippungstypen führen muß, wie sie in der *Atava*-Gruppe vorliegen[2]), wohingegen andere der ungleich berippten Kreideformen wohl mit schon ungleich berippten Vorfahren (Pterinaeen) in Verbindung zu bringen sind«[3]).

[1]) Pethö, Über die präzisere Begründung und Abtrennung der Genera *Neithea* Drouet und *Vola* Klein (= *Janira* Schumacher). Földt. Közl., Bd. 12, S. 289. 1882. Aus den gleichen Gründen kam auch Depéret zu dem Schluß, daß keine phylogenetische Beziehung zwischen *Pecten* O. F. Müller und *Neithea* Drouet obwaltet (Depéret et Roman, a. a. O. Pectinidés, S. 66).

[2]) Jaworski, a. a. O. *Vola*, S. 306.

[3]) Ebenda, S. 304.

Träfe die am Schluß des ersten Satzes ausgedrückte Meinung zu, so müßten bereits vor oder doch wenigstens gleichzeitig mit dem Erscheinen der *Atava*-Gruppe auch Vertreter der zweiten Gruppe, als welche Jaworski *Vola texana* F. Röm., *V. aequicostata* d'Orb. non Lam., *V. quinquecostata* Sow. und *V. quadricostata* Sow. anführt, sich einstellen. Das ist jedoch bisher nicht der Fall. Von den sieben Neokom-Arten zeigen fünf bereits den reinen *Atava*-Typus, der mit *N. valangiensis* Pict. et Camp. und *N. lindiensis* Krenkel in der Valendis-Stufe einsetzt, mit *N. neocomiensis* d'Orb., *N. atava* A. Röm. und *N. Naumanni* Dacqué in die Hauterive-Stufe, mit *N. Morrisi* Pict. et Camp. ins Urgon fortsetzt, während die der ersten oder zweiten Gruppe angehörigen *N. euryotis* Pict. et Camp. und *N. Deshayesi* Math.[1]) erst aus dem Urgon angegeben werden.

Die von Jaworski herangezogenen vier Arten treten erst im Cenoman beziehungsweise zu Ausgang des Gault auf, können sonach nicht die Vorfahren der älteren *Atava*-Gruppe sein. Es ist hinzuzufügen, daß beschalte Exemplare von *Neithea quadricostata* Sow. und *N. quinquecostata* Sow.[2]) — Jaworski lagen nur Steinkerne vor —, sich als reine Arten dieser Gruppe ausweisen; gleiches gilt für *N. aequicostata* d'Orb. non Lam. nach d'Orbigny's Abbildung[3]). Dieselbe Grundform ist an *N. texana* F. Röm. verschleiert dadurch, daß die Zwischenrippen, deren je zwei sind, fast die Stärke der Hauptrippen erreichen, was F. Römer vorerst zur Identifizierung der nordamerikanischen Form mit *N. aequicostata* Lam. führte.

Aus den vorstehenden Erörterungen geht demnach hervor, daß die Herkunft und Fortentwickelung der Gruppen, wie sie Jaworski geschildert hat, keine Bestätigung findet. Es stellen sich vielmehr die erste und zweite Gruppe als Abwandlungen der dritten: der *Atava*-Gruppe dar.

[1]) *N. Deshayesi* steht nach Philippi (Pectiniden, S. 112) isoliert; ihre Unterschale zeigt bis auf ihre seitlichen Teile eine feine gleichmäßige Radialberippung, während die Oberschale neben dieser acht Radialfurchen trägt.

[2]) Vergl. auch die Abbildungen bei Woods, a. a. O., Cret. Lamell. England, Vol. 1, Taf. 39, Fig. 14—17, Taf. 40, Fig. 1—5 bezw. Taf. 40, Fig. 6, 7 und Textfig. 3—5.

[3]) d'Orbigny, a. a. O. Lamellibranches, Taf. 445, Fig. 1—4.

Die Erweichung des *Atava*-Typus wie bei *N. texana* F. Röm. bis zur gegenseitigen Ausgleichung des Stärkeverhältnisses der Haupt- und Zwischenrippen wiederholt sich an räumlich und zeitlich weit getrennten Formen. Es seien hierfür aus der Literatur zwei Beispiele angeführt.

Neithea Shawi Perv. aus dem tunesischen Cenoman hat außer sechs Rippen erster je drei Rippen zweiter Ordnung: »Manchmal werden die drei Zwischenrippen, die unter sich gleich stark bleiben, kräftiger, so daß sie sich wenig von den Hauptrippen unterscheiden. Das Gehäuse nimmt alsdann das Ansehen von *N. aequicostata* Lam. an. Oft sind die drei Zwischenrippen an Stärke ungleich; dies geht so weit, daß eine der seitlichen fast verschwindet, so daß zwei Zwischenrippen vorhanden zu sein scheinen: var. *atropha*. Eine andre Abänderung führt dahin, daß die seitlichen Rippen sehr wenig, die mittlere stark entwickelt ist und vorherrscht: var. *biatropha*«.[1])

Hiermit ist ihre Variation noch nicht erschöpft. Drei im Geologischen Landesmuseum zu Berlin aufbewahrte Exemplare von *N. Shawi* Perv. zeigen nachstehende Anordnung der Rippen zweiter Ordnung auf den Zwischenfeldern (a—e) der rechten Klappe:

	links a)	b)	c)	d)	e) rechts
I	3 schwach, stark, dünn	2 fast gleich stark	2 fast gleich stark	2 gleich stark	3 1 schwach, 2 gleich stark
II	wie I	3 1, 2 fast gleich stark, 3 sehr dünn	3 1 sehr dünn, 2, 3 gleich stark	3 1 dünn, 2, 3 fast gleich	3 1 mäßig stark, 2 stark, 3 mäßig stark
III	wie I	2 wie I	2 wie I	3 gleich stark	3 1 sehr dünn, 2 stark, 3 mäßig stark

[1]) Pervinquière, a. a. O. Tunisie, S. 136.

Aus dem unteren Senon von Bülten gab G. Müller[1]) an, daß durch Einschaltung einer vierten Zwischenrippe auf den beiden seitlichen Feldern (a, e) ein Übergang von *N. quadricostata* Sow.[2]) zu *N. quinquecostata* Sow. hergestellt wird. Ein weiteres Exemplar trägt allein auf dem Mittelfelde (c) drei, dagegen auf den vier seitlichen Feldern je vier Zwischenrippen.

---

[1]) G. Müller. Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Abh. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., N. F., Heft 25, S. 36. 1898.

[2]) Goldfuss (Petrefacta Germaniae, Bd. 2, S. 54, Taf. 92, Fig. 7a—e. 1834—40) und d'Orbigny (a. a. O. Lamellibranches, S. 644, Taf. 447, Fig. 1—7. 1843—1847) bestimmten die in senonen Schichten Deutschlands und Frankreichs vorkommende Art mit drei Sekundärrippen zwischen je zwei Hauptrippen als *Pecten* bezw. *Janira quadricostata* Sow. und vereinigten sie derart mit der von Sowerby aus cenomanen Schichten Englands beschriebenen Art. Briart et Cornet (Description minéralogique, géologique et paléontologique de la meule de Braquegnies Mém. cour. et Mém. sav. étrang. Acad. R. Belgique, Tome 34, S. 49. 1868) wiesen auf Verschiedenheiten beider Vorkommen, welche Woods (a. a. O. Cretac. Lamell., S. 211) bestätigte, hin. Danach sind die Ohren und der Schloßrand der älteren Art erheblich breiter, und liegt die größte Breite der flachen Klappe unterhalb der Mitte. Für die senone Art sind die Bezeichnungen *Pectinites regularis* Schloth. von Coquand (Etudes supplémentaires, S. 392), Choffat (Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal, Vol. I, Espèces nouvelles ou peu connues, 4. Sér., Espèces diverses. Comm. Serv. géol. Portugal, S. 149. 1901—02) und Pervinquière (a. a. O. Tunisie, S. 138), *Pectinites gryphaeatus* Schloth. von Quenstedt (Handbuch der Petrefaktenkunde, S. 507, Taf. 41, Fig. 1, 1852 und S. 605, Taf. 52, Fig. 1. 1867) und Stoliczka (a. a. O. Pelecypoda south. India, S. 430), *Janira Geinitzi* von d'Orbigny (Prodrome de Paléontologie, Vol. 2, S. 197. 1850), *Janira Faujasi* von Pictet et Campiche (a. a. O., Sainte-Croix, S. 253 = *J. quadricostata* d'Orb.) in Gebrauch genommen worden.

Durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Geheimrat Pompeckj und Dr. Dietrich konnte ich ein im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Berlin aufbewahrtes Original zu *Pecten gryphaeatus* Schloth. sowie zwei Urstücke von *P. regularis* Schloth. zum Vergleich mit den Vorkommnissen vom Salzberg, von Gr. Ilsede und Maastricht heranziehen. Die drei Exemplare stammen aus den dem Grünsande von Aachen eingelagerten Kalkbänken (Lousberg? Aachener Wald?), und zwar stellt das erstere die gewölbte Klappe in Steinkernerhaltung, die zwei letzteren die linke Klappe, von innen gesehen, dar.

Mit Quenstedt behalte ich den Namen *grypheatus*, der die für die Scheidung der Arten wichtigere rechte Klappe gut charakterisiert, für die senone Form bei, reihe sie jedoch in die Gattung *Neithea* Drouet ein.

Die oben von Bülten erwähnte Art würde demnach als *N. grypheata* Schloth. var. *subaequicostata* G. Müll. zu bezeichnen sein.

Ein anderes Bild ergibt sich, wenn wie bei *N. Shawi* Perv. die Zwischenrippen so kräftig wie die Hauptrippen werden. Solche bei Bülten nicht seltenen Vorkommen bezeichnete G. Müller als *N. quadricostata* Sow. var. *subaequicostata* G. Müll.[1]); sie unterscheiden sich nach ihm von den cenomanen *N. aequicostata* Lam. durch gerundetere Rippen.

Diese abwechselungsreiche Skulptur beruht nicht auf mehrstämmiger Abkunft, wie Jaworski angab, sondern auf einer der Gattung *Neithea* innewohnenden Plastizität, die während des Cenoman und Senon — den großen Trans- und Regressionsepochen der Kreideformation — gleichsam sprunghaft zur Entfaltung kam.

Während im Aptien und Gault nur je vier Arten bekannt sind, blühte die Gattung im Cenoman mit 33 Arten, um nach scharfem Rückgang im Turon auf acht wieder im Senon auf 27 Arten hinauf- und sodann dem Erlöschen entgegen zu gehen. In seichten Gewässern tritt die Tendenz zum Variieren stärker als in größeren Meerestiefen in die Erscheinung, indem in jenen eine viel größere Zahl von äußeren Einflüssen (Licht, Temperatur, reichliche Nahrungszufuhr, durch Strömungen noch begünstigt) umgestaltend und erregend einzuwirken imstande sind. Die Variation wurde auch wohl durch Kreuzung gefördert, zumal an manchen Stellen mehrere Arten nebeneinander lebten, so bei Bülten deren vier, bei Aftab in Persien drei[2]), im alpinen Obersten Senon von Hachau sechs[3]).

Noch ist zu Jaworski's Gruppierung der »Kreide-Volen« daran zu erinnern, daß Drouet seiner Gattungsbeschreibung in *N. aequicostata* Lam.[4]) (= *pectinoides* Drouet) und *N. laevigata* Drouet (= *phaseola* d'Orb.) Vertreter der ersten, in *N. quinque-*

[1]) Siehe Fußnote 2 auf voriger Seite.

[2]) H. Douvillé, a. a. O. Moll. foss. Perse, S. 266—268.

[3]) Reis, Die Fauna der Hachauer Schichten. Geognost. Jahrb., Jahrg. 10, S. 17—20. 1898.

[4]) Das Original Lamarck's wurde neuerdings im Museum d'Histoire naturelle de Genève. Catalogue illustré de la collection Lamarck. Conchifères monomyaires fossiles, Section I, Taf. 10, Fig. 24a, b; 25. 1916, abgebildet.

costata Sow. (= *Pecten versicostatus* Lam.[1]) p. p.) und *N. costangularis* Drouet solche der dritten Gruppe zugrunde gelegt hat[2]). Pethö[3]) hat erneut die generische Einheit der »*Aequicostata*-Gruppe« und »*Atava*-Gruppe« durch Gegenüberstellung des übereinstimmenden Schloßbildes von *N. laevigata* Drouet und *N. Böckhi* Pethö erhärtet.

Bei Aufstellung der Arten berücksichtigten die Autoren das Verhältnis der Länge zur Höhe, den Grad der Wölbung der rechten Klappe, die Größe der Ohren, insbesondere die Zahl der Zwischenrippen (2—5), ihr Stärkeverhältnis zu den Hauptrippen, sowie die Furchung der Rippen. Unter Beachtung der Skulptur lassen sich einige mehr oder weniger langlebige Formenreihen herausschälen. Eine kleine Gruppe hat auf der rechten Klappe fünf Hauptrippen; sie ist jedoch bald erloschen. Ihre Hineingehörigkeit in die Gattung *Neithea* bezeugt die Übereinstimmung des Schloßbildes, das Geinitz[4]) von *N. digitalis* (A. Röm.) gezeichnet hat, mit dem von *N. Böckhi* Pethö und anderen Arten. Unvermittelt stehen *N. decemcostata* d'Orb.[5]) mit zehn Hauptrippen und je zwei Zwischenrippen aus dem französischen Senon und *N. Blanckenhorni* Broili[6]) mit etwa 12 Hauptrippen ohne Zwischenrippen auf den breiten glatten Zwischenfeldern aus dem persischen Senon da[7]).

[1]) Zu *Pecten versicostatus* wird an gleicher Stelle, Tafelerklärung zu Taf. 10, Fig. 26a—c, bemerkt: »Ses auteurs ont admis que *P. versicostatus* Lam. est synonyme de *Pecten* (*Neithea*) *quinquecostatus* J. Sow. du Cénomanien. Il est probable en effet, que les types de Lamarck se rapportent à l'espèce de Sowerby. Il n'en est pas de même pour celui de la collection du Muséum de Genève qui appartient à une forme allongée de *P.* (*Neithea*) *quadricostata* Sow (non d'Orb) de l'Albien«.

[2]) Über die Synonymie dieser 4 Arten vergl. Pervinquière, a. a. O. Tunisie, S. 133.

[3]) Pethö, a. a. O. Peterwardeiner Gebirge, S. 220, Textfig. 10, 9.

[4]) Geinitz, Das Elbthalgebirge in Sachsen. Teil 1. Paläontographica, Bd. 20. Taf. 45, Fig. 14a, b. 1871—75.

[5]) d'Orbigny, a. a. O., Lamellibranches, S. 649, Taf. 449, Fig. 1—4.

[6]) Broili, Geologische und paläontologische Resultate der Grothe'schen Vorderasienexpedition 1906/07 aus: Hugo Grothe, Meine Vorderasienexpedition 1906/07. I. Die wissenschaftlichen Ergebnisse, S. XL. 1910, Taf. 2, Fig. 7.

[7]) Kürzlich hat Bullen Newton (a. a. O. Angola, S. 566, Taf. 1, Fig. 4) in *N. angolien is* eine Art mit je 1 Nebenrippe zwischen den 6 Hauptrippen beschrieben.

Allen Neitheen sind die Gestalt, die starke Ungleichklappigkeit, die rhytmisch wechselnde Berippung, der gekerbte Schloßrand und die Schloßzähne gemeinsam.

Auf die wechselseitige Beziehung zwischen Skulptur und Schloß hat Beyrich[1]) hingewiesen:

»Das Schloß zeigt außer einer Anzahl kleiner Zähne auf dem Schloßrande zwei divergierende, mehr oder weniger entwickelte Zähne, wodurch es einen Spondylus-artigen Charakter erhält. Hand in Hand mit ihrem Vorhandensein geht die Ausbildung eines sechsstrahligen Baues in der Schalenskulptur. Derselbe kann nur schwach angedeutet sein oder sich zur Entwicklung von sechs starken Rippen und entsprechenden Vorsprüngen des Schloßrandes steigern. Da es verhältnismäßig selten gelingt, ein Schloß zu präparieren, so ist hier die äußere Skulptur ein wichtiger Hinweis auf das Vorhandensein der beiden Zähne«.

Die Skulptur steht in engem Zusammenhange mit der Lebensweise. *Neithea* lag mit der gewölbten Klappe dem Meeresboden auf. Um auf dem mehr oder weniger nachgiebigen Untergrunde das Gleichgewicht zu bewahren und die Standfestigkeit zu sichern, erfuhren die das Mittelfeld (c) begrenzenden Rippen gegenüber den von ihnen umschlossenen eine Erhöhung und Verbreiterung, desgleichen in symmetrischer und rhytmischer Anordnung die Rippen auf den beiden Seiten. In dem gleichen Maße als die Schale mit ihrem Wachstum an Gewicht zunahm, trugen die vier seitlichen Hauptrippen, als Widerstände wirkend, zur Verlangsamung des Einsinkens und damit zur Verhinderung einer zu raschen Verschüttung durch die fortschreitende Sedimentanhäufung bei. Auf einem von Strömung oder Wellenschlag wenig beunruhigten Standort gewannen die oben erwähnten biologischen Faktoren Einfluß auf das starre Rippensystem, und es begann eine mehr oder weniger weit gehende Ausgleichung des Stärkeunterschiedes und Annäherung des »*Ataca*-Typus« an den »*Aequicostata*-Typus«.

[1]) Futterer, a. a. O., Lago Santa Croce, S. 79.

Die Gattung *Neithea* Drouet bildet eine in sich geschlossene, einheitliche, auf die Kreideformation beschränkte Gattung.

Gegen ihre Einreihung in die Familie *Pectinidae* Lam. sprechen der gekerbte Schloßrand, die beiden gekerbten Schloßzähne und die rhytmisch wechselnde Skulptur.

Die Entscheidung über die systematische Einordnung einer Pelecypoden-Gattung gibt, wie H. Douvillé[1]) und Depéret[2]) bemerkten, das Schloß.

H. Douvillé[3]) sah, wie erwähnt, mit Philippi in *Neithea* einen janiroiden, mit gekerbten Schloßzähnen ausgestatteten Seitenzweig von *Pecten*. Er ging noch einen Schritt weiter und setzte auch *Spondylus* L. mittels *Plesiopecten* M.-Ch. zu den Pectiniden in phylogenetische Beziehung.

Die Gattung *Plesiopecten* M.-Ch. deckt sich nach Philippi[4]) mit *Spondylopecten* Roeder, welches Genus *Pecten erinaceus* Buv., *P.* cf. *erinaceus* Buv., *P. cardinatus* Qu., *P. globosus* Qu. und *Plesiopecten G. Boehmi* Phil. aus dem Weißen Jura umfaßt.

Spondylopecten Roeder[5]) hat gleichmäßig gewölbte Klappen,

---

[1]) H. Douvillé, Un essai de classification phylogénique des Lamellibranches, Compt. rend., Tome 154, S. 1678. 1912, bemerkt hierzu: »En réalité, les caractères les plus utiles pour la classification phylogénique sont ceux qui varient peu et lentement, de manière qu'on puisse suivre facilement leurs modifications; ce sont des caractères statifs. Les plus importants, à ce point de vue, sont fournis par la charnière; fréquemment celle-ci présente des caractères à peu près constants dans tout un rameau«.

[2]) Über die Schloßzähne bei *Neithea* und deren Bedeutung für die systematische Stellung der Gattung bemerkte Depéret (a. a. O. Pectinidés, S. 66): »Les formes présentent des dents à la charnière, caractère de premier ordre dans la classification des lamellibranches«.

[3]) H. Douvillé, a. a. O. Pectinidés, S. 205. »Une modification importante se produit dès le Bathonien par l'apparition de deux fortes dents cardinales sur chaque valve (*G. Plesiopecten* M.-Ch.), et ce type donne également naissance à deux variations opposées une forme *Hinnites* dans le Jurassique sup., c'est la genre Spondylus, et une forme *Vola*, correspondant au genre *Neithea*, dès la base du terrain crétacé.«

[4]) Philippi, a. a. O. Pectiniden, S. 113.

[5]) Roeder, Beitrag zur Kenntnis des Terrain à chailles und seiner Zweischaler, S. 54. 1882.

gleich starke Radialrippen, gekerbten Schloßrand, eine Spalte welche, wie bei *Spondylus*, das Ligament aufnimmt und bis zum Wirbel hinaufreicht, schließlich zwei gekerbte Schloßzähne.

Gemeinsam haben *Neithea* und *Spondylopecten* den gekerbten Schloßrand, wie ein solcher gelegentlich auch bei *Spondylus* erscheint, und zwei gekerbte Schloßzähne. Fehlen beiden Gattungen auch in der linken Klappe die Gruben zur Aufnahme der Cardinalzähne der Gegenklappe, so weichen sie doch in der Gestalt der letzteren insofern von einander ab, als die Schloßzähne nach Philippis[1]) Darstellung bei *Spondylopecten globosus* Qu. ungleich groß und der vordere löffelförmig in die Höhe gekrümmt ist, während diejenigen bei *Neithea* gleich groß sind und unter dem Wirbel /\förmig zusammenstoßen.

Während *Spondylopecten* gleichklappig und gleichmäßig berippt ist, sind *Neithea* und *Spondylus* im wesentlichen sehr ungleichklappig und rhytmisch gerippt. Wie bei *Neithea* jedoch die Zwischenrippen sich den Hauptrippen bis zur Gleichheit annähern, so löst sich auch innerhalb *Spondylus* in der Oberen Kreide mit *Sp. spinosus* Sow. eine bis in die Jetztzeit fortsetzende Gruppe frei lebender Art ab, deren beide Klappen gleich gewölbt und deren Rippen mehr oder weniger gleich stark sind. Gleichwohl bleibt ihre ursprünglich rhytmische Anordnung erhalten; Rippen mit langen Stacheln wechseln mit mehreren kurzgestachelten oder glatten Rippen. Auch bei *Neithea* tritt eine Erweichung der Ungleichklappigkeit ein. Die linken Klappen der *N. eurjotis* Pict. et Camp.[2]) sowie der cenomanen *N. digitalis* A. Röm.[3]) und *N. fleuriausiana* d'Orb.[4]) sind konvex gewölbt.

Weisen bei *Spondylopecten*, *Spondylus* und *Neithea* die gemeinsamen Merkmale auf einen verwandtschaftlichen Zusammenhang hin, so finden die abweichenden in der verschiedenen Lebensweise

[1]) Philippi, Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier. Zeitschr. Deutsch geol. Ges., Bd. 50, S. 621, Textfig. 6, 7. 1898.

[2]) Pictet et Campiche, a. a. O. Sainte-Croix, S. 243, Taf. 181, Fig. 4—7.

[3]) Geinitz, Elbthalgebirge, Bd. 1, S. 203, Taf. 45, Fig. 13—15.

[4]) d'Orbigny, Lamellibranches, S. 631, Taf. 443; Choffat, Espèces diverses, S. 153.

ihre Begründung. Erstere Gattung steckte einen Byssus aus, *Spondylus* ist mit der rechten Klappe aufgewachsen, *Neithea* lag mit der gewölbten Klappe dem Boden auf.

Aus den oben eingehend dargelegten Gründen vermag ich mich Philippi's Ansicht[1]), daß Spondylopecten wohl lediglich als ein eigentümlich ausgebildeter Zweig von *Aequipecten* zu betrachten ist und Neithea »nichts anderes als eine Facies des *Eupecten*-Stammes«[2]) sind, durchaus nicht anzuschließen. Vielmehr weist das Schloß beider Gattungen, wenngleich der jeweiligen Lebensweisen entsprechend abgeändert und angepaßt, darauf hin, daß sie, wie Douvillé annahm, im engsten phylogenetischen Zusammenhange stehen, jedoch ein Trieb am Spondylidenstamm sind, dem neben dem »ebenso alten Pectinidenstamm« in der Stammtafel der Pelecypoden[4]) ein selbständiger Platz gebührt.

[1]) Philippi, a. a. O. Pectiniden, S. 100.
[2]) Philippi, a. a. O. Ebenda, S. 116.
[3]) Philippi, Ebenda, S. 68 und Phylogenie Lamellibranch., S. 622.
[4]) H. Douvillé, a. a. O. Classif. phylog. lamellibranch., S. 1678.

Druck verfügt am 5. Oktober 1920.

Unioniden
aus der Tegelenstufe des Brachter Waldes.

Von Herrn **F. Haas** in Frankfurt a. M.

Hierzu Tafel 4.

Die Geologische Landesanstalt in Berlin vertraute mir zur Bearbeitung eine Anzahl fossiler Süßwassermuscheln aus lettigen Schichten des Brachter Waldes, an der deutsch-holländischen Grenze bei Venlo, an; das Alter dieser, der sogenannten Tegelenstufe zugerechneten Schicht ist nicht genau bekannt, man schwankt zwischen Pliocän und Unterem Diluvium.

Was nun die mir vorliegenden Süßwassermuscheln selbst anbelangt, so gestattete ihr Erhaltungszustand als Steinkern nicht in allen Fällen eine artliche Bestimmung, doch ließ sich stets die Gattungszugehörigkeit feststellen. Alle gehören zu den Unioniden, und zwar zu 2 Gattungen und 3 Arten.

1. **Hyriopsis subschlegeli** n. sp.

Taf. 4, Fig. 1—2.

Schale groß, unregelmäßig langeiförmig, dünnschalig, wenig aufgeblasen, hinten, und in der Jugend auch vorn, geflügelt. Wirbel nicht hervorragend. Area wenig abgesetzt, äußere Arealkante deutlich. Linke Schalenhälfte mit 2 Hauptzähnen, einem starken vorderen und einem großen, niedrigen, aufgesplitterten hinteren, und 2 langen, fast geraden Lamellen; rechte Schalenhälfte mit einem großen und starken Hauptzahn, vor dem ein fast rudimentärer Hilfszahn steht, und einer Lamelle. Wirbel-

höhlen seicht. Muskeleindrücke vorn tief, deutlich getrennt, hinten nicht erkennbar.

Maße des Typus (Steinkern einer rechten Schalenhälfte, hinten unvollständig): Länge etwas mehr als 12,5, Höhe an den Wirbeln 6,5, größte Höhe am Flügel 8,2, Tiefe ? cm.

Maße eines Steinkerns einer linken Schalenhälfte, ebenfalls hinten verletzt: Länge etwas mehr als 15, Höhe an den Wirbeln 6,8, größte Höhe am Flügel 8, Tiefe ? cm.

Maße des kleinsten mir vorliegenden Stückes: Länge 5,6, Höhe an den Wirbeln 2,8, größte Höhe (bei verletztem Flügel) 3,4 cm.

Bei allen untersuchten Stücken ist der Flügel abgebrochen, so daß sich über dessen Höhe nichts aussagen läßt. Es ist eine Eigentümlichkeit der rezenten *Hyriopsis*-Arten, daß sie den in der Jugend stark entwickelten vorderen und hinteren Flügel bei zunehmendem Alter mehr und mehr abnützen; der vordere verschwindet meistens ganz, während von dem hinteren sich stets wenigstens Spuren erhalten. Diese letzten Flügelreste finden sich auch noch bei den allergrößten Exemplaren von *Hyr. subschlegeli*, während an dem besterhaltenen jungen Stück der hintere Flügel beschädigt ist, seine genaue Höhe sich also nicht mehr feststellen läßt; auch der vordere Flügel ist bei ihm so verletzt, daß sich nur eben seine Anwesenheit, nicht aber seine Erstreckung ergibt.

Die wenigen an den Steinkernen noch haftenden Schalenreste tun dar, daß die Schale dünn war und daß sie keine oder eine nur sehr schwache Wellenrunzlung auf der hinteren Hälfte besaß, wie sie von den rezenten *Hyriopsis*-Arten z. B. *Hyr. cumingii* Lea aufweist.

Die von mir bearbeiteten Stücke von *Hyr. subschlegeli* wurden schon einmal in der Literatur erwähnt. Fliegel und Stoller[1]) sprechen von ihnen als bis zu 20 cm langen Unionen, die sie in den Tonen der Grube IV vom Icksberg im Brachter Walde sammelten; die beiden Verfasser geben die Unionen aus den ge-

[1]) Fliegel u. Stoller, Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Dies. Jahrb. f. 1910, Bd. 31, Teil I, S. 256. 1913.

nannten Tonen als verschieden von dem *Unio* an, den Fliegel[1]) aus der pliocänen Kieseloolithstufe von der Beißelsgrube bei Weilerswist nahe Köln erwähnt. Lauterborn[2]), dem nur die unbestimmte Angabe von Fliegel und Stoller (a. a. O.) zugänglich war, hält vermutungsweise die von den beiden erwähnten Geologen angegebenen großen Unionen für *Pseudunio sinuatus*, der in der modernen Nomenklatur als *Margaritana auricularia* zu führen ist; daß seine Ansicht nicht mit der Wirklichkeit übereinstimmt, kann nach meiner Bearbeitung des authentischen Materiales nicht mehr bezweifelt werden.

Hyr. subschlegeli läßt sich vollkommen mit der rezenten japanischen *Hyr. schlegeli* Marts.[3]) vergleichen, mit der sie die im Alter fast ungeflügelte, äußerlich ganz anodontenartige Gestalt, den Mangel einer ausgeprägten Schalenrunzlung und die Form der Schloßteile gemeinsam hat; der von mir gewählte Name für die fossile Art soll auf diese Ähnlichkeit hinweisen.

2. Hyriopsis altealata n. sp.

Taf. 4, Fig. 3.

Schale verlängert, schmal, ziemlich zusammengepreßt, vorn gerundet zugespitzt, hinten kurz gerundet und mit einem hohen, dreieckigen Flügel versehen. Wirbel nicht vorragend. Area von der Schalenfläche abgesetzt, mit deutlicher äußerer Arealkante. Linke Schalenhälfte mit zwei dünnen Lamellen.

Maße des Typus (Steinkern einer linken Klappe, vorn etwas verletzt): Länge etwas mehr als 5,4, Höhe an den Wirbeln 2,3, größte Höhe am Flügel 3,5, Tiefe ? cm.

Das größte, nur unvollständig erhaltene Stück mißt 7 cm in der Länge.

Ein weiteres Stück weist 3,4 cm Höhe am Flügel auf.

---

[1]) Fliegel: Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Dies. Jahrb. f. 1907, Bd. 28, S. 101. 1910.

[2]) Lauterborn, Die geographische und biologische Gliederung des Rheinstroms. 3. Teil. Sitzber. Ak. Wiss. Heidelberg, math.-naturw. Kl., Abt. B., 1. Abh., S. 77. 1918.

[3]) In Kobelt, Fauna japonica extramarina, Abh. Senck. Nat. Ges. Bd. 11, S. 421, Taf. 14. 1879.

Das Material gestattet keine Angaben über den sicher vorhanden gewesenen vorderen Flügel und über die Zusammensetzung des Schlosses, doch kann kein Zweifel darüber bestehen, daß die uns bisher unbekannt gebliebenen Schloßteile von *Hyr. altealata* den für die Gattung charakteristischen entsprechen. Auch die Anordnung der Muskeleindrücke läßt sich an den vorliegenden Exemplaren nicht feststellen.

Bei der geringen Größe, die alle untersuchten Stücke aufweisen und die gar nicht der Durchschnittsgröße der rezenten *Hyriopsis*-Arten entspricht, liegt die Vermutung nahe, daß alle noch unausgewachsen sind.

Hyr. altealata steht von den rezenten Arten besonders der hinterindischen *Hyr. bialata* Simps.[1]) nahe, die die gleiche schmale Form und den hohen dreieckigen hinteren Flügel wie sie besitzt.

3. Rhombunio sp.

Taf. 4, Fig. 4.

Die zu dieser Art gehörenden Reste zeigen leider nur die Schalenaußenseite, so daß ich über ihren Schloßbau nichts aussagen kann und eine artliche Bestimmung somit unmöglich wird. Aber die Zugehörigkeit dieser Reste zu der Gattung *Rhombunio*, die heute noch in Europa vertreten ist, kann als sicher erwiesen gelten.

Äußerlich gleicht diese Art völlig dem rezenten französischen *Rhomb. littoralis* Lam.[2]), als dessen pliocäner Vorläufer er vielleicht betrachtet werden muß.

Die Auffindung zweier *Hyriopsis*-Arten und eines *Rhombunio* im westeuropäischen Pliocän ist nicht ohne theoretische Bedeutung. Aus der Fachliteratur ist mir keine Angabe in Erinnerung, daß man irgendwelche miocäne oder pliocäne Unioniden aus Europa mit rezenten ost- oder südostasiatischen Formen verglichen hätte.

[1]) = *Unio delphinus* Gruner, Einige neue Land- und Süßwasser-Conchylien. Arch. f. Naturg., I, S. 276, Taf. 9, Fig. 1a—c. 1841.

[2]) Rossmaessler, Icon., III, S. 37, Taf. 69, Fig. 850. 1854.

Es wäre möglich, daß irgend einem früheren Forscher schon eine fossile *Hyriopsis* vorgelegen hätte, daß derselbe sie aber, wenn er nur über geschlossene Schalen mit, wie es ja gewöhnlich der Fall ist, stark abgenutztem Flügel verfügte, als eine *Anodonta* oder einen *Unio* betrachtete. Diese Überlegung veranlaßte mich, die aus dem Pliocän des Sollings bei Uslar beschriebene *Anodonta koeneni* Graul[1]), von der ich im Senckenberg-Museum in Frankfurt a. M. eine große Serie vorfand, näher zu untersuchen. Ich fand aber, daß es sich bei der genannten Art um eine echte *Anodonta* aus dem Formenkreise der rezenten *An. cygnea* L. handelt. Auch bei *Anodonta horvathi* Brus.[2]) aus dem Pliocän von Radmanest, Südungarn, sah ich mich in meiner Vermutung betrogen. Dagegen glaube ich bestimmt, den Brusina'schen *Unio pterophorus*[3]) aus der unteren pontischen Stufe von Karlovci in Kroatien als eine *Hyriopsis* auffassen zu dürfen, obwohl weder aus der Beschreibung, noch aus der Abbildung etwas über seinen Schloßbau hervorgeht; sein anodontoider Umriß und der Besitz eines niedrigen vorderen und eines gut ausgebildeten hinteren Flügels sprechen aber für meine Ansicht, wenn auch der Autor Brusina nichts von den verwandtschaftlichen Beziehungen seiner Art erwähnt.

Über die systematische Stellung der Gattung *Hyriopsis* innerhalb der Gruppe der Unioniden ist noch nichts Sicheres bekannt, was nicht Wunder nehmen darf, da die moderne Najadenforschung, die im Jahre 1900 mit Simpson's »Synopsis of the Najades or Pearly Freshwater Mussels« begann, kaum die Beziehungen der nordamerikanischen und der europäischen Gattungen zueinander klären konnte. Aus Analogie mit schon untersuchten Unionidengattungen, die bei ähnlich anodontenhafter Schalenart

[1]) Graul: Die tertiären Ablagerungen des Sollings. N. Jahrb. f. Min., Bd. I, S. 221, Taf. 3. 1885.

[2]) Icon. moll. foss. tell. tert., Bd. 2, Taf. 26, Fig. 5. 1902.

[3]) Molluscorum fossilium species novae et emendatae in tellure tertiaria Dalmatiae, Croatiae et Slavoniae inventae. Journ. de Conch., Tome 26, S. 355, 1878 und Matériaux pour la faune malacologique néogène de la Dalmatie. Op. Acad. Scient. Art. Slav. Merid., Vol. 18, S. 32, Taf. 18, Fig. 1 u. 2. 1897.

durch den Besitz der Symphinotie, d. h. von vorderem und hinterem Flügel ausgezeichnet sind, dürfen wir aber annehmen, daß das Genus *Hyriopsis* sich in Binnenseebecken aus einer ungeflügelten Grundform, die mit *Unio* im engeren Sinne nahe verwandt sein dürfte, entwickelt hat. Da nun heutigen Tages das Genus *Hyriopsis* in China, Japan und Hinterindien lebt, in Ländern also, die einen Grundstock paläarktischer Fauna besitzen, so kann uns ihre Anwesenheit im Pliocän oder ältesten Pleistocän des äußersten Westens von Europa nicht allzu sehr überraschen; die gleiche generische Grundform lebt ja noch in der Gegenwart in ganz Europa und dem größten Teile von Asien, und die gleiche lakustrine Lebensweise hat in Holland, Kroatien und Südostasien ihre Umbildung zu *Hyriopsis* bewirkt.

Ich sprach eben meine Ansicht zugunsten einer Entstehung der Gattung *Hyriopsis* durch analoge Anpassung an das Leben in Binnenseen aus, die sich an beliebigen Stellen innerhalb des Verbreitungsgebietes ihrer Grundform bildeten. An ihre Gattungswerdung in Ostasien und spätere Einwanderung in Europa glaube ich aus dem Grunde nicht, weil dazu eine bis jetzt noch nicht bewiesene zusammenhängende Süßwasserbedeckung des dazwischenliegenden Gebietes nötig gewesen wäre. Dagegen ist es fast wahrscheinlich, daß das pannonische Becken, in dem sich *Hyr. pterophora* Brus. bildete, einmal mit der Region zusammenhing, in der die hier behandelten Unioniden gefunden sind.

Auch die Unionidenreste, die ich oben in die Gattung *Rhombunio* stellte, deuten auf asiatische Beziehungen hin. In der Gegenwart ist das genannte Genus sporadisch über Europa, Kleinasien und Nordafrika verbreitet. Wir kennen es aus dem atlantischen und mediterranen Teile von Frankreich, der ganzen iberischen Halbinsel, dem Norden Griechenlands, dem Kaukasus, aus Mesopotamien und Syrien und schließlich aus Algerien und Marokko. Ergänzt man diese Daten durch sein diluviales Vorkommen in dem Themsegebiet und dem Rhein und durch das pliocäne im Maasgebiet und im pannonischen Becken, so ergibt sich eine einheitliche Verbreitung über fast ganz Europa und

Kleinasien, also bis nahe an Indien, wo die in ihren Schalen- und anatomischen Verhältnissen sehr nahe verwandte, bis Hinterindien und Südchina reichende Gattung *Parreysia* Conr. lebt.

Ich schulde noch einen Beweis für meine vorhin geäußerte Ansicht, daß die Unioniden führenden Schichten der Tegelen-Stufe des Brachter Waldes Ablagerungen eines Binnensees darstellen. Schon allein das feine Tonlettenmaterial, aus dem sie bestehen und das jeder grobkörnigen Beimengung entbehrt, schließt dessen Absetzung in dem bewegten Wasser eines Stromes aus und zwingt förmlich zur Annahme eines ruhigen Binnensees. Ferner bestärkt mich in meiner Ansicht die Tatsache, daß die pliocäne *Hyr. pterophora* Brus. in einem Binnensee lebte und daß die rezenten Arten dieser Gattung in Süßwasserseen oder in den chinesischen und tonkinesischen Riesenströmen leben, die in ihrem Unterlaufe binnenseeartige Lebensverhältnisse bieten; da aber die Existenz eines derartigen Riesenflusses, schon allein aus Mangel an einem genügend Wasser spendenden Hinterlande, im Gebiete des Brachter Waldes unmöglich war, bleibt auch bei dieser biologischen Beweisführung keine andere Annahme als die eines Binnensees.

Das geologische Alter der Tegelen-Stufe war schon öfters Gegenstand von Auseinandersetzungen, auf die ich hier des Näheren nicht eingehen will. Nur ganz kurz sei erwähnt, daß Harmer[1]) und C. und E. M. Reid[2]) sich auf Grund der in den Tegelen-Tonen enthaltenen, auf ein mildes Klima hinweisenden Pflanzenreste für ein pliocänes, das der englischen Forest-beds von Cromer etwas überschreitendes Alter aussprechen, eine Ansicht, der sich auch Dubois[3]) der Säugetiere, besonders der Cerviden halber, anschließt. Fliegel und Stoller[4]) dagegen,

[1]) Harmer, Les relations entre les dépôts pliocènes de Tégelen et le soi-disant Forest-bed de Cromer. Bull. Soc. Belg. Geol., Vol. 19, S. 320—322. 1905.

[2]) C. u. E. M. Reid, The fossil flora of Tegelen-sur-Meuse, near Venloo, in the province of Limburg. Verh. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam, 2. Sekt., Bd. 13, Nr. 6. 1907.

[3]) Dubois, L'âge de l'argile de Tégelen et les espèces de cervidés qu'elle contient. Arch. Mus. Teyler, Haarlem, S. 605—615. 1905.

[4]) Fliegel u. Stoller, a. a. O. Pflanzenführ. Ablag. Niederrheingebiet, S. 251.

und im Anschluß an sie auch Lauterborn [1]), glauben die Tegelen-Stufe zwar als postpliocän, aber präglazial ansprechen zu müssen. Ich selbst sehe mich außerstande, in dieser Altersfrage mitzureden, deren Entscheidung den Geologen überlassen werden muß.

[1]) Lauterborn, a. a. O. Gliederung des Rheinstroms, S. 75.

Druck verfügt am 5. Oktober 1920.

Tafel 4.

Fig. 1. *Hyriopsis subschlegeli* Haas. — Typus . . . . S. 148
Fig. 2. *Hyriopsis subschlegeli* Haas. — Steinkern einer rechten Klappe. Schloßteile . . . . . S. 148
Fig. 3. *Hyriopsis altealata* Haas. — Typus . . . . . S. 150
Fig. 4. *Rhombunio* sp. . . . . S. 151

Alle Abbildungen sind in natürlicher Größe, Fig. 1 $^3/_4$ der natürlichen Größe.

Für alle Abbildungen gültige Abkürzungen:

H. Z. = Hauptzahn
L. = Lamellen
V. A. = Vorderer Adduktor
V. R. = Vordere Retraktoren
H. F. = Hinterer Flügel.

Die Originale befinden sich im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

Über Pecten septemplicatus auct.

Von Herrn **Joh. Böhm** in Berlin.

Hierzu Tafel 5.

Nilsson [1]) beschrieb 1827 unter Beifügung zweier Abbildungen in *Pecten septemplicatus* einen neuen Vertreter der Gattung aus dem Senon Schwedens [2]).

Ad. Römer [3]) wies 1841 unter Einbeziehung des *Pecten ptychodes* Goldf. auf das Vorkommen des *P. septemplicatus* Nilss. in seinem Oberen Quadermergel von Gehrden und Quedlinburg hin. A. Hennig [4]) und Schöndorf [5]) bestätigten die Angabe für die Gehrdener Berge, Brauns [6]), A. Hennig [7]) und Burmester [8]) für den Salzberg. G. Müller [9]) führte die Bivalve von Gr. Ilsede, Wegner [10]) von Lembeck und Gemen bei Borken in Westfalen,

[1]) Nilsson, Petrificata suecana formationis cretaceae, S. 20, Taf. 10, Fig. 8, 1827.

[2]) A. Hennig, Guide pour le terrain crétacé de la Suède. Geol. Fören. Förhdl., Bd. 32, Heft 3, S. 665. 1910.

[3]) A. Römer, Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges, S. 51, 1841.

[4]) A. Hennig, Revision of Lamellibranchiaterna i Nilssons: Petrificata suecana formationis cretaceae. Kgl. fysiogr.-sällsk. i Lund Hdl., N. F., Bd. 8, S. 54. 1897.

[5]) Schöndorf, Der geologische Bau der Gehrdener Berge bei Hannover. 6. Jahresber. niedersächs. geol. Ver., S. 76, 78, 83. 1913.

[6]) Brauns, Die senonen Mergel des Salzbergs bei Quedlinburg. Zeitschr. ges. Naturwiss., Bd. 46, S. 389. 1875.

[7]) A. Hennig, a. a. O. Revision, S. 54.

[8]) Burmester, Die Molluskenfauna des Salzbergs. Dies. Jahrb. f. 1914, Bd. 35, Teil II, S. 8. 1914.

[9]) G. Müller, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Abhdl. Kgl. Preuß. geol. Landesanst., N. F., Heft 25, S. 32. 1898.

[10]) Wegner, Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes I. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 57, S. 173. 1905. Die Angabe, daß Holzapfel *Pecten septemplicatus* Nilss. von Aachen anführe, ist irrtümlich.

Ravn[1]) von Bavenodde auf Bornholm an. Nach Zittel[2]) ist sie auch in den Gosauschichten im Gosauthal gefunden worden. Eine von Dujardin[3]) als *P. septemplicatus* Nilss. bezeichnete Form wurde von Ad. Römer[4]) als *P. Dujardini* abgetrennt. Eichwald[5]) gab ihr Vorkommen im neokomen Eisensandstein von Kotelniki im Gouvernement Moskau an, fügte jedoch hinzu, daß seine Spezies vielmehr zu *Neithea* als zu *Pecten* zu gehören scheine.

Gleichwohl zeigt die Vergleichung der bildlichen Wiedergaben der Vorkommen in Schonen und bei Gr. Ilsede im Umriß der Schale und in der Verteilung der Radialrippen Unterschiede, welche gegen ihre Identifizierung sprechen. Jenes ist hoch eiförmig, höher als lang und sein Schloßkantenwinkel beträgt 80°; dieses ist so lang wie hoch, fast kreisförmig mit einem Schloßkantenwinkel von 130°.

G. Müller's Beschreibung:

»Die flachgewölbte, mit sieben kräftigen, gerundeten Rippen versehene, beinahe kreisförmige Schale ist bei Ilsede ziemlich häufig, kommt jedoch meistens ohne Ohren vor. Rippen und Zwischräume sind gleich groß und werden von abwechselnd stärkeren und feineren Radialstreifen bedeckt. Die Anwachsstreifen rufen namentlich in den weniger abgeriebenen Zwischenräumen eine blättrig-schuppige, dachziegelartige Skulptur hervor«,

ist hinzuzufügen, daß die Schale etwas unsymmetrisch, die hintere Seitenfläche länger als die vordere ist. Dieselbe Form fand Herr B. Falk in dem verlassenen Sandsteinbruch zwischen dem Galgenberge und dem Gehöft Punsmann unweit Kl. Reken in Westfalen (Bl. Wulfen) wieder. Sie ergänzt die vorstehende Beschreibung durch die Erhaltung der Ohren der rechten Klappe. Für sie habe ich[6]) die specifische Bezeichnung

---

[1]) Ravn, Molluskerne i Danmarks kridtaflejringer. I. Lamellibranchiata. Dansk. selsk. skrift., 6. R., Naturw. math. Afd., Bd. 11, S. 89. 1902.

[2]) Zittel, Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Math. naturw. Kl., Bd. 25, S. 113. 1866.

[3]) Dujardin, Mémoire sur les couches du sol en Touraine et description des coquilles de la craie et des faluns. Mém. soc géol. France, Tome 2, pt 2, S. 127. 1837.

[4]) A. Römer, a. a. O. Verstein. Kreidegeb., S. 53.

[5]) Eichwald, Lethaea rossica, Bd. 2, S. 449. 1865.

[6]) Joh. Böhm, Über Versteinerungen aus der Hohen Mark östlich Lembeck in Westfalen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 69, Monatsber. S. 194, 1917.

Aequipecten Falki nov. sp.

in Vorschlag gebracht.

Wie eingangs erwähnt, haben A. Römerr, Brauns und Burmester eine dem *A. Falki* nahe verwandte Form des Salzbergmergels bei Quedlinburg ebenfalls als *Pecten septemplicatus* Nilss. bestimmt.

Die Schale ist so lang wie hoch (53 mm), fast kreisförmig, ziemlich dünn, ungleichklappig und ungleichseitig. Die vordere Seitenfläche ist kürzer (24 mm) als die hintere (29 mm). Die linke Klappe ist stärker als die rechte gewölbt (Dicke der Doppelklappe 24 mm), nicht umgekehrt, wie Brauns angibt. Vom Wirbel strahlen sieben faltig gewölbte Rippen aus, von denen die mittelste am breitesten ist, während die zwei äußersten sehr schmal sind. Sie werden durch gleich breite Furchen getrennt. Die Rippen der einen Klappe entsprechen den Zwischenräumen der anderen. Die Oberfläche ist mit gleichartigen Radialstreifen bedeckt und von Anwachsstreifen durchkreuzt; bei guter Erhaltung erscheinen die Rippen blättrig-schuppig. Die schmalen, senkrecht abfallenden Seitenflächen sind glatt und längs den Ohren vertieft. Das vordere Ohr der rechten Klappe schmal, mit tiefem Byssusausschnitt; hinteres Ohr gerade abgestutzt und radial gestreift.

Diese Form, die ich dem der Erforschung der Kreidebildungen seiner herzynen Heimat zu früh entrissenen Georg Brandes zu Ehren als

Aequipecten Brandesi nov. sp.

bezeichne, erreicht nach dem vorliegenden Material nicht die Größe des *A. Falki*, dessen Länge und Höhe bis 55 mm beträgt. Während die Rippen des *A. Falki* breite niedrige Falten bilden, welche mit sanftem Abfall in die Zwischenfurchen übergehen, die Seitenflächen sehr niedrig und die Gesamtoberfläche somit flach gewölbt ist, stehen bei *A. Brandesi* die Faltenrippen, entsprechend dem kleineren Schloßkantenwinkel (110°), näher beieinander und fallen seitlich steil zu den Furchen ab, sind die Seitenflächen hoch und senkrecht zu der gewölbteren Oberfläche gestellt.

Durch den größeren Schloßkantenwinkel und den fast kreisförmigen Umriß unterscheidet sich das Vorkommen am Salzberge

auch von *Pecten septemplicatus* Nilss., in dessen Synonymie A. Römer, wie eingangs erwähnt, *P. ptychodes* Goldf. zog. Jedoch diese in dem Kreidetuff von Maastricht anscheinend nicht seltene Form weicht durch die flache, sehr geringe Wölbung der breiten Falten, die durch eine schmale Rinne von einander getrennt werden und mit fünf groben, feingeschuppten Radiallinien verziert sind, sowohl von der schwedischen wie den beiden deutschen Formen ab.

Zittel[1]) identifizierte aus den Gosauschichten des Wegscheidgrabens mit *Pecten septemplicatus* Nilss. eine Form, deren »Schale beinahe kreisförmig, gleichseitig, wahrscheinlich ungleichklappig ist. Einzelne Schalen sind sehr flach, andere etwas stärker gewölbt und unten vollständig umgebogen«. Bei ähnlicher konzentrischer Skulptur weicht das alpine Vorkommen durch die zwischen schmalen Furchen stark gefalteten Rippen, durch den Schloßkantenwinkel (90°) sowie durch die Umbiegung des Randes — ein an *P. polymorphus* erinnerndes Merkmal — von *P. septemplicatus* Nilss., *P. Falki* J. Böhm und *P. Brandesi* n. sp. ab. Für jenes bringe ich den Namen *P. infractus* in Vorschlag.

Demselben Formenkreis scheint *Pecten cicatrisatus (?)* Goldf. var., den Geinitz[2]) von Kieslingswalde abbildete, angehört zu haben. Bald darauf belastete er[3]) den Fundort mit einem Fragezeichen, und auch Langenhan und Grundey[4]) wie Sturm[5]) und Frič[6]) erwähnen die Form nicht wieder.

A. Römer[7]) wies auf die äußere Ähnlichkeit des *P. septemplicatus* Nilss. mit dem rezenten *Pecten pes felis* L. hin und ord-

[1]) Zittel, a. a. O. Gosau, S 113, Taf. 18, Fig. 3a—c.

[2]) Geinitz, Die Versteinerungen von Kieslingswalde im Glatzischen usw., S. 16. 1843.

[3]) Geinitz, Das Quadersandsteingebirge oder Kreidegebirge in Deutschland, S. 184. 1849/50.

[4]) Langerhan u. Grundey, Das Kieslingswalder Gestein und seine Versteinerungen. 10. Jahresber. Glatzer Gebirgs-Verein. 1891.

[5]) Sturm, Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Versteinerungen. Dies. Jahrb. f. 1900, Bd. 21. 1901.

[6]) Frič, Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. 5. Die Chlomeker Schichten. Arch. natwiss. Landesdurchforsch. Böhmen, Bd. 10, Nr. 4, Geol. Abtlg. 1897.

[7]) A. Römer, a. a. O. Verstein. Kreidegeb., S. 51.

nete ihn bei den Pusiones ein. Stoliczka[1]) reihte *P. septemplicatus*, allerdings mit einem Fragezeichen, bei *Lyropecten* Conrad ein, wogegen Brauns[2]) den Einwand erhob, daß die Rippen nicht nur kräftig gestreift, sondern auch »nodulos« sein müßten, was doch kaum entfernt durch die zarten schuppigen Anwachsstreifen erreicht wird«. Brauns stellte die Salzberg-Art in die Gattung *Pseudamussium*. Philippi[3]) wies *P. septemplicatus* Nils. seinen Platz bei *Aequipecten* Fischer an; ihm schließe ich mich für diese und die oben besprochenen Formen an.

Zum Schluß möchte ich Herrn Geheimrat Professor Joh. Walther für die gütige Erlaubnis zur Veröffentlichung des Fig. 5 abgebildeten Exemplars danken.

[1]) Stoliczka, Cretaceous fauna of southern India, Ser. 6, Vol. 3, Pelecypoda, S. 425, 429. 1871.

[2]) Brauns, a. a. O. Salzberg, S. 389.

[3]) Philippi, Beiträge zur Morphologie und Phylogenie der Lamellibranchier. II. Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 53, S. 101. 1900.

Druck verfügt am 5. Oktober 1920.

Tafel 5.

Fig. 1, 2. *Aequipecten septemplicatus* (Nilss.).
Copie nach Nilsson: Petrificata suecana formationis cretaceae, Taf. 10, Fig. 8 A, B.

Fig. 3. *Aequipecten infractus* nov. sp.
Copie nach Zittel: Die Bivalven der Gosaugebilde, Taf. 18, Fig. 3.

Fig. 4. *Aequipecten Falki* Joh. Böhm.
Steinbruch zwischen dem Galgenberg und Gehöft Punsmann bei Kl. Reken in Westfalen. Nach einem Gipsabguß gezeichnet.

Fig. 5. *Aequipecten Brandesi* Joh. Böhm.
Salzberg bei Quedlinburg. Original im Geolog.-paläont. Institut der Universität Halle.

Fig. 6. *Aequipecten ptychodes* (Goldf.) Maestricht.

Die Figuren 4 und 6 im Geologischen Landesmuseum zu Berlin.

Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. II.

Von Herrn **G. Dahmer** in Höchst a. Main.

Hierzu Tafel 6—17 und 7 Textfiguren.

Einleitung.

Vor einiger Zeit habe ich in diesem Jahrbuch eine Abhandlung über die Fauna des Kahlebergsandsteins veröffentlicht[1]), die sich auf ein von mir im Laufe mehrerer Jahre zusammengebrachtes Versteinerungsmaterial gründete, und die in erster Linie eine Revision der von Beushausen in seinen beiden grundlegenden Arbeiten über den Oberharz[2]) besprochenen Arten bezweckte; außerdem wurden in dem genannten Aufsatz einige neue Formen bekannt gemacht und einige Unterlagen für eine engere Gliederung des Kahlebergsandsteins gegeben. Während der Fertigstellung jener Abhandlung übernahm ich auf den Vorschlag der Preußischen Geologischen Landesanstalt auch die Bearbeitung des im Berliner Landesmuseum vorhandenen Materials aus dem Kahle-

[1]) Dahmer, Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. I. Dies. Jahrb. Bd. XXXVII, Teil I, S. 443. 1917.

[2]) Ich wähle für die wichtigsten Arbeiten Beushausen's auch diesmal folgende Abkürzungen:

Oberh. Spir. = Beiträge zur Kenntnis des Oberharzer Spiriferensandsteins und seiner Fauna. Abh. geol. Spezialk. Preußen, Bd. VI, Heft 1. 1884.

Lam. = Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 17. 1895.

Devon Oberh. = Das Devon des nördlichen Oberharzes. Ebenda, N. F., Heft 30. 1900.

bergsandstein. Ich bin dem Präsidenten der Geologischen Landesanstalt, Herrn Geheimen Oberbergrat Beyschlag, der mir diese Aufforderung zugehen ließ und mir das Material des Landesmuseums anvertraute, zu größtem Danke verpflichtet.

Auch bei der Ausführung der Arbeit wurde ich von verschiedenen Fachgenossen in freundlichster Weise unterstützt. Herr Rektor J. Spriestersbach in Remscheid verglich mehrere der im Harz gefundenen Formen mit solchen der Remscheider Schichten und ließ mir manche sehr wertvolle Anregung für die Bearbeitung der Ostracoden und der Zweischaler zukommen. Ferner schulde ich Dank Herrn Dr. A. Fuchs (Berlin) für Auskunft über einige Brachiopoden, Herrn Dr. H. S. Kircher (Würzburg) für Angaben über Gastropoden, Herrn und Frau Dr. Richter (Frankfurt a. M.) für Mitteilungen über Trilobiten und Herrn Dr. W. E. Schmidt (Berlin) für Bestimmung einer neuen Crinoidengattung.

Um ein möglichst abgerundetes Bild der Kahlebergfauna geben zu können, habe ich außer dem Berliner Material auch noch dasjenige der Göttinger Universitätssammlung, das mir Herr Professor R. Wedekind in entgegenkommender Weise zugänglich machte, neu bearbeitet. Ferner habe ich einen fast zweimonatlichen Aufenthalt im Oberharz dazu verwandt, das dortige Unterdevongebiet erneut zu durchwandern. Dieser Besuch bezweckte, noch ergänzendes Fossilmaterial für den Vergleich des Kahlebergsandsteins mit dem Devon anderer Gegenden zu beschaffen, vor allem aber die Verbreitung einzelner Tiergemeinschaften zu verfolgen und festzustellen, in welchem Grade ihre Zusammensetzung konstant bleibt. Die so gesammelten Beobachtungen haben zu wichtigen Ergebnissen geführt, die im »Geologischen Teil« niedergelegt sind; auch neue Arten wurden, besonders in dem noch so wenig durchforschten Nordosten unseres Gebietes, mehrfach aufgefunden.

Da jetzt alle größeren Sammlungen, in denen der Kahlebergsandstein vertreten ist, bei meiner Bearbeitung Berücksichtigung gefunden haben, geht diese in der Anlage über das Ziel, das ich mir ursprünglich gesteckt hatte, wesentlich hinaus, so daß man

mit gewissen Einschränkungen wird von einer Monographie der Kahlebergfauna reden können[1]).

Die Sammlung L. Denckmann.

Das reichhaltige neuere Kahlebergmaterial des Geologischen Landesmuseums entstammt der Sammeltätigkeit, die der kürzlich verstorbene, durch seine fruchtbringenden naturwissenschaftlichen Bestrebungen in seiner hannoverschen Heimat wohlbekannte Pastor Dr. Ludolf Denckmann von seinem Ruhesitze Goslar aus ausübte. Diese Aufsammlungen erhalten einen besonderen Wert dadurch, daß die einzelnen Stücke mit Horizontbezeichnungen versehen sind. Nähere Angaben darüber, nach welchen Grundsätzen die Abgrenzung dieser Horizonte erfolgt ist, liegen nicht vor, doch scheinen in erster Linie paläontologische Gesichtspunkte ausschlaggebend gewesen zu sein.

Eine sehr enge Gliederung des Kahlebergsandsteins, wie sie wohl Denckmann vorschwebte, war auf Grund seiner Angaben auf den Etiketten nicht durchführbar, auch gehören manche der Horizonte in ein anderes Niveau, als Denckmann annahm. Indes ließ diese Art der Bezeichnung Zusammengehöriges als solches gut erkennen und erleichterte mir den weiteren Ausbau der neuen Gliederung der Rammelsberger Schichten, von der ich bereits auf Grund meiner eigenen Beobachtungen in meiner ersten Arbeit (S. 449) Mitteilung gemacht hatte. Eine wohlbegründete, bisher gänzlich unbekannte Schichtengruppe im Kahlebergsandstein ist Denckmann's Horizont II_4, den ich unter dem Namen Giengelsberger Schichten beschreiben werde. Durch die Entdeckung dieser Schichtengruppe hat sich genannter Forscher ein hohes wissenschaftliches Verdienst gesichert.

---

[1]) Anm. während der Korrektur. Einen kleinen Aufsatz, der als Exkursionsführer für eine flüchtige Begehung des hier behandelten Gebietes dienen kann, schrieb ich für die Zeitschrift »Natur« (Jahrg. XII, Heft 1/2, Okt. 1920. Th. Thomas Verlag, Leipzig). D. Verf.

Geologischer Teil.

Die verschiedenen Tiergemeinschaften in den Rammelsberger Schichten.

Daß sich mehrere, innerhalb gewisser Grenzen konstant bleibende Tiergemeinschaften würden im Kahlebergsandstein unterscheiden lassen, hatte schon Beushausen vermutet[1]), indes reichte zu seiner Zeit die Kenntnis des Fossilinhaltes der einzelnen Lagen für eine solche Gruppierung nicht aus. Ich konnte schon an der Hand meines in früheren Jahren gesammelten Materials auf das Vorkommen von zwei charakteristischen und voneinander recht verschiedenen Tiergemeinschaften an den von mir ausgebeuteten benachbarten Fundorten Gosetal 3,6 und Gosetal 4,0 hinweisen. Die weitere Verfolgung dieses Gegenstandes unter Benutzung des Berliner und des inzwischen gesammelten eigenen Materials hat zu folgenden Resultaten geführt.

Es lassen sich im Oberharzer Äquivalent der rheinischen Oberkoblenzstufe, in Beushausen's Rammelsberger Schichten, mindestens zwei konstante, wesentlich voneinander abweichende Tiergemeinschaften unterscheiden, die sich beide über das ganze Oberharzer Unterdevongebiet hin verfolgen lassen. Ihre Verschiedenheit ist nicht in der Natur des Sedimentes begründet; sie sind aber auch nicht faciell verschieden im paläontologischen Sinne[2]), da keine Tierklasse in einer der Gemeinschaften ein solches Übergewicht erlangt, wie es dieser Fall voraussetzt. — Ich bezeichne die eine dieser Tiergesellschaften nach einem wichtigen Vorkommen in der Umgebung von Festenburg als **Festenburger Fauna**, die andere, da eine treffende geographische Benennung nicht angängig ist, nach zwei besonders charakteristischen und an fast allen Fundorten auch sehr häufigen Fossilien als Fauna mit *Murchisonia Nessigi* A. Roem. und *Koenenia obsoleta* Goldf., abgekürzt: **Nessigi-Fauna.**

[1]) Beushausen, Oberh. Spir., S. 20; Devon Oberh., S. 28 u. 48.

[2]) Vergl. Holzapfel, Die Faciesverhältnisse des rheinischen Devons. Koenen-Festschrift, S. 237. 1907.

Die für eine Fauna bezeichnenden Organismen sind nicht immer auf sie beschränkt; ja es besteht wohl die Möglichkeit, daß sich im Laufe der Zeit alle Arten von BEUSHAUSEN's »Hauptspiriferensandstein« (die Cyrtodonten vielleicht ausgenommen) durch dessen ganze Schichtenfolge hindurch werden nachweisen lassen. Die quantitative Verteilung ist aber derart verschieden, daß dadurch das wohlumrissene Bild gesonderter Tiergesellschaften nicht verwischt wird; auch im Unterdevon anderer Gegenden bestehen ja bekanntlich zwischen den einzelnen Faunen keine vollkommen scharfen Grenzen.

Es ist naheliegend, in den beiden paläontologisch verschiedenen Gliedern der Rammelsberger Schichten, da eine Deutung der Verschiedenheit durch Facieswechsel ausgeschlossen erscheint, zwei verschiedene Altersstufen zu erblicken. Untersuchen wir, welche Anhaltspunkte hierfür vorliegen. Es ist leider noch nicht gelungen, den Übergang zwischen beiden Tiergemeinschaften in einem hinreichend klaren Profil im einzelnen zu verfolgen, und es ist angesichts der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse auch fraglich, ob sich ein solches Profil in absehbarer Zeit wird entdecken lassen. An den in meiner früheren Arbeit beschriebenen Fundorten Gosetal 3,6 und Gosetal 4,0[1]) treten zwar die beiden Faunen in unmittelbarer Nachbarschaft auf, doch sind die beiden Stellen durch eine aufschlußlose bezw. überrollte Strecke getrennt, und an den Aufschlüssen selbst sind die tektonischen Verhältnisse sehr verworren. Hingegen läßt sich aus den Beobachtungen von HALFAR und von BEUSHAUSEN ein wichtiger Schluß hinsichtlich der Altersreihenfolge beider Faunen ziehen. Diese Autoren haben nämlich eine mit *Spirifer paradoxus* erfüllte

[1]) Wie in meiner früheren Veröffentlichung bedeuten auch hier die Abkürzungen:

Gosetal 3,6: Aufschluß am neuen Harzstieg, etwas vor seiner Einmündung bei Kilometerstein 3,6 in die Landstraße Goslar-Zellerfeld, Nordosthang der Hohen Kehle.

Gosetal 4,0: Steinbruch am neuen Harzstieg, gegenüber Kilometerstein 4,0 der Landstraße Goslar-Zellerfeld, Forstbezirk 133 am Osthang der Hohen Kehle.

Bank, die als Leithorizont der Festenburger Schichten betrachtet werden kann, an mehreren Stellen im unmittelbaren Liegenden der Schichten mit *Spirifer speciosus* angetroffen (vergl. Beushausen, Oberh. Spir., S. 14, 15 und Devon Oberh., S. 34, 36, 43, 44, 49 und 50). Mithin müssen die Festenburger Schichten das jüngste Glied der Rammelsberger Schichten sein. Außerdem kann als paläontologisches Argument für ihr hohes Niveau angesichts der großen Bedeutung von Trilobiten als Leitformen die Auffindung von Proëtiden[1]) angesehen werden.

Die Schichten mit *Murchisonia Nessigi* müssen demzufolge zwischen den Festenburger und den Schalker Schichten liegen. Hiermit steht aber der paläontologische Befund in einem scheinbaren Widerspruch, denn die Nessigi-Fauna weicht stark von der der Schalker Schichten ab, während die Festenburger Fauna dieser so ähnlich ist, daß man, wenn die Lagerungsverhältnisse dem nicht widersprächen, annehmen möchte, sie sei ihr auch zeitlich unmittelbar gefolgt. Man kann indes diese Erscheinung, daß hier zwei sehr ähnliche Faunen durch eine andersgeartete getrennt werden, sehr gut so erklären, daß nur ein Zurückweichen (Abwandern) der Arten der Schalker Schichten infolge geänderter Lebensbedingungen stattfand und später eine Rückkehr der meisten nach dem Wiederaufkommen von Bedingungen, die denen der Schalker Periode ähnlich waren[2]). Daß sich ein Teil der Arten (jedoch unter starkem Wechsel in der Individuenzahl) durch den ganzen Hauptspiriferensandstein hindurchzieht, ist ja ein deutliches Zeichen dafür, daß es nicht zu einer gänzlichen Verdrängung der Schalker Arten während der Nessigi-Periode kam. —

In tektonischem Zusammenhang kann man die Festenburger und die Nessigi-Schichten am Rammelsberg beobachten. Bekanntlich liegen aber hier infolge der Überkippung die Schichten in

[1]) Gosetal 3,6 und Profil am ehemaligen mittleren Schalker Teich. — Slg. des Verf. und Clausthaler Slg.

[2]) Über »Intermittieren«, d. h. scheinbares Aussterben und Wiedererscheinen gewisser Tiergruppen in einer bestimmten Meeresprovinz vergl. auch Frech, Über die Meeresprovinzen der Vorzeit (Berlin 1889), S. 21, 22.

umgekehrter Reihenfolge. In der Nähe des Einganges zum großen Kommunionsteinbruch sind über den Calceolaschiefern die Schichten mit *Spirifer speciosus* aut., über diesen wiederum die Festenburger Schichten mit der durch *Spirifer paradoxus* Schl. erfüllten Bank[1]) aufgeschlossen. Auch eine für diese Schichten typische Lage einer ebenflächig abgesonderten, sehr feinkörnigen Grauwacke mit *Pterinea costulata* A. Roem. und *Aviculopecten*-Arten kommt hier vor. Oben im Steinbruch selbst sind die Nessigi-Schichten nachgewiesen (fossilführende Bank mit *Murchisonia Nessigi* A. Roem. und *Pleurotomaria Kleini* Beush.). In besonders hohem Niveau (also in Wirklichkeit ganz im Liegenden) befindet sich dort noch eine *Modiomorpha ovata* Beush., *Chonetes sarcinulata* Schl., *Dentalium arenarium* A. Roem. und *Prosocoelus*-Arten enthaltende Bank[2]), die man vielleicht schon als Überleitung nach den Schalker Schichten, in denen *Prosocoelus*-Arten und *Dentalium arenarium* zu den wichtigsten Versteinerungen gehören, betrachten könnte.

Der Nessigi-Horizont besitzt eine viel bedeutendere Mächtigkeit als die Festenburger Schichten. Er nimmt besonders am Aufbau des Nordostens unseres Gebietes einen hervorragenden Anteil; sind doch die massigen Bergrücken des Rammelsberges, Sidekums, Giengelsberges, Gelmkeberges, Brautsteins, Dickekopfes und Drecktalskopfes zum großen Teil aus Nessigi-Schichten aufgebaut. Die Auffassung, daß die Rammelsberger Schichten nur einen relativ schmalen Randsaum um die Schalker Schichten bildeten, muß mithin fallen gelassen werden. Beushausen konnte ihre Bedeutung für den Aufbau des Oberharzes noch nicht übersehen, da zu seiner Zeit das gesamte Gebiet östlich von Goslar nahezu terra incognita war.

In einer eigenartigen Abänderung sind die Nessigi-Schichten an der von L. Denckmann ausgebeuteten, ihrer genauen Lage nach nicht näher bekannten Stelle am Giengelsberg[3]) entwickelt.

[1]) Beushausen, Devon Oberh., S. 44 und 55, 56.
[2]) Beushausen, Oberh. Spir., S. 21.
[3]) Giengelsberg = Jiengelsberg = Gingelsberg.

Für diese Ablagerungen möchte ich den Namen **Giengelsberger Schichten**[1]) einführen.

Natürlich gilt die vorstehend gegebene Gliederung der Oberkoblenzfauna nur für den Oberharz. Immerhin hat aber die genauere paläontologische Bearbeitung der einzelnen Lagen auch mancherlei Ausblicke auf das Devon anderer Gegenden eröffnet, von denen weiter unten die Rede sein wird.

In den Schichten mit *Spirifer speciosus* und in den Schalker Schichten lassen sich ebenfalls bestimmte Tiergesellschaften erkennen, doch handelt es sich dabei entweder um die auch im ganzen übrigen Devon bekannten Anreicherungen bestimmter Arten oder Familien in Bänken oder um andere Unterschiede in der Tierverteilung, die facieller Natur sind.

Die Glieder des Kahlebergsandsteins.

I. Die Schichten mit Spirifer speciosus.

Über den Aufbau dieser hangendsten Schichten sind wir durch die von Beushausen vervollständigten Untersuchungen Halfar's besser orientiert als über irgend eine andere Abteilung des Kahlebergsandsteins. Daß sie in der Tat dessen jüngstes Glied sind, geht klar daraus hervor, daß sie in verschiedenen Profilen unmittelbar unter den Calceolaschiefern anstehen. Sie entsprechen auch hinsichtlich der Fauna ungefähr den Obersten Koblenzschichten des rheinischen Devons, tragen aber noch viel ausgeprägter den Charakter von Übergangsschichten (außer *Homalonotus gigas*, der noch recht häufig ist, kommt schon *Calceola sandalina*

[1]) Auch normale Nessigi-Schichten kommen am Giengelsberg fossilführend vor (an dem unterhalb des Kammes herführenden Wege), ihnen kommt wohl sogar der Hauptanteil am Aufbau des Berges zu. Nachdem aber einmal die »Rammelsberger Schichten« nach einem Berg benannt sind, an dem auch andere Ablagerungen vorkommen, liegt m. E. auch gegen die an sich recht treffende Bezeichnung »Giengelsberger Schichten« kein Bedenken vor. Der Name bedeutet demnach nicht »Schichten, die den Giengelsberg aufbauen«, sondern »Schichten von bestimmter Eigenart, die am Giengelsberg vorkommen«.

Lam.[1]) neben anderen Formen der Calceola-Schichten vor). Recht bezeichnend ist auch das Auftreten von *Dechenella Kayseri* R. Richt., eines Trilobiten, der in der Eifel für die körnigen Roteisensteine an der Schwelle Unter-Mitteldevon, sowie für die Cultrijugatus-Schichten leitend ist.

II. Die Rammelsberger Schichten.

(Oberer Hauptspiriferensandstein.)

Diese wegen der Homotaxität mit den rheinischen Oberkoblenzschichten sehr wichtige Abteilung ist hier besonders eingehend besprochen, da sie von allen Gliedern des Kahlebergsandsteins bisher am unvollkommensten bekannt war. Beushausen konnte sie in seiner ersten grundlegenden Arbeit nur flüchtig behandeln, da das Kahlebergmaterial der älteren Sammlungen, das ihm zu Gebote stand, fast durchgängig aus den Schalker Schichten (vom Bocksberg oder Kahleberg) stammte.

Wie im vorigen Abschnitt dargelegt wurde, bilden die Rammelsberger Schichten keinen paläontologisch einheitlichen Horizont, sondern enthalten mehrere voneinander verschiedene Tiergesellschaften, die innerhalb gewisser Stabilitätsgrenzen konstant bleiben und sich ohne Schwierigkeit in den verschiedenen Aufschlüssen wiedererkennen lassen. Ich unterschied:

A. Festenburger Schichten,

B. Nessigi-Schichten,

an einer Stelle als Lokalfacies,

B_1. Giengelsberger Schichten,

ausgebildet.

A. Die Festenburger Schichten.

(Schichten mit den Bänken von *Spirifer paradoxus*, *Sp. subcuspidatus* var. *longeïncisa* und var. *lateïncisa* und dem Hauptlager von *Pterinea costulata*.)

Diese Ablagerungen sind paläontologisch dadurch gekenn-

[1]) Halfar, Über mehrere interessante Petrefakten aus dem Devon des Meßtischblattes Zellerfeld. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLI, S. 807. 1889. — Beushausen, Devon Oberh., S. 32 und 38/39.

zeichnet, daß sie im Gegensatz zu den Nessigi-Schichten die wichtigsten Zweischalergattungen der Schalker Schichten (also in erster Linie die *Myophoria*- und *Prosocoelus*-Arten, die Ctenodontiden, *Nucula*- und *Nuculana*-Arten, aber nicht *Cyrtodonta*) enthalten; während diese jedoch in den Schalker Schichten den Hauptbestandteil der Fauna ausmachen, kommen sie hier mehr vereinzelt und in viel stärkerem Maße mit Brachiopoden durchmischt vor.

Unter den Brachiopoden sind von besonderer Wichtigkeit *Spirifer paradoxus* Schl., *Spirifer subcuspidatus* Schn. var. *longeïncisa* Dahm., var. *lateïncisa* Scup. und Übergangsformen zwischen beiden Varietäten. Die Spiriferen treten, zusammen mit großen Exemplaren von *Chonetes sarcinulata*, bankbildend auf. Diese Bänke, vor allem die des im übrigen Hauptspiriferensandsteins sehr seltenen *Sp. paradoxus*, sind wichtige Leithorizonte. Von anderen Brachiopoden sind *Orthis hysterita* Gmel., *O. striatula* Schl. und *Spirifer subcuspidatus* Schn. *typus* hier häufiger als in den tieferen Lagen des Kahlebergsandsteins.

Der verbreitetste Zweischaler ist *Pterinea costulata* A. Roem., auch *Aviculopecten*-Arten erreichen eine verhältnismäßig große Individuenzahl. Von *Myophoria*-Arten sind es besonders die flacheren Formen (wie *M. kahlebergensis* Beush.), die man antrifft. Zwei für die Nessigi-Schichten sehr bezeichnende *Modiomorpha*-Arten (*M. eximia* Beush. und *M. bilsteinensis* Beush.) fehlen nach der bisherigen Erfahrung gänzlich.

Der wichtigste Gastropod ist *Pleurotomaria tricincta* A. Roem.; daneben kommen, aber viel seltener als in den Schalker Schichten, *Loxonema*-Arten vor. Hingegen fehlt, von ganz vereinzelten Ausnahmen abgesehen, die für die Nessigi-Schichten (und Giengelsberger Schichten) typische Gastropodengesellschaft.

Crinoiden spielen in den Festenburger (wie auch in den Schalker) Schichten, nach der Häufigkeit und Größe der Stielglieder zu schließen, eine weit größere Rolle als in den Nessigi-Schichten, in denen sie nur lokal vorherrschend werden. Verhältnismäßig häufig sind auch *Cryphaeus*-Reste.

Die Festenburger Schichten sind meist, z. B. an der Nordostseite der Hohen Kehle (Gosetal 3,6) und an dem gegenüberliegenden Hange des Herzberges, als dunkelgraue, reichlich Weißglimmer enthaltende, dickbankig bis dünnplattig abgesonderte Grauwackensandsteine ausgebildet. Diese enthalten Lagen eines sehr unreinen Kalkes; er verwittert zu einem kakaobraunen Mulm, der sich durch einen großen Reichtum an Versteinerungen auszeichnet. Auch hell-weingelbe, poröse, oder graugelbe bis grauweiße, feste Sandsteine kommen vor; letztere können dem Sediment der Schalker Schichten sehr ähnlich werden. Aus ihnen hat L. Denckmann eine schöne Suite von Versteinerungen von der Nordseite des Herzberges zusammengebracht. Hier treten die charakteristischen Spiriferenbänke auf, außerdem kommen u. a. vor:

Loxonema funatum A. Roem.
Pleurotomaria tricincta A. Roem.
Pterina costulata A. Roem.
Leiopteria concentrica A. Roem.
Nucula grandaeva Goldf. var. *elongata* Dahm.
Myophoria minor Beush.

An der Westseite des Herzberges geht das hellgraue, dem Schalker Quarzsandstein so ähnliche Sediment allmählich in dunklen Grauwackensandstein und Kalksandstein mit der gleichen Fauna über[1]).

[1]) Ob braungelbe Sandsteine, die man etwas weiter südlich in der großen Einbuchtung des Herzberges, nämlich auf der durch die Forstbezirke 102 und 103 führenden Strecke des Herzberger Weges antrifft, ebenfalls diesem Niveau angehören, ist nicht sicher, aber sehr wahrscheinlich. Es gelang mir, aus dem ziemlich fossilarmen Gestein nachstehende Arten zusammenzubringen:

Homalonotus gigas A. Roem.
Cryphaeus rotundifrons Emmr.
Tentaculites sp.
Platyceras crassus Trenkn.
Aviculopecten (?) sp.
Prosocoelus priscus A. Roem. (bankbildend)
Cyrtina heteroclita Defr.
Spirifer subcuspidatus Schn. var. *lateincisa* Scup.
» » » » *longeincisa* Dahm.
» *auriculatus* Sandb. (Forts. S. 172)

Als helle Sandsteine sind die Festenburger Schichten auch in den liegenden Partien des Profils am Nordrand des ehemaligen mittleren Schalker Teiches entwickelt, ferner beobachtete ich dieses Gestein in losen Blöcken mit der bezeichnenden Fauna sowohl an der Südost- wie an der Nordwestseite des Kronsfeldes.

Den Festenburger Schichten gehören die meisten der fossilführenden Aufschlüsse an, die Beushausen aus den Rammelsberger Schichten namhaft macht, z. B. der Steinbruch an der Nordwestseite des Bocksberges (am Hahnenkleer Weg), einige Stellen vor dem Eingang zum großen Steinbruch am Rammelsberg, die Aufschlüsse an dem vom unteren Schalker Teich nach Mittelschulenberg führenden Wege und Halfar's Zonen 7 bis 9 in dem oben genannten Profil am mittleren Schalker Teich[1]). Auch der zwischen Kilometerstein 3,6 und 3,7 der Landstraße Goslar-Clausthal am Herzberg aufsteigende, von Beushausen als Kükenkorbsweg bezeichnete Pfad führt durch die Festenburger Schichten, nicht durch die Schichten mit *Spirifer speciosus*, wie genannter Autor angibt; denn noch unmittelbar vor der Stelle, wo der Kahlebergsandstein gegen das Mitteldevon verworfen ist, war die Bank mit *Spirifer paradoxus* nachzuweisen.

Zwei Fundorte in den Festenburger Schichten, an denen sich in zersetzten Kalksandsteinen eine besonders reiche Fauna findet, sind der Aufschluß Gosetal 3,6 und ein schon länger bekannter kleiner Steinbruch am SW-Fuß des Brandkopfes (gegenüber dem Damm des unteren Schalker Teiches)[2]). Die nachstehende Liste der an diesen Stellen von mir gesammelten Versteinerungen möge als Beispiel für die Tierwelt der Festenburger Schichten dienen.

Orthothetes umbraculum Schloth.
und große Choneten.

In dem nördlich angrenzenden Forstbezirk 101 schieben sich jedoch die Nessigi-Schichten (vergl. S. 189), augenscheinlich als Sattel, zwischen die in den Distrikten 100 und 102 zutage tretenden jüngeren Ablagerungen ein.

[1]) Beushausen, Devon Oberh., S. 30—35. — Bode, Erl. Blatt Zellerfeld, S. 12.

[2]) Trenkner, Paläontologische Novitäten vom n.-w. Oberharze, II, S. 35. (Halle, H. W. Schmidt, 1868.)

Versteinerungen der Festenburger Schichten von Gosetal 3,6 und vom Schalker Teich.

Die Namen der häufigeren Arten sind gesperrt gedruckt.)

Namen der Arten	Gosetal 3,6	Unterer Schalker Teich
Flossenstachel	+	.
Homalonotus gigas A. Roem.	+	+
Cryphaeus rotundifrons Emmer.	+	+
Proëtide	+	.
Orthoceras cf. *planiseptatum* Sandb.	.	+
» *crassum* A. Roem.	.	+
Tentaculites scalaris Schloth.	+	+
» *alternans* A. Roem.[1])	+	+
Coleoprion arenarium A. Roem.	+	+
» *gracile* Sandb.	+	.
Pleurotomaria tricincta A. Roem.	+	+
» *decussata* Sandb. var. *kahlebergensis* Dahm.	.	+
Bucanella tumida Sandb.	+	.
Holopea distincta n. sp.	.	+
Platyceras kahlebergense Beush.	.	+
» *crassum* Trenkn.	+	.
Aviculopecten Jugleri A. Roem.	+	+
» *perovalis* Beush.	+	+
» *gracilis* Beush.	+	.
Pterinea costulata A. Roem.	+	+
Leiopteria pseudolaevis Oehl.	.	+
Modiola antiqua Goldf.	+	.
Avicula n. sp.	+	.
Ctenodonta curta Beush.	+	.
» *Bartlingi* A. Roem.	+	.
» (*Koenenia*) *obsoleta* Goldf. *typus*	+	.
Cucullella solenoides Goldf.	+	+
Nucula grandaeva Goldf.	+	+
» » » var. *elongata* Dahm.	+	.

[1]) = *Tentaculites Roemeri* Dahm. Vergl. hierzu meine Bemerkung 6 zur Fossilliste auf S. 304.

(Fortsetzung)

Namen der Arten	Gosetal 3,6	Unterer Schalker Teich
Nucula cf. *lodanensis* Beush.	+	.
» *Krachtae* A. Roem.	+	.
Nuculana securiformis Goldf.	+	.
» *Ahrendi* A. Roem.	+	.
Myophoria minor Beush.	+	+
» *gutta* Dahm.	+	.
» *kahlebergensis* Beush.	+	.
» *intermedia* Dahm.	+	.
» *Roemeri* Beush.	+	.
» sp.	.	+
Cypricardella subovata Beush.	+	.
» sp.	.	+
Prosocoelus priscus A. Roem.	+	.
» *complanatus* Keferst.	+	.
Goniophora nassoviensis Kays.	+	.
Spirifer paradoxus Schloth.	+	+
» *subcuspidatus* Schn. var. *longeïncisa* Dahm.	+	+
» » » » *bilsteinensis* Scup.	+	.
» *curvatus* Schloth.	+	.
» *auriculatus* Sandb.	+	.
Cyrtina heteroclita Defr.	?	.
Athyris concentrica v. Buch	+	.
Rhynchonella sp. (viell. *Rh. daleidensis* F. R. var. *gracilior* A. Fuchs)	+	.
Orthothetes umbraculum Schloth.	+	+
Orthis tectiformis K. Walth. mut. *kahlebergensis* Dahm.	+	+
Chonetes sarcinulata Schloth.	+	+
» » » var. *subquadrata* A. Roem.-Fuchs	+	+
» *plebeja* Schnur	+	.
Crinoidenstiele	+	+
Bryozoen	.	+

Riesenbachtal. Auf der die Grenze der Forstbezirke 126 und 116 bildenden Strecke des oberen Riesenbachtales sind am linken Talgehänge mehrere kleine Aufschlüsse vorhanden, deren ziemlich reiche Fauna wohl den oberen Partien der Festenburger Schichten angehört. Die bezeichnende Lage mit *Spirifer paradoxus* wurde hier nicht mehr gefunden, hingegen treten die Varietäten *lateïncisa* und *longeïncisa* des *Spirifer subcuspidatus* noch bankbildend auf. Ich stellte das Vorhandensein folgender Arten fest:

Salpingostoma goslariense A. Roem.
Aviculopecten perovalis Beush.
Pterinea costulata A. Roem.
Ctenodonta curta Beush.
Prosocoelus sp.
Dielasma inaequale A. Roem.
Rhynchonella Orbignyana de Vern.
Spirifer subcuspidatus Schn. var. *lateïncisa* Scup.
» » » » *longeïncisa* Dahm.
Atrypa reticularis L.
Stropheodonta taeniolata Sandb.
Chonetes oblonga A. Fuchs
» *subquadrata* A. Roem.
Acanthocrinus longispina A. Roem.

Auch in dem benachbarten Wasserriß des Silberbaches sind Schichten ähnlichen Alters angeschnitten. Geht man dieses Tälchen hinauf, so trifft man schließlich große Blöcke aus typischen Schalker Schichten mit *Cyrtodonta*, Myophorien usw. an, die offenbar von der Höhe des Schulenberges dorthin gelangt sind.

Eine Bank, die ich nach ihrer stratigraphischen Lage in dem Profil am ehemaligen mittleren Schalker Teich als das höchste Niveau der Festenburger Schichten auffasse, gewinnt ein besonderes Interesse dadurch, daß sie allein gewisse Trilobiten[1]) und zahlreiche Ostracoden geliefert hat. Sie besteht aus einem

[1]) Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 453 u. 454.

porösen, blaugrauen, sehr bindemittelarmen Sandstein, der stellenweise in ein mürbes, fast nur aus Sandkörnern bestehendes, braunes Verwitterungsprodukt übergeht[1]). Ich sammelte darin folgende Arten:

Versteinerungen
der hangenden Bank der Festenburger Schichten
am ehemaligen mittleren Schalker Teich.

Kloedenia (?) incompta n. sp.
Beyrichia sp.
Acaste cf. *nolens* R. Richt.
Dechenella (*Basidechenella*) sp.
Tentaculites alternans A. Roem.
Pleurotomaria tricincta A. Roem.
Pterinea costulata A. Roem. (häufig hier auch rechte Klappen)
Cucullella solenoides Goldf.
Nucula grandaeva Goldf.
» » » var. *elongata* Dahm.
Nuculana securiformis Goldf.
Myophoria minor Beush.
Bifida lepida Goldf.
Orthis sp. (? *O. striatula* Schl., Jugendform)
Stropheodonta taeniolata Sandb.
Orthothetes umbraculum Schloth.
Crinoidenreste, darunter *Acanthocrinus longispina* A. Roem.

Leider ist das Profil, das Halfar in den siebziger Jahren aufnahm, im Laufe der Zeit etwas verwachsen, und es ist daher schwer, die Bank mit einer der von Halfar unterschiedenen Zonen zu identifizieren. Dem Gestein und der Fauna nach könnte das Bänkchen 3α[2]) in Betracht kommen. Dieses wird zwar von

[1]) Ich kenne ein ähnliches Gestein nur aus dem Unterkoblenz von Rolshausen im hessischen Hinterland. K. Walther hat es im N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XVII, S. 15, beschrieben.

[2]) Beushausen, Devon Oberh., S. 33.

Beushausen noch zu den unteren Lagen der Schichten mit *Sp. speciosus* gerechnet, da es aber zwischen einer *Sp. paradoxus* und einer *Sp. speciosus* führenden Bank liegt, ist es schließlich Gefühlssache, welcher Abteilung man es noch angliedern will.

Beziehungen der Festenburger Schichten zu den Oberkoblenzschichten des Baybachtales bei Burgen a. d. Mosel.

In meiner früheren Arbeit habe ich schon angedeutet, daß die Fauna von Gosetal 3,6, die ich jetzt als Festenburger Fauna bezeichne, nahe Beziehungen zu einer im rheinischen Schiefergebirge aufgefundenen Tiergemeinschaft zeigt. Diese ist mir bis jetzt nur von der Gesellschaftsmühle im Baybachtal bei Burgen bekannt, doch wird sie sich wohl im Laufe der Zeit noch an mehreren anderen Stellen auffinden lassen. Sind doch gerade die Oberkoblenzschichten in der Eifel und an der Mosel nur noch sehr unvollständig bekannt; nach Andeutungen in der Literatur[1]) und einigen flüchtigen Beobachtungen, die ich selbst machte, ist aber gerade von der Erforschung dieses Gebietes eine recht wesentliche Erweiterung unserer Kenntnis vom rheinischen Devon zu erwarten.

Die Mündung des Baybachtales in das Moseltal liegt im Koblenzquarzit, der bei dem Dorfe Burgen gut aufgeschlossen ist. Wandert man talaufwärts, so gelangt man bald in die Oberkoblenzschiehten, die an ein paar Stellen bei der Gesellschaftsmühle in harten, zu einem weichen, braunen Mulm verwitternden Kalksandsteinen die erwähnte Fauna führen. Das Gestein ist, sowohl frisch als zersetzt, von den Kalksandsteinen der Festenburger Schichten nicht zu unterscheiden. Ich sammelte folgende Arten.

[1]) Vergl. z. B. O. Follmann, Abriß der Geologie der Eifel, S. 23—27. 1915. Herr Professor Follmann machte mich auch auf die Fundpunkte bei Burgen in freundlicher Weise aufmerksam.

Versteinerungen aus den Oberkoblenzschichten des Baybachtales bei Burgen a. d. Mosel.

+ bedeutet das Vorkommen der gleichen, × einer ähnlichen Form im Harz. Einige Arten sind in meiner früheren Arbeit abgebildet.

Oberkoblenzschichten des Baybachtales	Festenburger Schichten des Oberharzes
Cryphaeus rotundifrons Emmer.	+
Tentaculites alternans A. Roem.[1]) (massenhaft)	+
Fleurotomaria tricincta A. Roem. (sehr häufig)	+
Bucanella tumida Sandb. (ziemlich selten)	+
Platyceras sp.	.
Pterinea fasciculata Goldf.	.
Leiopteria concentrica A. Roem. (häufig)	+
Cucullella solenoides Goldf.	+
» cf. *truncata* Steining.	?
Nucula Krachtae A. Roem. (häufig)	+
» *grandaeva* Goldf. var. *elongata* Dahm.	+
Nuculana securiformis Goldf.	+
Myophoria cf. *inflata* A. Roem.	+ (?)
» *kahlebergensis* Beush.	+
» *obrotundata* Beush.	+
» *intermedia* Dahm.	+
» cf. *gutta* Dahm. (häufig)	×
Spirifer paradoxus Schloth.	+
» *subcuspidatus* Schnur *typus*	+
» » » var. *bilsteinensis* Scup.	+
» *auriculatus* Sandb.	+
Rhynchonella daleidensis F. Roem.	×
» *hexatoma* Schnur emend. A. Fuchs	.
Trigeria Gaudryi Oehl.	.
Chonetes sarcinulata Schloth. (große Exemplare, häufig)	+
» » » var. *subquadrata* A. Roem.	+
» *plebeja* Schnur	+
Crinoidenreste, darunter *Acanthocrinus* sp.	×
Pleurodictyum problematicum Goldf.	.

[1]) In sehr schön erhaltenen, typischen Exemplaren. — Schon Wirtgen und Zeiler haben das Vorkommen eines »*Tentaculites* n. sp.« im Baybachtal beobachtet (Vergleichende Übersicht der Versteinerungen der rheinischen Grauwacke. Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westfal., Bd. XI, S. 473. 1854). Sie hatten dabei zweifellos die oben genannte Art im Auge.

Recht auffallend ist in der Fauna vom Baybachtal der Reichtum an Formen, die im übrigen rheinischen Oberkoblenz nur selten vorkommen oder dort noch ganz unbekannt sind. Weiteren Untersuchungen muß es vorbehalten bleiben, festzustellen, welche Bedeutung dieser ganz vereinzelt dastehenden engeren Beziehung eines Kahleberghorizontes zu einem Vorkommen im mittelrheinischen Devon beizumessen ist.

B. Die Schichten mit Murchisonia Nessigi A. Roem. und Koenenia obsoleta Goldf. (Nessigi-Schichten).

Dieses Glied der Rammelsberger Schichten ist paläontologisch gekennzeichnet durch das massenhafte Auftreten der großen Schnecke

Murchisonia Nessigi A. Roem.

in Gesellschaft von ganz bestimmten anderen Gastropoden:

Holopea distincta n. sp.
Pleurotomaria findespinosa Dahm. } (häufig)
Bucanella brevis Maur.
Pleurotomaria Kleini Beush. } (seltener)
Pedasiola hercynica n. sp.

und ganz bestimmten Zweischalern:

Ctenodonta (Koenenia) obsoleta Goldf. *typus*
oder var. *Lasii* A. Roem.
Modiomorpha bilsteinensis Beush.
» *eximia* Beush.
Cypricardella modiolaris n. sp.
Pterinea fasciculata Goldf.

Die zuletzt genannte Art ersetzt offenbar hier die in den Festenburger Schichten so häufige *Pt. costulata* A. Roem.

Ebenfalls ganz oder in erster Linie in den *Nessigi*-Schichten heimisch, aber weniger verbreitet, sind ferner die Zweischaler:

Myalina securis n. sp.
» *fallax* n. sp.
» *bilsteinensis* F. Roem.

Leptodomus posterus Beush.
Goniophora bipartita F. Roem.
Dechenia hercynica n. sp.

Unter den Spiriferen tritt

Spirifer goslariensis n. sp.,

eine große, durch ihre kantigen Rippen ausgezeichnete Art aus der *Subcuspidatus*-Gruppe, die bis jetzt nur aus diesen Schichten bekannt und vielleicht Leitfossil ist, in den Vordergrund. Daneben kommen, besonders in den quarzitischen Gesteinen, auch die Varietäten *longeïncisa* Dahm. und *lateïncisa* Scup. des *Spirifer subcuspidatus* vor, doch werden sie nirgends so vorherrschend wie in den Festenburger Schichten. *Sp. paradoxus* Schloth. ist aus den *Nessigi*-Schichte nur in einem sehr schlecht erhaltenen Exemplar bekannt.

Die in den Schalker und Festenburger Schichten so häufigen Myophorien treten ganz in den Hintergrund, ebenso die Ctenodontiden, *Nucula*-, *Nuculana*- und *Ledopsis*-Arten.

Pleurotomaria tricincta A. Roem. und *Dentalium arenarium* A. Roem., die beiden wichtigen Schnecken der Schalker und Festenburger Schichten, sind hier nur in wenigen Exemplaren, *Loxonema*-Arten überhaupt noch nicht bekannt geworden.

Die *Nessigi*-Schichten setzen sich aus ganz ähnlichen Gesteinen zusammen wie die Festenburger Schichten, doch sind quarzitische Sandsteine anscheinend reichlicher vertreten. Solche sind besonders in der Umgebung des Brautsteins entwickelt. Schon Beushausen hatte vermutet, daß die Rammelsberger Schichten nicht nur am Rande, sondern auch inmitten des Oberharzer Unterdevongebietes vorhanden seien, hatte aber die hierher gehörigen Ablagerungen, über deren Fossilinhalt so gut wie nichts bekannt war, wegen der Ähnlichkeit im Gestein größtenteils als Schalker Schichten angesprochen (Devon Oberh., S. 62).

Nachstehend sei durch etwas eingehendere Besprechung der wichtigsten Vorkommen der älteren Rammelsberger Schichten (von denen einige schon in meiner früheren Arbeit

kurz erwähnt wurden) gezeigt, welch beträchtliche Ausdehnung über den Oberharz sie besitzen und in welchen hauptsächlichsten Ausbildungsformen sie uns vor Augen treten.

Gosetal 4,0.

An diesem Aufschluß steht ein harter, klotzig bis plattig abgesonderter, hell-blaugrauer Grauwackensandstein an von sehr feinem Korn und mit zahllosen weißen Glimmerschüppchen auf den Absonderungsflächen. Die Schichten sind stark gefaltet[1]). In mehreren schwarzbraunen, stellenweise etwas verkiesten, mulmigen Bänken, die das Gestein durchziehen, fand ich die unten verzeichnete Fauna.

Die gleichen Schichten treten auch in dem größeren Steinbruch auf, der etwa 150 m weiter goseaufwärts auf der anderen Talseite, an der

Mündung des Schnackentales

liegt. Auch hier durchziehen mulmige Lagen einen blaugrauen Sandstein. Sie sind ebenfalls reich an Versteinerungen, doch sind diese hier viel schlechter erhalten, als an der vorgenannten Fundstelle und wegen der Zerreiblichkeit des Gesteines nur durch geeignete Präparation zu erhalten. Neben der typischen Fauna fand ich hier auch ein Exemplar des in den *Nessigi*-Schichten sehr seltenen *Prosocoelus priscus* A. Roem. Interessant ist an diesem Aufschluß auch eine tektonische Erscheinung, nämlich die Stauchung einer etwa 30—40 cm mächtigen Schicht, die mit merkwürdigen Windungen und Faltungen ihren Platz zwischen ungefaltetem Gestein einnimmt. Offenbar hat hier eine untermeerische Gleitung[2]) stattgefunden.

Wasserriß im oberen Gelmketal, zwischen dem Drecktalskopf und dem Dickekopf.

Hier ist die *Nessigi*-Fauna in ein Sediment von ganz anderer Art eingebettet, nämlich in einen grauweißen bis schmutziggrauen, rauhen, stellenweise brauneisensteinhaltigen, quarzitischen Sand-

[1]) Dahmer, Kahlebergsandstein I, Textfigur 1.

[2]) Vergl. Kayser, Lehrb. d. allgem. Geologie, 5. Aufl., S. 610 u. 611.

stein, der dem Gestein der Schalker Schichten am Bocksberg und Kahleberg außerordentlich ähnlich werden kann. Er läßt sich indes auch petrographisch noch von diesem unterscheiden, da er zahlreiche Fragmente eines blaugrauen, fettglänzenden, etwas flasrigen Tonschiefers einschließt. Solche Schieferfetzen fielen mir auch in Gesteinen der *Nessigi*-Schichten von anderen Fundpunkten (Großes Bärental, Pfeifenweg, Gosetal 4,0 usw.) auf. Einschlüsse schiefriger Gesteine kommen zwar auch in den Schalker und Festenburger Schichten vor, aber sie sind dort unvergleichlich viel seltener und sehen auch anders aus. In allen diesen Fällen handelt es sich um eingebettete Gesteinsbruchstücke, nicht um umgewandelte Tongallen. Solche kommen ebenfalls, wie schon Beushausen bekannt war, im Kahlebergsandstein vor (zum Beispiel am Sidekum und am Brautstein); sie sind aber durch ihren gerundeten Umriß und durch die Art ihrer Anordnung auf den ersten Blick von eingeschlossenem klastischem Material zu unterscheiden. Mit der Auffassung, daß der Kahlebergsandstein »in seichten Meeren, nicht allzufern dem Strande« zur Ablagerung kam[1]), steht das Vorkommen eingeschlossener Bruchstücke von fremden Gesteinen gut im Einklang.

Die Fundstelle im oberen Gelmketal wurde von L. Denckmann entdeckt und ausgebeutet; ich selbst konnte bei einer Begehung noch einige typische Arten der *Nessigi*-Fauna auffinden und dadurch das Bild, das die aus dem Denckmann'schen Material zusammengestellte Fossilliste gibt, noch etwas abgerundeter gestalten.

Die Arten aus den beiden fossilreichen Vorkommen von Gosetal 4,0 und vom oberen Gelmketal seien hier als Beispiele für die Lebewelt der *Nessigi*-Schichten aufgeführt. Die Bedeutung der Gegenüberstellung der Remscheider Schichten wird weiter unten erläutert werden.

[1]) Bode, Blatt Goslar. Erläut. geol. Spezialk. Preuß., S. 29.

Versteinerungen der *Nessigi*-Schichten von Gosetal 4,0 und vom oberen Gelmketal.

Die Namen der häufigeren Arten sind gesperrt gedruckt.

Namen der Arten	Gosetal 4,0	Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf	Remscheider Schichten
Fischrest	+	.	.
Beyrichia goslariensis n. sp.	+	.	.
Strepula Spriestersbachi n. sp.	+	.	+
Homalonotus gigas A. Roem.	+	.	.
Orthoceras cf. *planiseptatum* Sandb.	+	.	.
Jovellania sp.	+	.	.
Tentaculites alternans A. Roem.	+	.	.
» sp.	.	+	.
Coleoprion gracile Sandb.	+	.	+
Pleurotomaria findespinosa Dahm.	+	+	.
» *tricincta* A. Roem.	+	.	×
Murchisonia Nessigi A. Roem.	+	+	.
» *acutecarinata* Spriestb.	.	+	+
Pedasiola hercynica n. sp.	+	+	×
Bucanella brevis Maur.	+	+	×
Holopea distincta n. sp.	+	+	.
Limoptera semiradiata Frech	+	.	×
Pterinea fasciculata Goldf.	+	.	×
Myalina bilsteinensis F. Roem.	.	+	+
» *securis* n. sp.	.	+	.
Modiomorpha eximia Beush.	+	+	+
» *bilsteinensis* Beush.	+	+	+
Radiatodonta goslariensis n. gen. n. sp.	+	+	.
Ctenodonta curta Beush.	.	+	×
» *hercynica* Beush.	+	.	×
» *Bartlingi* A. Roem.	+	+	×
» *oblongata* Beush.	.	+	.

(Fortsetzung)

Namen der Arten	Gosetal 4,0	Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf	Remscheider Schichten
Ctenodonta insignis Beush.	?	+	+
» (*Koenenia*) *obsoleta* Goldf. *typus*	+	.	+
» » » » var. *Lasii* A. Roem.	.	+	×
Nucula sp.	+	+	×
Nuculana Ahrendi A. Roem.	+	.	+
» *securiformis* Goldf.	+	+	+
Ledopsis aequalis Beush.	+	.	.
Myophoria (?) sp.	.	+	.
Cypricardella modiolaris n. sp.	.	+	.
Carydium callidens Spriestb.	.	?	+
Goniophora bipartita F. Roem.	+	.	.
» sp. (*rhenana* Beush. ?)	+	+	.
Sphenotus compactus n. sp.	.	+	×
Orthonota fallax n. sp.	.	?	.
Leptodomus posterus Beush.	+	.	×
Dechenia hercynica n. sp.	?	+	×
Dielasma inaequale A. Roem.	+	.	.
Spirifer goslariensis n. sp.	+	+	.
» *subcuspidatus* Schn. var. *longeïncisa* Dahm.	.	+	.
» » » » *lateïncisa* Scup.	+	+	×
Cyrtina heteroclita Defr.	+	.	.
Orthothetes umbraculum Schloth.	+	.	+
Chonetes sarcinulata Schloth.	+	+	+
» *plebeja* Schnur	+	.	×
Crinoidenstielglieder	+	+	.
Rhopalonaria tenuis Ulr. u. Bassl.	+	.	.
Spirorbis sp.	+	.	.

Brautstein und Gelmkeberg.

Aus quarzitischen Sedimenten, die zu den Nessigi-Schichten gehören, bauen sich im wesentlichen auch der Gelmkeberg, der Brautstein und wohl auch der Sidekum auf. Sicher bestehen aus diesen Schichten die Gipfel der beiden erstgenannten Berge, denn dort konnte ich die typische Fauna nachweisen[1]). Die Versteinerungen finden sich in gelblichweißen bis grauweißen Sandsteinen, die etwas mürber als die meist fossilarmen am Gehänge der Berge und stellenweise sehr porös sind. Die Poren sind mit Ocker ausgekleidet, so daß das Gestein auf frischem Bruch mit gelben Punkten übersät erscheint.

An dem vom Gipfel des Gelmkeberges nach dem Brautstein an dessen Ostseite (oberhalb des Samnitschen Weges) entlang führenden Pfade steht an einer gerade unterhalb des Brautsteingipfels gelegenen Stelle eine ziegelrote Bank an, die ganz erfüllt ist mit kreuz und quer übereinander liegenden Exemplaren von *Tentaculites scalaris* Schloth. Diese leicht kenntliche Lage kann man vielleicht als Leitgestein für die Nessigi-Schichten ansehen, denn sie wurde darin auch an zahlreichen anderen Punkten nachgewiesen, z. B. in dem unten zu besprechenden Steinbruch am Herzberg im Forstbezirk 101, am Pfeifenweg und an anderen Stellen des Rammelsberges, am Sidekum (Fastweg) usw. Das ziemlich grobkörnige, rauhe und relativ mürbe Gestein dieser Bank zeigt manchmal hellere (rotgelbe), manchmal dunklere (bis kirschrote) Nuancen, hat aber immer die eigenartige Farbe gebrannter Ziegel. Statt oder neben *Tentaculites scalaris* kommt auch *T. alternans* A. Roem. darin vor; von anderen Fossilien sind besonders Homalonotenreste und kleine Choneten häufig.

Giengelsberg.

Am Aufbau dieses interessanten Berges nehmen in erster Linie dunkelgraue Grauwackensandsteine und grobkörnige, hellere, röt-

[1]) Am Brautsteingipfel sammelte ich zum Beispiel: *Murchisonia Nessigi*, *Pleurotomaria findespinosa*, *Bucanella brevis*, *Ctenodonta obsoleta* var. *Lasii*, *Modiomorpha* sp. und *Nuculana* sp. Aus der Denckmann'schen Sammlung liegt außerdem noch *Cypricardella modiolaris* von dort vor.

lich verwitternde, mehr oder weniger quarzitische Sandsteine teil. Beide Gesteinsarten sind vielfach deutlich plattig abgesondert und im allgemeinen recht fossilarm. Ähnliche Sedimente sind auch an dem südwestlich an den Giengelsberg anschließenden Sidekum aufgeschlossen; dort kommt an einer Stelle (am Fastweg, an der Westseite) auch eine wenig mächtige Lage ebenspaltender Tonschiefer vor, wie sie im Hauptspiriferensandstein recht selten sind.

Manche Gesteine am Giengelsberg (und auch am Sidekum) sehen demjenigen, das die im folgenden Kapitel zu besprechende Giengelsberger Lokalfauna enthält, sehr ähnlich, doch konnte ich keine Versteinerungen in derartigen Partien auffinden. Der Denckmann'sche Fundort der Lokalfauna ist, wie bereits erwähnt, seiner genauen Lage nach nicht bekannt.

An der westlichen Strecke des obersten, den Kamm des Giengelsberges umkreisenden Weges (sein östlicher Strang ist auf der Reuss'schen Karte als »Kegelweg« bezeichnet) wies ich im anstehenden Gestein die Nessigi-Fauna nach. Hier sind durch eine Wegerweiterung gute Aufschlüsse entstanden, doch nur an einer Stelle findet sich eine reichere Fauna in dem außergewöhnlich rauhen, stark zerklüfteten und auffallend bunt (weingelb, rosa bis violett) getönten Sandstein; eine Lage ist sogar derart mit Fossiltrümmern gespickt, daß man von einer Schalenbreccie reden könnte. Ganz besonders häufig ist *Spirifer goslariensis* n. sp., auch *Dechenia hercynica* n. sp. ist hier nicht allzu selten (das große, Taf. 13, Fig. 1 abgebildete Exemplar stammt von hier). Neben den typischen Gastropoden und *Modiomorpha*-Arten der Nessigi-Fauna finden sich noch Ostracoden (*Beyrichia goslariensis* n. sp. und *Strepula Spriestersbachi* n. sp.) und unbestimmbare Pflanzenreste. Das Auftreten von *Ctenodonta* (*Koenenia*) *obsoleta* n. var. *giengelsbergensis* und von *Murchisonia acutecarinata* Spriestb. (neben *M. Nessigi* A. Roem.) erinnert an die Lokalfauna, deren Lager sich vielleicht in nicht allzu großer Ferne befand. Immerhin liegen, wie schon die reichliche Beimischung von Brachiopoden beweist, noch echte Nessigi-Schichten vor; Anklänge an die Lokal-

fauna sind auch bei anderen Vorkommen dieser Schichten (z. B. im oberen Gelmketal, vergl. die Liste S. 183 ff.) konstatiert.

Nach Norden zu gehen die hellen, quarzitischen Sandsteine an dem genannten Wege in fossilarme, grünliche Grauwackenschiefer über, die in einer dünnen Lage die in meiner früheren Arbeit erwähnten Reste von *Ctenocrinus decadactylus* GOLDF. var. *hercynica* JAEK. und *Aspidosoma petaloides* SIM. var. *goslariensis* HALF. enthalten.

Rammelsberg, Südwestseite.

Schon BEUSHAUSEN kannte hier fossilführende Bänke[1]) im (wie er selbst betonte, nicht unmittelbaren) Liegenden der Schichten mit *Spirifer speciosus*. Das Verdienst, uns eine eingehende Kenntnis des paläontologischen Inhalts dieser Schichten verschafft zu haben, gebührt L. DENCKMANN. Die in seiner Sammlung niedergelegten Stücke sind, wie ich der Angabe auf einer Etikette entnehme, größtenteils oder alle bei Wegebauten an dem Hang des Berges auf der Strecke zwischen Kindertal und Muttertal, wo der Pfeifenweg daherführt, gesammelt. An diesem Weg selbst sind zurzeit keine frischen Aufschlüsse vorhanden und daher die Aussichten auf Gewinnung von Versteinerungen sehr gering; hingegen sah ich an dem oberhalb gelegenen Borchersweg und an den ihn kreuzenden Wasserrissen ziemlich frische Gesteinshalden, in denen sich wohl auch Stücke aus fossilführenden Lagen noch werden auffinden lassen.

Die DENCKMANN'schen Funde stammen teils aus fahl-grünlichgrauen Grauwackenschiefern, teils aus dunkelgrauen bis grünen (diabasfarbenen), quarzitischen Grauwacken, die von Schieferfetzen durchschwärmt werden und braune oder kirschrote Zwischenlagen einschließen, teils schließlich aus einem braungelben, sehr feinkörnigen Sandstein, der dem Sediment der Giengelsberger Schichten ähnelt (er ist nur ein wenig dunkler gefärbt und härter), aber ebenfalls eine Nessigi-Fauna führt.

Aus den Grauwacken und Grauwackenschiefern befinden

[1]) BEUSHAUSEN, Devon Oberh., S. 55.

sich im Museum der Preuß. Geologischen Landesanstalt u. a. folgende Arten:

Homalonotus gigas A. Roem.
Tentaculites alternans A. Roem.
Murchisonia Nessigi A. Roem.
Pterinea fasciculata Goldf.
Myalina securis n. sp.
Modiomorpha bilsteinensis Beush.
» *eximia* Beush.
Ctenodonta obsoleta Goldf. var. *Lasii* A. Roem.
Nucula sp. (sehr kleine Form)
Nuculana securiformis Goldf.
Myophoria peregrina Beush.
» sp. (*obrotundata* Beush.?)
Cypricardella modiolaris n. sp.
Carydium gregarium Beush.
Dechenia hercynica n. sp.
Athyris sp.
Crinoiden und Choneten.

In dem braungelben, dem Giengelsberger Sediment ähnlichen Gestein fand Denckmann u. a.:

Homalonotus gigas A. Roem.
Tentaculites sp.
Pleurotomaria sp. (aus der Verwandtschaft der *Pl. Kleini* Beush., Bruchstück)
Murchisonia acutecarinata Spriestb.
Trochus (?) sp.
Ctenodonta Bartlingi A. Roem.
Carydium callidens Spriestb.
Chonetes sarcinulata Schloth.
Crinoidenstiele.

Rammelsberg, Kommunionsteinbruch.

Dieser große, leider nur zum kleinen Teil zugängliche Aufschluß in den *Nessigi*-Schichten wurde schon S. 167 besprochen.

Die schon lange bekannte Bank mit *Murchisonia Nessigi* und *Pleurotomaria Kleini* befindet sich in einem blaugrauen, flasrigen Schiefer, der auch die von BEUSHAUSEN entdeckte Lage mit *Modiomorpha ovata* (= *M. elegans*) umschließt.

Herzberg.

An der Nordseite, sowie in dem etwa vom Forstbezirk 100 eingenommenen Teil der Westseite des Herzberges stehen, wie oben besprochen wurde, die Festenburger Schichten an; innerhalb des Bezirkes 101, ebenfalls an der Westseite, hingegen die *Nessigi*-Schichten. In ihnen liegt der oben erwähnte Steinbruch an der Mündung des Schnackentales in das Gosetal. Während aber dieser Aufschluß grauwackenartige Gesteine anschneidet, besteht das Sediment auf der Höhe des Berges teils aus sehr harten, grauweißen, rot oder violett angehauchten Quarziten ohne deutliche Absonderung, teils aus weicheren, sehr feinkörnigen und glimmerarmen, braungelben oder dunkelgrauen Sandsteinen, die zu plattiger Absonderung neigen. Beide Gesteinsarten sind nebeneinander in einem alten Steinbruch am Herzberger Wege zu beobachten. Auch die ziegelrote, tentaculitenführende Bank kommt dort vor.

Ich wies in dem weicheren Sandstein folgende Arten nach:

Tentaculites scalaris SCHLOTH.
» *alternans* A. ROEM.
Murchisonia Nessigi A. ROEM.
Bucanella brevis MAUR.
Straparollus Kirchneri n. sp.
Ctenodonta obsoleta GOLDF. var. *Lasii* A. ROEM.
Goniophora bipartita F. ROEM.
Leptodomus posterus BEUSH.
Spirifer goslariensis n. sp.
» *auriculatus* SANDB.
» *curvatus* SCHLOTH.
» *daleidensis* STEINING.
Orthothetes umbraculum SCHLOTH.
Choneten und Crinoidenstiele } in bestimmten Bänken.

Der grauweiße Quarzit, ein durch seine Farbentöne und durch Ausscheidungen von Eisenglanz gut charakterisiertes Gestein, tritt auch im Großen Bärental auf. L. Denckmann hat an beiden Fundorten eine schöne Serie von Versteinerungen gesammelt, unter denen *Pterinea fasciculata* Goldf., die eine Lage ganz erfüllt, *Modiomorpha*-Arten und Ostracoden besonders hervorzuheben sind.

Großes Bärental.

Das reichhaltige Versteinerungsmaterial, das das Geologische Landesmuseum in Berlin von diesem Fundpunkt besitzt, stammt entweder aus den im vorhergehenden Abschnitt erwähnten grauweißen, bunt angehauchten Quarziten, oder aus einem etwas gelblich gefärbten, in frischem Zustand ebenfalls sehr harten Sandstein, der von dem Gestein der Schalker Schichten nur schwer oder überhaupt nicht zu unterscheiden ist. Ich habe selbst die Fundstelle besucht; es kann sich nur um die Schutthalde handeln, die der Bach in seinem Oberlaufe abgesetzt hat, da bemerkenswerte Aufschlüsse im anstehenden Gestein in dem Wasserriß nicht vorhanden sind. Es muß natürlich mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß Gesteine aus verschiedenen Abteilungen des Kahlebergsandsteins in der Bachablagerung miteinander gemischt sind. Sind doch gerade in der Umgebung des Großen Bärentals die tektonischen Verhältnisse sehr kompliziert: am Kronsfeld sind, wenigstens in losen Blöcken, die Festenburger Schichten nachgewiesen und die Schalker Schichten der Schalke sind ebenfalls in unmittelbarer Nähe. Doch unterliegt es keinem Zweifel, daß weitaus die meisten der an der Fundstelle abgesetzten Gesteine ihr Lager in den *Nessigi*-Schichten hatten, wie das häufige Vorkommen nachstehender Arten beweist:

Murchisonia Nessigi A. Roem.
Pleurotomaria findespinosa Dahm.
» *Kleini* Beush.
Pedasiola hercynica n. sp.
Pterinea fasciculata Goldf.
Ctenodonta obsoleta Goldf. var. *Lasii* A. Roem.
Dechenia hercynica n. sp.

Häufig findet sich hier auch *Spirifer subcuspidatus* SCHN. var. *lateïncisa* SCUP.

Bärweg.

Gegenüber der Einmündung des Großen Bärentals in das Tal der Gose sind die *Nessigi*-Schichten wiederum anstehend zu beobachten. Hier durchzieht ein einsamer Pfad, der Bärweg, den engen Talkessel zwischen den Bärenbergen und dem Forstdistrikt »Alter Harzweg«. Am Wegeufer stehen dickbankig oder plattig abgesonderte, dunkle Quarzite und glimmerreiche Grauwackensandsteine an, in denen im Forstbezirk 141 einige kleine Steinbrüche angelegt sind. Die Hauptmasse dieser Gesteine enthält nur selten Fossilien; es sind jedoch hier und da Bänder eines schmutzig-braungrauen, mürben Sandsteins eingelagert, der von zahllosen, mit rostfarbenem Mulm eingestäubten Poren durchsetzt ist, also offenbar ein ursprünglich kalkreiches Sediment vorstellt. In diesen Lagen entdeckte ich eine *Nessigi*-Fauna, die insofern eine Merkwürdigkeit bietet, als Crustaceen, nämlich *Homalonotus gigas* A. ROEM. und die Ostracoden *Beyrichia goslariensis* n. sp., *Kl.* (?) *incompta* n. sp. und *B. montana* SPRIESTB., massenhaft auftreten.

Von anderen Arten sammelte ich am Bärweg:

Cryphaeus rotundifrons EMMER.
Tentaculites alternans A. ROEM.
Murchisonia Nessigi A. ROEM.
Leiopteria concentrica A. ROEM.
» cf. *pseudolaevis* OEHL.
Ctenodonta trigona BEUSH.
Myophoria inflata A. ROEM.
Dechenia hercynica n. sp. (?)
Pholadella Dahmeri DREV.
Spirifer goslariensis n. sp.
Rhynchonella daleidensis F. ROEM. var. *gracilior* A. FUCHS
Orthothetes umbraculum SCHLOTH.
Chonetes sarcinulata SCHLOTH.

Bankig abgesonderte Quarzite und Grauwacken, die frisch eine hell- oder schmutziggraue, oft ins violette spielende, verwittert eine braune Farbe zeigen, stehen auch an der Nordwestabdachung des Kleinen Bärenberges an; man darf wohl annehmen, daß sie den Schichten vom Bärweg gleichalterig sind.

Kronsfeld.

Sehr rauhe, von zahllosen rot und braun eingestäubten Poren durchsetzte, schmutzigweiße Quarzsandsteine mit der typischen Fauna beobachtete ich an der Ostseite des Kronsfeldes, über dem Schalker Weg. Sie zeichnen sich stellenweise durch ihren Reichtum an Pflanzenhäcksel aus. Am Aufbau des Kronsfeldes nehmen, wie bereits S. 172 erwähnt, aber auch jüngere Schichten teil.

Bocksberg und Kahleberg.

Aus den *Nessigi*-Schichten stammt eine in der Göttinger Universitätssammlung befindliche Serie von Versteinerungen[1]), die v. Danert im Jahre 1885 am Bocksberg gesammelt hat. Auch die Beushausen'schen Originale, die die Berliner Universitätssammlung vom »südwestlichen Fuß des Kahleberges« (d. h. Hang über dem Großen Kellerhalsteich) besitzt: *Modiomorpha eximia* und zwei Exemplare von *Ctenodonta Lasii* entstammen zweifellos diesem Niveau.

Da die Gipfel der beiden genannten Berge aus Schalker Schichten bestehen, an ihren äußersten Rändern (Hahnenkleer Weg am Bocksberg, Schalker Tal am Kahleberg) hingegen die Festenburger Schichten auftreten, ist die Beobachtung von *Nessigi*-Schichten irgendwo an ihrem Hang mit der Auffassung Beushausen's, daß die Kuppen dieser Berge Sattelköpfe vorstellen, gut zu vereinbaren.

B_1. Die Giengelsberger Schichten.

(Schichten mit *Murchisonia acutecarinata* und *Ctenodonta obsoleta* var. *giengelsbergensis*, Lokalfacies der *Nessigi*-Schichten.)

Die Ablagerungen, die ich »Giengelsberger Schichten« be-

[1]) *Murchisonia Nessigi*, *Pleurotomaria Kleini*, *Modiomorpha eximia*, *Modiomorpha bilsteinensis*.

nannt habe, weichen hinsichtlich ihres Fossilgehaltes in einigen Punkten sehr wesentlich vom übrigen Oberharzer Unterdevon ab: es fehlen in ihnen vollkommen die Crinoiden, und, wenn man von einer einzigen, zwerghaften Form absieht, auch die Brachiopoden[1]). Sie sind reich an Zweischalern, aber diese gehören Arten an, die sonst im Kahlebergsandstein so gut wie nicht bekannt sind; mehrere von ihnen vertreten Gattungen (*Orthonota*, *Sphenotus*), die überhaupt im deutschen Devon, außer in gewissen Ablagerungen der Remscheider und der Elberfelder[2]) Gegend, zu den größten Seltenheiten gehören. Ostracoden gelangen zur höchsten Entfaltung; es fehlt aber gänzlich die im übrigen Kahlebergsandstein verbreitetste Art: *Beyrichia goslariensis* n. sp.; dafür treten *Strepula Spriestersbachi* n. sp. und *Kloedenia* (?) *incompta* n. sp. so massenhaft auf, daß das Gestein stellenweise ganz von ihren Schälchen erfüllt ist.

Bei aller Eigenart steht aber die Giengelsberger Tierwelt doch in einem unverkennbaren Zusammenhang mit derjenigen der *Nessigi*-Schichten; fällt doch schon bei einem oberflächlichen Überblick die Häufigkeit einer Schnecke aus dem Kreise der *Murchisonia Nessigi* und einer Muschel aus der Verwandtschaft der *Koenenia obsoleta* auf. Die nähere Untersuchung zeigt, daß dieser Zusammenhang mit den *Nessigi*-Schichten recht merkwürdiger Natur ist. Es geht nämlich ein Teil der Gastropoden der *Nessigi*-Schichten auch in die Giengelsberger Fauna über, erleidet aber dabei Abänderungen hinsichtlich der Größe oder Vermehrungsfähigkeit. So erreichen *Holopea distincta* n. sp. und *Pedasiola hercynia* n. sp. beträchtlichere Dimensionen und sind viel zahlreicher vertreten als in den *Nessigi*-Schichten, fanden also ohne Zweifel günstigere Entwicklungsmöglichkeiten vor. *Pleurotomaria*

[1]) Das Berliner Material aus den Giengelsberger Schichten ist derart reichhaltig, daß ein Trugschluß, wie er aus einem zufälligen Fehlen der genannten Tierklassen in der Sammlung gezogen werden könnte, ausgeschlossen ist. Crinoiden würden sich ja auch in geringerem Material stets durch das Vorkommen von Stielgliedern verraten.

[2]) H. Schmidt jun., Beiträge zur Kenntnis des Elberfelder Devons. Jahresber. Naturwiss. Ver. Elberfeld, 12. Heft, S. 37 ff., 1909.

findespinosa Dahm. bleibt hingegen stets kleiner als dort[1]), vermehrte sich aber ebenfalls stärker. Andere Schnecken und Zweischaler der *Nessigi*-Schichten wiederum kommen in der Giengelsberger Fauna selbst nicht vor, spiegeln sich aber dort in wichtigen (meist neuen) Arten wieder, so daß man diese als Ersatzformen bezeichnen könnte. *Murchisonia Nessigi* ist ersetzt durch die etwas anders skulpturierte *M. acutecarinata* Spriestb., *Pleurotomaria Kleini* durch die kleinere, aber höhere *Pl. giengelsbergensis* n. sp., *Ctenodonta (Koenenia) obsoleta typus* oder var. *Lasii* durch eine neue, mit konz ntrischen Rippen ausgestattete Variation *giengelsbergensis*, *Modiomorpha eximia* durch die im Schloßbau ähnliche, aber nach hinten extrem verbreiterte *M. trigona* n. sp., *Carydium callidens* durch das gekielte *C. angulatum* n. sp. An Stelle von *Nuculana Ahrendi* und *N. securiformis* endlich ist eine Mittelform: *N. Beushauseni* H. Schmidt getreten.

Aus den vorstehend geschilderten Beziehungen ergibt sich, daß es eine wesentliche, aber doch nicht allzu durchgreifende lokale Veränderung der Lebensbedingungen der *Nessigi*-Schichten war, denen die Giengelsberger Tierwelt ihr Aufkommen verdankt. Für die Aufklärung der besonderen Verhältnisse, die bei ihrer Entstehung obwalteten, gibt uns das vorliegende Versteinerungsmaterial auch einige Anhaltspunkte. Die Lokalfauna ist an einen äußerst feinkörnigen, verhältnismäßig weichen Sandstein von hell braungelber (lößähnlicher) Farbe gebunden, der mit einem milden, fahl-grünlichgrauen, sandigen Schiefer verwachsen ist. Es deuten allerlei Umstände darauf hin, daß dieses Sediment das Absatzprodukt sehr ruhiger Gewässer ist. Es fehlen völlig die in den *Nessigi*-Schichten verbreiteten, auf die größere Nähe der Küste hindeutenden Einschlüsse von klastischem Material. Die

[1]) Eine derartige Änderung der Größe von Tieren nach der Zuträglichkeit des Sedimentes kann man auch bei rezenten Mollusken verfolgen, z. B. bei *Cardium edule* L.; vergl. A. Metzger, Zoolog. Ergebnisse der Nordseefahrt 1872, S. 253 und J. Walther, Einleitung in die Geologie als histor. Wissenschaft (Jena, Fischer 1893—94), S. 32 u. 129.

Versteinerungen der Giengelsberger Schichten[1]).

Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten	Remscheider Schichten
+	*Strepula Spriestersbachi* n. sp.†	X
+	*Kloedenia (?) incompta* n. sp.	+
+	*Beyrichia montana* Spriestb.	+
.	*Orthoceras giengelsbergensis* n. sp.††	.
Fl. Kleini	*Pleurotomaria giengelsbergensis* n. sp.††	X
+	» *findespinosa* Dahm.	+
M. Nessigi	*Murchisonia acutecarinata* Spriestb.†	+
+	*Pedasiola hercynica* n. sp.	X
+	*Straparollus Kirchneri* n. sp.	.
X	*Trochus ?* sp.††	.
+	*Holopea distincta* n. sp.	.
X	*Horiostoma ?* sp.	.
M. eximia	*Modiomorpha trigona* n. sp.††	X
Ct. obsoleta typus oder mut. *Lasii*	*Ctenodonta (Koenenia) obsoleta* Goldf. n. var. *giengelsbergensis*†	X
X	*Nucula* sp.	X
N. Ahrendi und *N. securiformis*	*Nuculana Beushauseni* H. Schmidt††	X
C. callidens	*Carydium angulatum* n. sp.††	X
.	*Sphenotus gracilis* n. sp.††	..
+	» *compactus* n. sp.†	X
.	*Orthonota Denckmanni* n. sp.††	.
?	» *fallax* n. sp.†	.
.	*Glassia (?) minuscula* n. sp.††	.
.	*Spirorbis intermedia* Oehl.††	.
?	*Spirorbis* sp.†	.
.	*Retepora* sp. ††	.

[1]) Sämtliche Belegstücke befinden sich in der Slg. L. Denckmann in Berlin. Einige Arten sind auch im Goslarer Museum vertreten, wo sie ein Sammelgenosse Denckmann's, W. v. Lüpke, niedergelegt hat.

Tierreste sind sehr gleichmäßig im Gestein verteilt; ihre Abdrücke sind mit allen Feinheiten erhalten, und die dünnschaligen Muschelarten werden häufig in zweiklappigen Exemplaren mit im Verband gebliebenen Schalen gefunden. Offenbar sind also die Gehäuse in der Regel da liegen geblieben, wo sie nach dem Tode der Tiere hinsanken. Für die Annahme einer sehr ruhigen See als Entstehungsgebiet unserer Fauna spricht ferner die Häufigkeit der Ostracoden, denn diese Tiere liebten nach W. Deecke[1]) Stellen mit ruhigem Wasser.

Bis jetzt ist die Giengelsberger Fauna nur von dem durch Denckmann entdeckten und ausgebeuteten Fundort bekannt, doch wird sie sich vielleicht im Laufe der Zeit auch an anderen Stellen in dessen Nähe nachweisen lassen; einige Anzeichen hierfür sind schon vorhanden.

Ich bestimmte in den Giengelsberger Schichten die auf S. 195 verzeichneten Arten. Von diesen sind die mit †† bezeichneten ganz, die mit † bezeichneten fast ganz auf die Lokalfacies beschränkt. — Zum Vergleich habe ich in der ersten Spalte der Tabelle auch die übereinstimmenden Formen, sowie die »Ersatzformen« aus den *Nessigi*-Schichten angeführt. Bezüglich der Angabe von Remscheider Formen in Spalte 3 sei auf die Besprechung im nächsten Abschnitt verwiesen.

Beziehungen der *Nessigi*-Schichten und der Giengelsberger Schichten zu den Remscheider Schichten und einigen anderen devonischen Ablagerungen.

Spriestersbach und Fuchs haben in ihrer schönen Arbeit über die Fauna der Remscheider Schichten bereits auf deren große Ähnlichkeit mit der Fauna des Kahlebergsandsteins hingewiesen[2]). Diese Beziehungen treffen nach meinen Untersuchungen in ganz besonders hohem Maße für das von mir als *Nessigi*-Schichten ausgeschiedene Glied und dessen Lokalfacies vom Giengelsberg zu.

[1]) Deecke, Paläontologische Betrachtungen. VII. Über Crustaceen. N. Jahrb. f. Min. 1915, Bd. I, S. 114.

[2]) Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 58, S. 9. 1909.

Verzeichnis der Versteinerungen der Remscheider Schichten, die durch gleiche (+) oder ähnliche (×) Formen auch im Kahlebergsandstein vertreten sind.

Arten der Remscheider Schichten	Identische oder ähnliche Arten im Kahlebergsandstein
Klodenia (?) *incompta* Dahm.	+○
Beyrichia montana Spriestb.	+○
Strepula Spriestersbachi Dahm.	+○
Tentaculites ornatus Sow.	×○ (*s alaris* Schloth.)
Coleoprion aff. *gracile* Sandb.	×○ (*gracile* Sandb.)
Pleurotomaria gracillima A. Fuchs	×○ (*tricincta* A. Roem.)
» *Kleini* Beush.	+○
» *findspinosa* Dahm.[1])	+○
Murchisonia acutecarinata Spr.	+○
Pedasiola tripleura A. Fuchs	×○ (*hercynica* n. sp.)
Bellerophon (*Bucanella*) *dorsoplanus* A. Fuchs	× (*tumidus* Sandb.)
» » *vicinus* A. Fuchs	×○ (*brevis* Maur.)
Limoptera bifida Sandb. mut. *obscura* Spriestb.	×○ (*semiradiata* Frech)
Pterinea gracilis Spriestb.	× (*costulata* A. Roem.)
Leiopteria globosa Spriestb.	×○ (*pseudolaevis* Oehl.)
Myalina bilsteinensis F Roem.	+○
Modiola antiqua Goldf.	+○
Modiomorpha eximia Beush.	+○
» *praecedens* Beush.	×○ (*trigona* n. sp.)
» *modiola* Beush [2])	×○ (*ovata* Beush.)
» *bilsteinensis* Beush.	+○
Ctenodonta Eschbachiana Spriestb.	×○ (*Bartlingi* A. Roem., *curta* Beush)
» *Spriestersbachi* Dahm.	×○ (*hercynica* Beush.)
» *Roemeri* Beush	+
» *insignis* Beush.	+○
» (*Koenenia*) *obsoleta* Goldf.	+○
» » *tenuidens* Spriestb.	×○ (*Lasii* A. Roem.)

[1]) In den mit den Remscheider Schichten gleichaltrigen Sphaerosideritschiefern des östlichen Sauerlandes.

[2]) Hohlweg oberhalb Meinerzhagen.

(Fortsetzung)

Arten der Remscheider Schichten	Identische oder ähnliche Arten im Kahlebergsandstein
Nucula grandaeva Goldf.[1]	+o
Nuculana securiformis Goldf.	+o
» *Ahrendi* A. Roem.	+o
» cf. *lodanensis* Beush.	X (*mira* Beush.)
Myophoria Fuchsi Spriestb.	Xo (*kahlebergensis* Beush.)
» *macrorhyncha* Spriestb.	X (*gutta* Dahm.)
» *minima* Spriestb.	Xo (*minor* Beush.)
Montanaria ovata Spriestb.[2]	+
» *lata* Dahm.	+
Prosocoelus priscus A. Roem.	+o
Carydium callidens Spriestb.	+o
Paracyclas rugosa Goldf.	+
Sphenotus elongatus Spriestb.	Xo (*compactus* n. sp.)
Leptodomus lanceolatus Spriestb.	Xo (*posterus* Beush.)
Dechenia Follmanni Spriestb.	Xo (*hercynica* n. sp.)
Spirifer subcuspidatus Schnur	+
» *subcuspidatus* Schnur var. *bilsteinensis* Scup.	+
Rhynchonella daleidensis F. Roem. ? var.	+o (*daleidensis* var. *gracilior* A. Fuchs)
Orthothetes umbraculum Schloth.	+o
Chonetes sarcinulata Schloth.	+o
» » Schloth. var. *subquadrata* A. Roem.	+o
Craniella cassis Zeil.	+o
Bryozoe (vergl. S. 288)	+o

Ich habe in meinen Versteinerungslisten von den *Nessigi*- und Giengelsberger Schichten die auch in den Remscheider Schichten wiederzufindenden Arten bereits gekennzeichnet; in der vorstehenden Zusammenstellung sind alle Remscheider Formen

[1]) Von Niedergenkel bei Holzwipper, Slg. Dahmer. Verwandt mit *N. grandaeva* ist auch die schon länger aus den Remscheider Schichten bekannte *Nucula Lieseri* Spriestb., die ebenso wie *N. grandaeva* eine kurze und eine gestreckte Varietät bildet.

[2]) = *Pleurophorus devonicus* Beush. Vergl. S. 304.

genannt, die überhaupt im Kahlebergsandstein vorkommen, sowie diejenigen, die wenigstens durch Verwandte (die in der zweiten Rubrik auch dem Namen nach aufgeführt sind) dort vertreten werden.

Das Zeichen o bedeutet, daß die betreffenden Kahlebergformen in den *Nessigi-* oder Giengelsberger Schichten (aber nicht alle ausschließlich dort) nachgewiesen sind.

Wie man aus dieser Gegenüberstellung sieht, kommen von den 50 auch im Kahlebergsandstein in gleicher oder ähnlicher Form wiederkehrenden Remscheider Arten etwa 40 in den *Nessigi-* oder in den Giengelsberger Schichten vor. Mit den Giengelsberger Schichten haben die Remscheider noch die generelle Eigentümlichkeit gemein, daß auch in ihnen die Crinoiden in den Hintergrund treten, die Trilobiten äußerst selten, dafür aber die Ostracoden sehr häufig sind.

Hiernach erscheint die Stellung, die die Remscheider Schichten bisher innerhalb der deutschen Oberkoblenzvorkommen einnahmen, nicht mehr allzu absonderlich. Der Vergleich mit dem jetzt bekannten guten Kahlebergmaterial lehrt, daß man sie nur nicht mit dem mittelrheinischen, sondern mit dem Oberharzer Devon in Zusammenhang bringen muß. —

Es sei schließlich noch kurz darauf hingewiesen, daß die von H. Schmidt beschriebene Fauna aus dem Grauwackensandstein und Grauwackentonschiefer der Umgebung von Elberfeld ebenfalls einige Berührungspunkte mit der des Kahlebergsandsteins, speziell der Giengelsberger Schichten, hat. Neben dem Vorkommen einiger auch im Oberharz in gleicher oder ähnlicher Form wiederkehrender Arten, wie *Pedasiola tripleura* A. Fuchs, *Myalina bilsteinensis* F. Roem., *Modiomorpha Waldschmidti* H. Schmidt, *Nuculana Beushauseni* H. Schmidt, *Cypricardella Pandora* W. E. Schmidt, ist das Auftreten der im übrigen deutschen Devon so seltenen Gattungen *Orthonota* und *Sphenotus*[1]) bemerkenswert.

[1]) Zu *Sphenotus* könnte auch der von H. Schmidt als *Leptodomus simplex* beschriebene Zweischaler gehören; er würde dann dem Remscheider *Sphenotus Beushauseni* Spriestb. nicht unähnlich sein.

Auch die Harzer Arten, die durch nahe verwandte Formen bei der von J. M. Clarke angenommenen »Coblenzian invasion« in das amerikanische Devon[1]) beteiligt sind, gehören vorwiegend den Nessigi- oder Giengelsberger Schichten an (*Pleurotomaria giengelsbergensis, Holopea distincta, Carydium callidens, Orthonota fallax, Dechenia hercynica*).

III. Die Schalker Schichten.

(Unterer Hauptspiriferensandstein, Pelecypodenschichten des Kahleberges und Bocksberges, Zone der weißen Quarzsandsteine, Kahlebergquarzit.)

Dieser in der Hauptsache aus hellfarbigen (grauweiß, hellgrau, gelblich oder rosa gefärbten), meist mehr oder weniger quarzitischen Sandsteinen ohne Kalkeinlagerungen aufgebaute Schichtenkomplex setzt die Kerne der den Auerhahn umgebenden Berge: Bocksberg, Kahleberg, Schalke, Schulenberg (Brandkopf) zusammen. Weiter nordöstlich ist er von L. Denckmann am Birkentalsberg, von mir am Süd- und Südosthang des Eichenberges nachgewiesen worden[2]).

Die Auffassung, daß die Schalker Schichten zu den Rammelsberger Schichten im gleichen Verhältnis stehen, wie der Koblenzquarzit zu den rheinischen Oberkoblenzschichten, ist von Kayser und Beushausen begründet und auch in Veröffentlichungen der neuesten Zeit[3]) aufrechterhalten worden. Auch ich stimme dieser Anschauung mit einer gewissen Einschränkung, die ich weiter unten besprechen werde, zu. Sie steht auch durchaus in Einklang mit den Lagerungsverhältnissen, soweit diese bekannt sind[4]).

---

[1]) Clarke, Evidences of a Coblenzian invasion in the Devonic of Eastern America. Koenen-Festschrift, S. 359. 1907. Vergl. auch die Referate von Kayser, N. Jahrb. f. Min. 1908, I, S. 413 ff. und Geol. Rundschau 1910, S. 35.

[2]) Das Gestein von diesen Vorkommen in der Nähe des Okertales ist stärker gefärbt als in der Auerhahngegend (dunkler grau oder gelb, meist mit einem Anflug von rosa bis kirschrot); am Birkentalsberg (=Birkenberg) ist es durch Kontaktmetamorphose sogar teilweise in Hornfels umgewandelt.

[3]) A. Bode, Erl. Blatt Zellerfeld, S. 8—10. W. Victor, Über den Koblenzquarzit an der unteren Lahn, der Mosel und in der Eifel. Diss. Marburg, S. 60. 1916.

[4]) Vergl. Beushausen, Devon Oberh., S. 60.

Der Umstand, daß man die Schalker Schichten sehr gut nach oben abgrenzen kann, weil typische Bestandteile ihrer Fauna nicht in die übergelagerten Nessigi-Schichten hineingehen, verleiht ihnen eine viel selbständigere Stellung, als sie dem Koblenzquarzit innerhalb des Komplexes der rheinischen Oberkoblenzschichten zukommt.

Die Schalker Schichten sind der zweischalerreichste Horizont im Kahlebergsandstein. Es dominieren, wie auch im Koblenzquarzit, die *Myophoria*-Arten, die meist bankbildend auftreten. Ganz besonders häufig sind ferner

Leiopteria concentrica[1]) A. Roem.
Ctenodonta (*Palaeoneilo*-) Arten, besonders *Ct. Bartlingi* A. Roem.
Cucullella solenoides Goldf.
Nucula grandaeva Goldf.
Nuculana Ahrendi A. Roem.
Ledopsis- und *Prosocoelus*-Arten.

Modiomorpha-Arten spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Am häufigsten ist noch *M. compressa* A. Roem.; von den beiden für die Nessigi-Schichten so charakteristischen Arten ist nur *M. bilsteinensis* Beush. ganz vereinzelt, *M. eximia* Beush. überhaupt noch nicht nachgewiesen worden.

Von Gastropoden sind

Bucanella tumida Sandb. und
Coleoprion arenarium A. Roem.

ungemein häufig. Vor allem die erstgenannte Art ist durch ihr massenhaftes Auftreten an fast jedem Versteinerungsfundpunkt recht bezeichnend. Auch

Pleurotomaria tricincta A. Roem. und die
Loxonema-Arten

sind nicht selten. *Murchisonia Nessigi* A. Roem. ist hier und da beobachtet, aber in meist kleinen Individuen (etwa von der Größe

[1]) *Leiopteria concentrica* A. Roem. tritt zwar auch in den Rammelsberger Schichten auf, aber dort meist nur lokal und dann bankbildend, also nicht durch den ganzen Komplex hindurch gleichmäßig verbreitet wie in den Schalker Schichten.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der *M. Losseni* Kayser); andere Schnecken der Nessigi-Schichten (*Pleurotomaria Kleini* Beush., *Pl. findespinosa* Dahm. und *Holopea distincta* n. sp.) sind noch seltener.

Von Spiriferen treten

Spirifer subcuspidatus Schn. var. *lateïncisa* Scup.
» » » » *bilsteinensis* Scup.
» *curvatus* Schloth. und
» *auriculatus* Sandb.

in den Vordergrund. *Sp. paradoxus* Schloth. ist in den Schalker Schichten sehr selten (wie auch im Koblenzquarzit).

Nur aus den Schalker Schichten bekannt und dort recht häufig sind die

Cyrtodonta-Arten;

sie können daher bis auf weiteres als Leitfossilien betrachtet werden. Auch die in der rheinischen Oberkoblenzstufe nur im Quarzit aufgefundene

Cypricardella unioniformis Sandb.[1])

ist im Harz lediglich aus den Schalker Schichten bekannt.

Zu reicher Entfaltung gelangen hier die Crinoiden, deren zerfallene Stielglieder fast alle versteinerungsführenden Bänke durchsetzen und manche fast ganz allein erfüllen.

Die Sandsteine der Schalker Schichten sind ebensowenig wie die des Koblenzquarzits petrographisch ganz gleichartig; auch das Mischungsverhältnis der eingeschlossenen Tierformen hängt vielfach mit Änderungen in der Gesteinsstruktur zusammen. So ist zum Beispiel am Bocksberg ein fast weißer, aus krystallinen Quarzkörnchen aufgebauter, ebenflächig spaltbarer Quarzsandstein mit zahllosen schwarzbraun gefärbten Steinkernen von *Bellerophon tumidus* Sandb., *Dentalium arenarium* A. Roem., *Cucullella solenoides* Goldf., *Nucula*-, *Nuculana*- und *Ledopsis*-Arten erfüllt, ein dichterer, zäher, gelblicher und oft brauneisenreicher Sandstein mit rotbraun gefärbten Fossilresten enthält mehr *Prosocoelus*- und *Myophoria*-Arten in Gesellschaft von *Homalonotus gigas* A. Roem.

[1]) Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 509.

und *Spirifer curvatus* SCHLOTH. neben zahlreichen Crinoidenstielen, eine sehr harte, schmutziggraue oder schmutzigbraune Quarzitbank führt fast nur Myophorien usw. Auf solche Veränderungen im Gesteins- und Faunencharakter gründet sich auch L. DENCKMANN's Unterscheidung von drei Horizonten mit weiteren Unterabteilungen in seiner Sammlung. Offenbar handelt es sich aber hierbei, wie ich schon oben erwähnte, nur um den allgemein beobachteten Wechsel in der Zusammensetzung einer Fauna infolge kleiner Einflüsse facieller Natur.

Einer besonderen Erörterung bedarf das Vorkommen einer Abart des *Spirifer hystericus* SCHL., die ich mut. *minor* benannt habe, am Birkentalsberg. Es liegen von diesem Fundort einige von L. DENCKMANN gesammelte Handstücke eines graubraunen, glimmerigen, quarzitischen Grauwackensandsteins vor, in den zahlreiche durchweg zweiklappige Kerne dieser Form eingebettet sind. Da *Spirifer hystericus* im rheinischen Devon auf die Siegener Schichten beschränkt ist, liegt der Gedanke nahe, in seinem Vorkommen die ersten Spuren von älterem Unterdevon im Oberharz zu vermuten. Die übrigen Funde, die in der DENCKMANN'schen Sammlung von der gleichen Stelle vorliegen, geben jedoch keinen Anhalt für eine solche Annahme. Es sind dunkelgraue, hellbraune oder braunrote, oft etwas verglaste quarzitische Platten, die massenhaft Myophorien, *Prosocoelus* und *Cyrtodonta declivis* enthalten und sich auch ihrem übrigen Fossilgehalt nach als typische Schalker Schichten erweisen. Für die Auffassung, daß sie nicht dem älteren Unterdevon angehören, spricht auch das häufige Auftreten von *Cryphaeus rotundifrons* EMMER.

Nun kommt allerdings die kleine Abart des *Spirifer hystericus* SCHLOTH. nicht mit diesen Schalker Formen gemischt, sondern in einer Bank für sich vor. Man hat daher zur Deutung seines Vorkommens entweder die Annahme zu machen, daß diese Bank allein trotz der petrographischen Ähnlichkeit mit den die Schalker Fauna führenden Nachbargesteinen dem älteren Unterdevon angehört, oder aber, daß *Sp. hystericus* im Harz nicht das Niveau einhält, das ihm im rheinischen Devon zukommt. Die erste An-

nahme ist schon deshalb von vornherein unwahrscheinlich, weil alle weiteren Spuren von Siegener Schichten fehlen; zugunsten der anderen Annahme hingegen spricht die Erscheinung, daß auch noch andere Arten, darunter Spiriferen, im Harz eine etwas andere vertikale Verbreitung zeigen als im mittelrheinischen Devon. So gehören *Spirifer curvatus* und *Sp. auriculatus*, die im Koblenzquarzit noch sehr selten sind, in den Schalker Schichten zu den häufigsten Fossilien, und auch *Sp. speciosus* tritt im rheinischen Oberkoblenz nirgends so massenhaft auf wie in den nach ihm benannten Schichten des Kahlebergsandsteins. Die Auffassung, daß *Sp. hystericus* in Gestalt einer zwerghaften Mutation im Oberharz bis in die tiefsten Oberkoblenzschichten hinaufsteigt, ist jedenfalls viel besser zu begründen als die Annahme, daß in den von ihm erfüllten Lagen älteres Unterdevon zutage tritt. Ich habe daher *Sp. hystericus* n. mut. *minor* ohne Bedenken in meiner Liste unter die Arten der Schalker Schichten aufgenommen.

Beziehungen der Schalker Schichten zum rheinischen Koblenzquarzit.

Es war schon oben die Rede davon, daß Koblenzquarzit und Schalker Schichten nach den herrschenden Anschauungen homotax sind. Hier soll auf diesen Gegenstand etwas näher eingegangen werden, weil die Erörterungen in der Literatur über das Verhältnis der Faunen beider Äquivalente zueinander kein ganz klares Bild geben. Dies hängt jedenfalls damit zusammen, daß der paläontologische Inhalt des Koblenzquarzits früher nur unvollkommen bekannt war. Inzwischen sind die Arbeiten von Cl. Leidhold und von W. Vi tor über den Koblenzquarzit erschienen, und ich selbst habe, um mir eine eigene Anschauung über ihn zu bilden, in den letzten Jahren wiederholt die Aufschlüsse in der Umgebung von Koblenz besucht und etwa insgesamt vier Wochen dort gesammelt. Ich bin zu der Überzeugung gekommen, daß zwar die Analogie hinsichtlich der stratigraphischen Lage und der petrographischen Ausbildung zwischen Kahleberg- und Koblenzquarzit sehr groß, die faunistische Übereinstimmung hin-

gegen doch wesentlich geringer ist, als man nach den bisherigen Angaben in der Literatur[1]) annehmen muß.

Die beiden Ablagerungen haben allerdings auch ein sehr wesentliches paläontologisches Merkmal miteinander gemein: das ist die reiche Entwicklung der Myophorien, und zwar erstreckt sich die Übereinstimmung größtenteils sogar auf die Arten. Gemeinsam ist ferner das Auftreten der sonst nur in älteren Devonschichten heimischen Gattung *Cypricardella*, und eine wichtige gemeinsame Charakterform aus dem Reich der Kruster ist *Homalonotus gigas*. Auch die Zahl der übrigen Formen, die in beiden Vorkommen angetroffen werden (etwa 35), ist gar nicht einmal gering, allerdings sind mehrere Arten darunter, die bisher an fast allen ergiebigeren Fundorten des jüngeren Unterdevons beobachtet worden und daher nicht sonderlich bezeichnend sind. Eine Liste der gemeinsamen Arten hat Viëtor[2]) auf Grund der Literatur zusammengestellt. In diesem Verzeichnis sind nach meinen Beobachtungen einige Namen zu streichen, einige andere wiederum hinzuzufügen, so daß es folgende Gestalt annimmt:

Verzeichnis der Arten, die den Schalker Schichten und dem Koblenzquarzit gemeinsam sind.

Homalonotus gigas A. Roem.
Cryphaeus rotundifrons Emmer.
Orthoceras planiseptatum Sandb.
Tentaculites scalaris Schloth.
Coleoprion gracile Sandb.[3])
Bucanella tumida Sandb.
Pterinea ventricosa Goldf.
Leiopteria aff. *concentrica* A. Roem.[4])
Cyrtodonta declivis A. Roem.[4])
Modiola antiqua Goldf.
» *lodanensis* Beush.[4])

[1]) Z. Beisp. Beushausen, Die Fauna des Hauptquarzits am Acker-Bruchberge. Dies. Jahrb. f. 1896, Bd. XVII, Abschnitt II, S. 304, 1897.

[2]) Viëtor, Koblenzquarzit, S. 60, 61.

[3]) Aus dem Koblenzquarzit in der Samml. d. Verf. (vom Obersbergerbachtal bei Rhens).

[4]) teste Viëtor.

Ctenodonta hercynica Beush.
? » sp. aff. *Roemeri* Beush.
» *insignis* Beush.
» *arenacea* Beush.
» (*Koenenia*) *obsoleta* Goldf.[1])
Cucullella solenoides Goldf.
» *truncata* Steining.
Nucula Krachtae A. Roem.
» *confluentina* Beush.
Nuculana Ahrendi A. Roem.
» *securiformis* Goldf.
Myophoria Roemeri Beush.
» *inflata* A. Roem.
» » » var. *elongata* Beush.
» *intermedia* Dahm.
» *ovalis* Keferst.
» *kahlebergensis* Beush.
» *Beushauseni* Maur.
» *gutta* Dahm.
Cypricardella unioniformis Sandb.
Prosocoelus priscus A. Roem.
Goniophora nassoviensis Kays.
Cyrtina heteroclita Defr.
Spirifer paradoxus Schloth.
» *subcuspidatus* Schnur *typus*
» » » var. *lateïncisa* Scup.
? » *carinatus* Schnur var. *latissima* Scup.[2])
Spirifer cultrijugatus F. Roem. var. *auriculata* Sandb.
» *curvatus* Schloth.
Rhynchonella daleidensis F. Roem.[3])
Stropheodonta taeniolata Sandb.

[1]) Im Koblenzquarzit als *typus* (teste Viëtor), in den Schalker Schichten als var. *Lasii* vertreten.

[2]) teste Scupin.

[3]) Im Koblenzquarzit als *typus*, in den Schalker Schichten nur als var. *gracilior* vertreten.

Orthothetes umbraculum Schloth.
Chonetes sarcinulata Schloth.
» *plebeja* Schnur.

Die Übereinstimmung erscheint, wenn man sich mit einem bloßen Vergleich der Namen in den Fossillisten begnügt, recht groß. Forscht man indes nach, welche Arten ihrer Individuenzahl nach einer jeden der beiden Ablagerungen ihr Gepräge verleihen, so kommt man zu einem anderen Ergebnis.

Wenn man nämlich von den Myophorien absieht, erscheint das Gesamtbild der Schalker Fauna bestimmt durch die Anhäufung von Ctenodontiden (hauptsächlich gestreiften *Palaeoneilo*-Arten), Nuculiden, *Prosocoelus*- und *Cyrtodonta*-Arten neben gewissen Spiriferen. Nun sind zwar Zweischaler der genannten Gattungen, wie aus obenstehender Liste ersichtlich, auch im Koblenzquarzit anzutreffen; aber sie sind dort alle mehr oder weniger große Seltenheiten, und einige der wichtigsten Arten (wie *Ctenondonta Bartlingi* A. Roem. und *Ct. trigona* Beush., *Nucula grandaeva* Goldf., die *Prosocoelus*-Arten außer *Pr. priscus* A. Roem. und beide *Cyrtodonta*-Arten) fehlen überhaupt ganz. Eine Ausnahme bildet nur der Koblenzquarzit von Munshausen in Luxemburg[1]). In ihm sind die taxodonten Zweischaler häufiger, außerdem führt er mehrere Arten der im rheinischen Devon äußerst seltenen Gattung *Ledopsis*. Die häufigsten Spiriferen in den Schalker Schichten sind: *Sp. subcuspidatus* Schn. var. *lateïncisa* Scup., *Sp. curvatus* Schloth. und *Sp. auriculatus* Sandb. Von diesen Formen spielt die an erster Stelle genannte im Koblenzquarzit eine ganz untergeordnete Rolle, und auch die beiden anderen Spiriferen-Arten sind dort, wie im vorigen Abschnitt schon erwähnt wurde, sehr selten.

Die Tierformen, die durch ihren Individuenreichtum die Fauna des Koblenzquarzits charakterisieren, sind hingegen, neben den Myophorien, die folgenden:

[1]) Leidhold, Die Quarzite von Berlé in Luxemburg. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXXVI, S. 336, 350 u. 351—357. 1913.

Pterinea lineata Goldf.
» *fasciculata* Goldf.
Gosseletia-Arten
Cyrtodontopsis Kayseri Frech
Stropheodonta piligera Sandb.
Orthis hysterita Gmel.
Spirifer arduennensis Schnur[1])
» *subcuspidatus* Schnur *typus*
» *carinatus* Schnur

Etwas weniger häufig, aber immerhin noch zahlreich vertreten, sind

Carydium sociale Beush.
Athyris undata Defr.
» cf. *undata* Defr.
Rhynchonella daleidensis F. Roem. (*typus*)
Dielasma macrorhyncha Schnur
Megalanteris Suessi Drev.

Von den Arten, die nur lokal eine besondere Bedeutung erlangen, sehe ich hier ab.

Gerade die aufgezählten Arten, denen alle übrigen (abgesehen von den Myophorien und Choneten) an Häufigkeit nachstehen, fehlen aber in den Schalker Schichten gänzlich.

Zusammenfassend können wir mithin sagen, daß zwischen den Schalker Schichten des Kahlebergsandsteins und dem Koblenzquarzit (in der mittelrheinischen Entwicklung, wie er bisher von allen Autoren zum Vergleich herangezogen wurde), eine größere faunistische Übereinstimmung nur hinsichtlich einer, allerdings hier sehr wichtigen Familie, der Myophorien, besteht; daß aber im übrigen die für den einen Schichtenverband besonders bezeichnenden Arten teils gar nicht, teils nur mit stark verminderter Individuenzahl oder gewissen Abänderungen (*Rhynchonella daleidensis*) in den anderen übergehen. Dies deutet aber darauf hin, daß eine schon zu Beginn der Oberkoblenzzeit nur beschränkte

[1]) Im Quarzit von Berlé fehlt diese Art.

oder zeitweilig unterbrochene Verbindung der beiden Devonmeere vorhanden war.

Bekanntlich erklären sich SPRIESTERSBACH und FUCHS in der gleichen Weise auch die Abweichungen der mittelrheinischen Oberkoblenzfauna von der Remscheider Fauna. Im Hinblick auf die nahen paläontologischen Beziehungen, die diese wiederum zur Kahlebergfauna zeigt, kommt man mithin zu dem Schluß, daß in den sandigen Oberkoblenzschichten des deutschen Devons zwei verschiedene Ausbildungsformen zu unterscheiden sind: die Oberharzer-Remscheider Entwicklung auf der einen, die mittelrheinische Entwicklung auf der anderen Seite. Die letztere ist im Harz ebenfalls, und zwar durch den Hauptquarzit von Michaelstein, vertreten.

Neben Vorkommen, deren Zugehörigkeit zu einer der beiden faciell verschiedenen Gruppen ganz eindeutig feststeht, kommen, wie dies bei der oben gegebenen Erklärungsweise ja nicht anders zu erwarten ist, auch solche vor, in denen eine mehr oder minder starke Einmischung von Tierformen aus dem anderen Gebiet zu beobachten ist. Ein solches Vorkommen mittelrheinischer Oberkoblenzschichten mit starker »Kahlebergeinmischung« ist zum Beispiel der oben besprochene Kalksandstein von Burgen a. d. Mosel, ein anderes, mit schwächerer Beteiligung von Kahlebergelementen, zum Beispiel die von K. WALTHER untersuchte Grauwacke von Roßbach im hessischen Hinterland[1]).

Paläontologischer Teil.

Trilobitae.

Homalonotus gigas A. ROEM., **Schnauzenschild (Scutum rostrale).**

Taf. 6, Fig. 1.

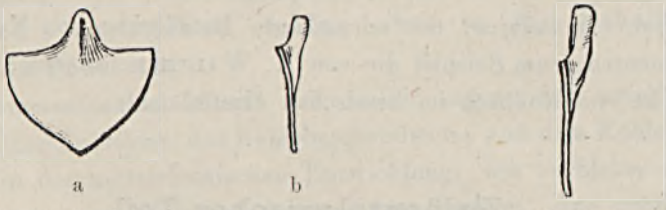
1883. *Homalonotus scabrosus* KOCH, »Hypostom«. — KOCH[2]) Homalonoten. S. 48, Taf. 4, Fig. 4.

[1]) K. WALTHER, Das Unterdevon zwischen Marburg a. d. L. und Herborn (Nassau), S. 27. 1903.

[2]) C. KOCH, Monographie der *Homalonotus*-Arten des rheinischen Unterdevons. Abh. geol. Spezialk. Preußen, Bd. IV, Heft 2.

Es ist das Verdienst des Ehepaares Richter, in einem vor nicht langer Zeit erschienenen Aufsatz[1]) die Aufmerksamkeit auf die auch in deutschen Sammlungen vorhandenen Reste eines wichtigen Bestandteiles des Homalonotenkopfes, des Schnauzenschildes, gelenkt zu haben. Es wird in dieser Abhandlung besonders hervorgehoben, daß das Vorhandensein eines Stachels (»Schnauzenstachels«) keineswegs eine Eigentümlichkeit der Schilder der südweltlichen Arten ist, an denen ihn Clarke zuerst nachwies, sondern auch an Arten aus dem deutschen Devon vorkommt. Es werden zwei solcher bestachelten Schnauzenschilder aus dem Unterdevon von Oberstadtfeld abgebildet, von denen nach mündlicher Mitteilung des Herrn Dr. Rud. Richter das in seiner Fig. 1 dargestellte wahrscheinlich *Homalonotus rhenanus* C. Koch, das in seiner Fig. 2 wiedergegebene wahrscheinlich *H. armatus* Burm. angehört. — Auf S. 119 der genannten Arbeit findet sich auch eine Bemerkung über *H. gigas* A. Roem., worin das Vorhandensein eines Stachels auch bei dem Schnauzenschild dieser Art, und zwar auf Grund der Abbildung eines beschädigten Schildrestes in Koch's Homalonotenmonographie, vermutet wird.

Figur 1. Figur 2.



a b

Fig. 1 u. 2. Schnauzenschild von *Homalonotus gigas* A. Roemer.
1. Abdruck (Plastilinpositiv) vom Großen Bärental (Samml. d. Verf.).
a Ansicht der Außenseite, b Seitenansicht.
2. Seitenansicht des in Taf. 6, Fig. 1 abgebildeten Steinkernes vom Rammelsberge.

Die Auffindung von drei gut erhaltenen Schnauzenschildern von *H. gigas* A. Roem. im Kahlebergsandstein hat diese Vermutung

[1]) R. u. E. Richter, Bemerkungen über das Schnauzenschild bei Homalonoten. Centralbl. f. Min., S. 114 ff. 1917.

bestätigt. Der in der Tafel abgebildete Steinkern wurde von L. Denckmann an der Südwestseite des Rammelsberges gefunden. Ein zweiter Steinkern stammt von Gosetal 4,0 und befindet sich, ebenso wie ein Kernfragment mit dem zugehörigen vollständigen Abdruck vom Großen Bärental in meiner Sammlung.

Das Schnauzenschild von *H. gigas* A. Roem. kommt im Umriß demjenigen von *H. armatus* Burm. nahe, doch ist der von der Schnauzennaht gebildete Rand nahezu geradlinig. Der Stachel ähnelt hinsichtlich der Länge mehr demjenigen von *H. rhenanus*, ist aber in der Seitenansicht viel weniger nach außen gerichtet als bei dieser Art (vergl. meine Skizzen Fig. 1b und Fig. 2). Auf der Außenseite ist er deutlich gekantet. Für die Bestimmung des Schildes als Bestandteil von *H. gigas* spricht außer dem Vorkommen in Gesteinslagen, die mit noch anderen Panzerstücken dieser Art erfüllt sind, das Vorhandensein der für *H. gigas* charakteristischen Warzen auf der Innenseite des Stachels.

Ostracoda.

Ich bezeichne bei den Beyrichiiden in Übereinstimmung mit A. Krause[1]) und J. Spriestersbach[2]) dasjenige Ende als das vordere, dem der Zentralhöcker mehr genähert ist.

Beyrichia goslariensis n. sp.

Taf. 6, Fig. 2—4.

Die Steinkerne dieser größten der im Kahlebergsandstein vertretenen Beyrichiiden besitzen einen sehr einfachen Bau. Das Hinterende ist etwas breiter als das Vorderende; Cephal- und Caudalrand setzen mit schmal gerundeten Ecken, bei unverdrückten Exemplaren etwa rechtwinklig, an den Schloßrand an und gehen, in schrägem Bogen abwärts steigend, allmählich in den mäßig geschwungenen Unterrand über. Etwas vor der Schalenmitte, also dem schmäleren Ende genähert, dicht am

[1]) A. Krause, Über Beyrichien und andere Ostracoden in untersilurischen Geschieben. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XLI, S. 1 ff. 1889.

[2]) J. Spriestersbach und A. Fuchs, Die Fauna der Remscheider Schichten. Abh. Preuß. geol. Landesanst., N. F., Heft 58, S. 48. 1909.

Dorsalrand, liegt ein großer, halbkugeliger, beträchtlich aus dem Schalenniveau heraustretender Zentralhöcker. Dieser ist von einer vorn sehr schmalen, nach unten und hinten aber erheblich verbreiterten und vertieften Depression umgeben, die bei manchen Exemplaren bis weit unter die Schalenmitte hinabreicht. Der kurze Cephal- und der etwa doppelt so lange Caudalwulst sind stark, doch nicht in gleichem Maße wie der Zentralhöcker, gewölbt und gehen ohne Unterbrechung in die gerundete Umbiegungskante über. Der Caudalwulst ist am oberen Vorderende etwas aufgebläht und in einen kleinen Zipfel ausgezogen. Unter dem Zentralwulst sind die beiden seitlichen Wülste durch Vermittlung eines schmalen und hohen Ventralhöckers, der lippenartig der Umbiegungskante aufgesetzt ist, miteinander verschmolzen. Durch dieses recht typische Merkmal, sowie durch die Gestalt des Zentralhöckers und die bedeutende Schalengröße ist die Art von den anderen Beyrichiiden des Kahlebergsandsteins leicht zu unterscheiden.

Die Abdrücke (Taf. 6, Fig. 2) zeigen etwa dieselben Skulpturen wie die Kerne; doch ist bei dem besten Abdruck die Furche vor dem Zentralwulst so fein, daß dieser fast mit dem Cephalwulst vereinigt erscheint.

Maße einiger Stücke:

Fundort:	Kerne vom Pfeifenweg:		Kern v. d. Umgeb. d. Gr. Schleifsteinkopfes:	Abdruck vom Bärweg:
Länge:	2,1	2,2	2,8	2,3 mm
Breite:	1,0	1,1	1,6	1,2 »

B. goslariensis ist nahe verwandt mit *B. devonica* Jones and Woodward[1]). Diese aus dem englischen Devon beschriebene Art tritt auch im rheinischen Devon auf[2]). A. Fuchs hat sie in den Unterkoblenzschichten am Mittelrhein, im Taunus und bei

[1]) R. Jones and H. Woodward, On some new Devonian Fossils. Geolog. Mag., Dec. 3, Vol. VI, S. 386, Taf. 11, Fig. 3—5. 1889.

[2]) Die Literatur über das Vorkommen von Ostracoden im rheinischen Unterdevon findet man zusammengestellt in dem Aufsatz von Cl. Leidhold: »Über die Verbreitung der Ostracoden im Unterdevon rheinischer Facies.« Zentralbl. Min., S. 163 ff. 1917.

Daaden nachgewiesen; ich selbst fand sie in dem Ostracodenmaterial auf, das das Frankfurter Senckenbergmuseum aus dem Taunusquarzit der Weißler Höhe bei Katzenelnbogen (Slg. Rud. Richter) besitzt und das mir Frau Dr. Richter freundlichst zum Vergleich überließ. *B. devonica* unterscheidet sich von *B. goslariensis* in folgenden Punkten: Bei *B. devonica* ist der Zentralhöcker auf der Dorsalseite sowohl vom Caudal- als auch vom Cephalwulst durch breitere Depressionen getrennt, außerdem sind die seitlichen Wülste an der Ventralseite entweder überhaupt nicht (man vergleiche das von Jones in Fig. 3 abgebildete Stück) oder wenigstens nicht so innig miteinander verschmolzen wie bei der Harzer Art. Der für diese so bezeichnende kräftige Ventralwulst fehlt ganz (häufigster Fall) oder er ist nur als schmale Verlängerung der Unterseite des Caudalwulstes angedeutet, wie etwa bei dem von Jones in Fig. 4 wiedergegebenen Exemplar. Die englischen Stücke und die Taunusquarzitform übertreffen *B. goslariensis* auch etwas an Größe.

In den Unterkoblenzschichten treten noch andere Beyrichien auf, die ebenfalls Beziehungen zu *B. goslariensis* erkennen lassen. Eine solche noch unbeschriebene Form von Oberstadtfeld (Senckenbergmuseum) unterscheidet sich von der Harzer Art hauptsächlich dadurch, daß Anschwellung und Zipfelbildung am Vorderende des Caudalwulstes so stark ausgeprägt sind, daß es zu dessen Zerlegung in zwei Teile: einen aufgequollenen vorderen und einen durch eine mehr oder weniger tief einschneidende Furche abgetrennten, flachen hinteren Teil kommt. Auch ist der Ventralwulst stärker angeschwollen.

Auch »Form 2« von *B. tetrapleura* A. Fuchs[1]), einer anderen Unterkoblenzart (von Daaden), ist hier zu nennen; sie unterscheidet sich ebenfalls durch den noch viel stärker angeschwollenen Ventralwulst, aber auch noch durch andere, aus der Beschreibung des Autors ersichtliche Merkmale von *B. goslariensis*. Alle diese

[1]) A. Fuchs, Die Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigegend). I. Teil. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 79, S. 78, Taf. 18, Fig. 11 u. 12. 1915.

Formen bilden eine natürliche Gruppe. Sie zeichnen sich durch verhältnismäßig einfachen, aber doch in ganz bestimmter Weise gekennzeichneten Bau vor den meisten Arten, die unter dem Begriff *Beyrichia* zusammengefaßt werden, aus. Es wird sich vielleicht, wenn einmal die erwähnten Formen aus dem älteren Unterdevon näher studiert sind, die Notwendigkeit ergeben, sie unter einem neuen Untergattungsnamen von den komplizierter gebauten Beyrichien abzutrennen. (Da mir die neuere ausländische, insbesondere amerikanische Literatur wegen der Zeitverhältnisse nicht zugänglich ist, kann ich allerdings nicht beurteilen, ob dies nicht vielleicht neuerdings schon geschehen ist.)

Vorkommen. Hauptlager in den *Nessigi*-Schichten. Gesellig, zusammen mit anderen Beyrichien, am Bärweg und in dem rauhen, quarzitischen Sandstein von dem unter dem Kamm des Giengelsberges herführenden Wege; vereinzelt an der Südwestseite des Rammelsberges, am Fundort Gosetal 4,0 und an einer Stelle »gegenüber dem großen Schleifsteinkopf« (also etwa 2 km südwestlich von Gosetal 4,0). Aus den Festenburger Schichten (Hohekehl) liegt ebenfalls ein Exemplar vor. In den an anderen Ostracoden so reichen »Giengelsberger Schichten« hat sich die Art nicht gefunden. Sammlungen Denckmann, Lossen (Geolog. Landesmuseum) und. d. Verf.

Kloedenia (?) incompta n. sp.

Taf. 6, Fig. 5—9.

1909. ? *Entomis* sp. Spriestersbach, Remscheid, S. 51.

Diese Form ist kleiner als die vorstehend beschriebene und gehört wohl zur Gattung *Kloedenia*, die noch einfacheren Bau besitzt. Die Schälchen der einzelnen Tiere sind im Umriß etwas verschieden; sie sind angenähert eiförmig gestaltet, am Vorderende verschmälert und mittelmäßig bis stark gewölbt. Schloßrand verhältnismäßig kurz. Vorderrand vorgezogen, in abgerundetem stumpfem Winkel an den Schloßrand ansetzend, schräg nach vorn und unten absteigend und in breit gerundetem Bogen in den schwach konvexen, geraden oder sogar schwach eingezogenen

Unterrand übergehend. Hinterrand entweder einen weit nach hinten ausgezogenen Bogen bildend und in gleichmäßiger Rundung in den Schloß- und Unterrand übergehend, so daß ein fingerförmiges Hinterende entsteht, oder aber (seltener) am Schloßrand in abgerundetem stumpfem Winkel ansetzend und in schwach konvexem Bogen schräg nach unten ziehend. Im letzteren Falle erscheint das Hinterende der Schale etwas abgestutzt.

Der kreisrunde oder ovale Zentralwulst ist der Mitte der Längenachse genähert; er grenzt an den Dorsalrand und erstreckt sich ventralwärts bis zur Schalenmitte oder beträchtlich darüber hinaus. Eine sehr schmale, gekrümmte Präzentralfurche umfaßt ihn von vorn, eine ebenso gestaltete Postzentralfurche von hinten. Beide Furchen sind nur in der Nähe des Dorsalrandes etwas verbreitert und vertieft; unter dem Zentralhöcker vereinigen sie sich entweder gar nicht oder nur durch eine äußerst feine Verbindungsrinne. Cephal- und Caudalwulst sind unter dem Zentralhöcker völlig miteinander verschmolzen. Sie zeigen die gleiche Wölbung wie dieser; der Zentralhöcker tritt daher gar nicht aus der übrigen Schalenoberfläche heraus. Vielleicht nur deshalb erscheinen die Abdrücke der Schalen, da die Ausfüllungen der beiden feinen Furchen nur bei sehr guter Erhaltung erkennbar geblieben sind, meist als glatte, eiförmige Vertiefungen im Gestein und werden erst mit Hilfe des zugehörigen Steinkerns bestimmbar. — Bei vielen Steinkernen ist das obere Hinterende des Cephalwulstes ein wenig aufgebläht und zugespitzt. Ein Kantensaum ist nicht vorhanden, Cephal- und Caudalwulst gehen allmählich in die gerundete Umbiegungskante über. Ventralfläche niedrig.

Maße: Größe etwas schwankend, meist 1,4 : 0,7 mm.

Vorkommen: *Kl. (?) incompta* ist neben *Strepula Spriestersbachi* (vergl. S. 217) die häufigste Ostracodenart der Giengelsberger Schichten; sie kommt aber auch in den Nessigi-Schichten am Bärweg, in den quarzitischen Sandsteinen des gleichen Horizontes am Herzberg und in der sandigen braunen Bank in den jüngsten Festenburger Schichten am Nordrand des ehemaligen mittleren Schalker Teiches vor. Sammlungen Denckmann und d. Verf.

Auch außerhalb des Harzes ist die neue Art weit verbreitet. Ich konnte sie u. a. nachweisen in den Oberkoblenzschichten (Daleidener Schichten) von Waxweiler in der Eifel, in den nach dem Mitteldevon hinüberleitenden »Ilseschiefern« im Gebiet der oberen Lahn und in den Remscheider Schichten, wo sie besonders an einem Aufschluß bei Remscheid (Steinbruch unter der »alten Wendung« an der Solinger Straße) massenhaft auftritt. Sie ist jedenfalls identisch mit der von Spriestersbach als *Entomis* sp. aufgeführten Form aus diesen Schichten. Auch in den Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld kommt, wie ich an Stücken in der Sammlung des Senckenbergmuseums feststellen konnte, eine *Kl.* (?) *incompta* mindestens sehr nahestehende Ostracodenart vor.

Beyrichia montana Spriestb.

Taf. 6, Fig. 15.

1909. *Beyrichia montana* Spriestersbach, Remscheid, S. 48; Taf. 7, Fig. 11, 11a u. Taf. 8, Fig. 1 u. 2.

1915. *Beyrichia montana* Fuchs, Hunsrückschiefer (Loreleigegend), Taf. 18, Fig. 13.

Diese Art findet sich sowohl in den Giengelsberger Schichten (Slg. Denckmann) als auch in den Nessigi-Schichten des Bärweges (Slg. Dahmer), ist aber an beiden Stellen nicht so häufig wie die übrigen dort vertretenen Ostracoden. Alle Abdrücke mit einer Ausnahme zeigen die typische, von Spriestersbach Taf. 7, Fig. 11, 11a und Taf. 8, Fig. 2, 2a abgebildete Form der Außenseite, bei der sich die beiden Seitenfurchen unten nicht vereinigen; indes nähern sich ihre Enden vielfach stärker als bei jenen Remscheider Exemplaren, und in dem erwähnten Ausnahmefall verschmelzen sie. Herr Spriestersbach beobachtete[1]), daß die typische *B. montana* in den Sphaerosideritschiefern stets, in den Remscheider Schichten manchmal durch diese Variante, bei der sich die Seitenfurchen vereinigen, ersetzt ist.

Von besonderem Interesse ist die Auffindung einer linken Schale von *B. montana*, die abnorme Proportionen zeigt, unter dem Harzer Material (Taf. 6, Fig. 15). Sie ist wesentlich länger

[1]) Briefliche Mitteilung.

(1,8 : 0,7 mm) als die übrigen Exemplare (Maße im Durchschnitt 1,2 : 0,8 mm); in Sonderheit übertrifft der hinterste Wulst den der normalen Stücke um mindestens das Zweifache an Länge und ist in auffallender Weise angeschwollen, so daß er hinten und unten über die Umbiegungskante etwas überhängt. Ich möchte in diesem Stück ein weibliches Tier erblicken; diese Auffassung entspricht im wesentlichen derjenigen von REUTER[1]) über das Aussehen der weiblichen Beyrichien und stimmt gut überein mit einer Angabe, die ZENKER[2]) in seiner Ostracodenmonographie macht, wonach nämlich »im Alter der mächtig entwickelte Genitalapparat den Raum des erweiterten und erhöhten Hinterteils der Schale einnimmt«.

Da diese Form nur in einem einzigen Exemplar beobachtet wurde, ist anzunehmen, daß, wie bei den meisten silurischen Ostracoden, auch bei den Harzer Devonformen weibliche Tiere viel seltener sind als männliche; hiermit steht im Einklang, daß sich unter den vielen Exemplaren von *B. goslariensis*, *Kl.* (?) *incompta* und der nachstehend beschriebenen *Strepula Spriestersbachi*, die mir vorliegen, keines befindet, das ich als weibliches Tier im Sinne ZENKER's zu deuten wage.

B. montana ist auch eine wichtige Form der Remscheider Schichten; die dort vorkommenden Exemplare sind etwas größer als die im Oberharz gefundenen, ihre Dimensionen betragen nach SPRIESTERSBACH 2 : 1 mm. Die Art tritt ferner in den Daleidener Schichten von Waxweiler sowie an mehreren Unterkoblenzfundpunkten auf: A. FUCHS hat sie von Daaden bekannt gemacht, und ich selbst konnte sie in dem Ostracodenmaterial, das das Frankfurter Senckenbergmuseum von Oberstadtfeld besitzt, feststellen.

Strepula Spriestersbachi n. sp.

Taf. 6, Fig. 10—14.

In gleicher Häufigkeit wie *Kloedenia* (?) *incompta* ist in den Giengelsberger Schichten eine etwa gleichgroße, aber überaus

[1]) G. REUTER, Die Beyrichien der obersilurischen Diluvialgeschiebe Ostpreußens. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XXXVII, S. 627. 1885.

[2]) Archiv für Naturgeschichte von TROSCHEL, 20. Jahrg., Bd. 1, S. 7 ff. 1854.

zierlich skulpturierte andere Ostracodenart vertreten. Sie kann ebenfalls zu einer Form der Remscheider Schichten, nämlich zu *Beyrichia embryoniformis* Spriestb.[1]) in Beziehung gebracht werden. Die Steinkerne beider Arten stimmen in Form und Anordnung der Loben sogar überein bis auf einen unwesentlichen Unterschied: bei der Harzer Art ist der durch die kurze Furche innerhalb des Caudalwulstes abgesonderte vordere Teil etwas stärker angeschwollen und oben zu einem Zipfel zugespitzt. Dieser Zipfel ragt etwas über den Schloßrand hinaus und ist bei den meisten Exemplaren rückwärts gekrümmt.

Sehr wesentlich unterscheidet sich jedoch die Harzer Ostracodenart von *B. embryoniformis* Spriestb. durch die Schalenzeichnung. Ihren auffallendsten Bestandteil bilden zwei schmale, erhabene, konzentrische Leisten, von denen die äußere der Umbiegungskante aufgesetzt ist, während die andere, in der Lateralfläche liegende, vom Dorsalrand aus am Innenrand des Cephalwulstes zunächst nach unten, dann unmittelbar unter dem Zentralhöcker in gleichmäßigem Bogen weiter und schließlich auf der Rückseite des vorderen Höckers des Caudalwulstes wieder in die Höhe läuft. — Von den beiden Leistenringen ist der untere meist etwas kräftiger ausgebildet als der obere; bei manchen Individuen tritt noch ein dritter hinzu, der in oder über der Mitte zwischen den beiden anderen liegt; sie alle beginnen und endigen am Schloßrand.

Eine weitere Skulptureigentümlichkeit, von der am Steinkern ebensowenig etwas bemerkbar ist wie von den Ringleisten, besteht in einer Vertiefung im Innern des vorderen Höckers des Caudalwulstes; sie beginnt unten mit einer Spitze und erweitert sich nach oben, erreicht aber nicht den Oberrand des Wulstes.

Neben diesen in die Augen fallenden gröberen Verzierungen zeigt das Gehäuse noch eine Detailzeichnung. Bei der Betrachtung mit bloßem Auge erscheint die ganze Lateralfläche außer der

[1]) Spriestersbach und Fuchs, Remscheid, S. 50, Taf. 7, Fig. 8—10. Die ursprünglich aus jüngeren Ablagerungen beschriebene Art hat sich inzwischen auch in den Remscheider Schichten selbst nachweisen lassen.

Medianfurche und der Präzentralfurche gerauht. Durch Untersuchung zahlreicher guter Abdrücke bei vierzigfacher Vergrößerung waren die zarten Skulpturelemente, die diese Unebenheiten hervorrufen, noch mit ziemlich großer Zuverlässigkeit festzustellen. Sie bestehen danach in zahlreichen, gerundet-sechsseitigen Vertiefungen, die, etwas unregelmäßig, in konzentrischen Reihen angeordnet sind. Auf der Schalenfläche zwischen Umbiegungskante und oberster Ringleiste wurden zwei bis sechs solcher Reihen gezählt. Die Glieder einer jeden Reihe sind gegen die der benachbarten in mehr oder weniger regelmäßiger Weise versetzt; daher bilden die zwischen den Vertiefungen liegenden, sehr schmalen Leistchen ein zartes, netzartiges Relief, dessen radiale Bestandteile an der Kreuzung mit den etwas schwächeren konzentrischen knotenartig verdickt sind. Soweit es sich erkennen läßt, gehen die radialen Rippchen auch auf den Kantensaum und auf die Leistenringe über.

Der Zentralwulst ist ebenfalls mit Vertiefungen von der geschilderten Gestalt, die hier anscheinend in Kreisform angeordnet sind, verziert, und auch in der in den vorderen Caudalhöcker eingelassenen Vertiefung liegen ein bis zwei Reihen.

Auch die Ventralfurche zeigt eine feine Skulptur; sie ist mit deutlichen Längsstreifen versehen, die durch äußerst zarte Querlinien miteinander verbunden sind (Taf. 6, Fig. 13).

Maße: 1,4 : 0,9 mm im Mittel.

Die Verzierung der Schale durch schmale, schleifenförmige Leisten weist unserer Art ihren Platz innerhalb der Gattung *Strepula*[1]) an. Von bekannten Arten ähnelt ihr die silurische *Str. lineata* A. Krause[2]).

Mit der Auffindung von *Str. Spriestersbachi* gewinnt *Beyrichia embryoniformis* die Bedeutung einer für die Systematik der Ostracoden recht wichtigen Form. Sie nimmt nicht nur eine Mittelstellung ein zwischen den ganz einfach gebauten Beyrichien vom

[1]) Jones and Holl, Notes on the Palaeozoic Bivalved Entomostraca, No. XXI. On some Silurian Genera and Species. Ann. Mag. Nat. Hist., Ser. 5, Vol. XVII, p. 403. 1886.

[2]) A. Krause, a. a. O. S. 15, Taf. 2, Fig. 3. 1889.

Typus der *B. goslariensis* und den mit zahlreicheren und deutlicher abgesonderten Wülsten ausgestatteten Arten, denen die größere Zahl der bis jetzt bekannten Beyrichien angehört, sondern sie vermittelt auch den Übergang zwischen *Beyrichia* s. str. und *Strepula*.

Vorkommen. Ungemein häufig in den Giengelsberger Schichten. Vereinzelt auch in den quarzitisch ausgebildeten Nessigi-Schichten des Herzberges (Sammlung Denckmann), in den rauhen Sandsteinen des gleichen Horizontes an der Westseite des Giengelsberges und am Fundort Gosetal 4,0 (Sammlung d. Verf.).

Auf einer Exkursion durch das bergische Land, bei der ich mich der sachkundigen Führung des Herrn Rektor Spriestersbach erfreute, entdeckte ich die Art auch in den mit Ostracoden erfüllten Bänken eines Steinbruches oberhalb Wipperfürth, der typische Remscheider Schichten anschneidet.

Cephalopoda.

Orthoceras giengelsbergensis n. sp.

Taf. 6, Fig. 16—18.

Ein aus sechs Luftkammern und einem Teil der Wohnkammer bestehender Kern, sowie Reste von zwei anderen Individuen einer neuen Orthocerenart haben sich in den Giengelsberger Schichten gefunden (Sammlung Denckmann); im übrigen Kahlebergsandstein scheint die Art nicht vorzukommen.

Gehäuse ziemlich schlank, konisch, nach hinten rasch verschmälert. Querschnitt, wahrscheinlich nur infolge von Verdrükkung, elliptisch. Luftkammern niedrig, etwa $4^1/_2$ bis 6 mm hoch; die unmittelbar hinter der Wohnkammer gelegene hat etwa 23 mm (größeren) Durchmesser. Die Trennungswände zwischen den Kammern sind sehr flach gewölbt, die Kammergrenzlinien leicht gewellt und nach dem Sipho hin rückwärts gebogen. Dieser liegt unmittelbar am Rande der Luftkammern. Er ist perlschnurförmig; in jeder Kammer bildet er eine beutelförmige Verdickung, die am Hinterrand der Kammern beginnt und deren Höhe (=Breite) etwa vier Fünftel der Kammerhöhe beträgt. An den verengten

Stellen, also im vorderen Fünftel einer jeden Kammer, hat der Sipho einen Durchmesser von etwa 2 bis $2^1/_2$ mm (Taf. 6, Fig. 17).

Die Schalenoberfläche ist mit ziemlich dichtstehenden, flachgewundenen Querwülsten verziert, die durch schmälere, flach konkave Zwischenräume getrennt werden. Mit Hilfe der Lupe sind ferner auf den Wülsten wie Zwischenräumen noch undeutliche Intermediärstreifen zu bemerken.

O. giengelsbergensis hat Ähnlichkeit mit *O. Calceolae* A. Roem.[1]) aus den Calceolaschiefern von Festenburg, doch ist das Gehäuse dieser Art viel langsamer nach hinten verschmälert.

Jovellania triangularis d'Arch. et de Vern.

1866. *Orthoceras triangulare* d'Arch. et de Vern. — A. Roemer, Beitr. nw. Harzgeb. V, S. 4, Taf. 33, Fig. 2.
1884. » » Beushausen, Oberh. Spir., S. 40.
1896. *Jovellania triangularis* Maurer, Rupbachtal[2]), S. 641, Taf. 16, Fig. 1; dort die ältere Literatur.
1900. » » Beushausen, Devon Oberh., S. 72.

Beushausen führt *Jovellania triangularis* nach A. Roemer aus den Rammelsberger Schichten vom oberen Granetal an. Roemer's Abbildung ist verfehlt; doch wird das Vorkommen der Art durch einige andere im Geologischen Landesmuseum aufbewahrte Exemplare vom Oberharz belegt. In der Denckmann'schen Sammlung befindet sich ein Kern mit einem Rest des Abdrucks aus den quarzitischen Nessigi-Schichten vom Großen Bärental, in Gesellschaft von *Pterinea fasciculata* Goldf. und *Pleurotomaria findespinosa* Dahm., sowie ein Kern aus den Schalker Schichten vom Auerhahn. Auch in der älteren Halfar'schen Sammlung ist ein großes Exemplar vorhanden, das lose am Damm des Oberen Kellerhalsteiches gefunden wurde.

[1]) A. Roemer, Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges, V. Palaeontographica, Bd. XIII, S. 205, Taf. 33, Fig. 5. 1866.

[2]) Maurer, Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devons. 10. Nachträge zur Fauna und Stratigraphie der Orthocerasschiefer des Rupbachtales. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. X.

Cyrtoceras sp.

Auf einem Stück quarzitischen Sandsteins vom Großen Bärentalsberg im Goslarer Museum bemerkt man eine Reihe zusammenhängender Luftkammern einer ziemlich stark gekrümmten, nach hinten nur sehr allmählich verschmälerten *Cyrtoceras*-Art. Die Höhe der größten der Kammern beträgt an der konvexen Seite etwa 5 mm; ihr Durchmesser etwa 30 mm.

Ein ähnliches Stück von der Schalke mit einer langen Wohnkammer sah ich in der Sammlung des Königl. Oberbergamts in Clausthal (Slg. Wimmer).

Sipho und Schalenskulptur sind nicht bekannt.

Die Art erinnert an *Cyrtoceras depressum* Goldf., die bekannte Form aus dem Mitteldevon der Eifel, doch ist eine genauere Bestimmung zurzeit nicht möglich.

Gastropoda.

Pleurotomaria (Eotomaria) giengelsbergensis n. sp.

Taf. 6, Fig. 19—23.

Schale mittelgroß, mit etwa sieben schwach konvexen Windungen, die zusammen ein ausgesprochen konisches Gehäuse bilden. Die Kante der Windungen trägt einen schräg nach unten vom Gehäuse abstehenden, als scharfe und dünne Lamelle ausgebildeten Kiel, der sich über die unmittelbar darunter liegende Naht legt. Auf dem äußersten Rande des Kieles liegt das schmale Schlitzband, dessen Lunulenskulptur an einem der sehr scharfen Abdrücke nachzuweisen war.

Die breite Basis ist fast eben; die Ansatzstelle des lamellenartigen Kieles ist hier durch eine leichte Niveauänderung, durch die er von der übrigen Fläche der Basis abgegrenzt wird, markiert (Taf. 6, Fig. 23).

Die Skulptur besteht aus außergewöhnlich schrägstehenden und häufig gebündelten Anwachsstreifen von wechselnder Stärke, die auf der Oberseite der Windungen schwach, auf der Basis stärker gebogen sind und die auch auf die Kiellamelle übergehen[1]).

[1]) *Pleurotomaria Kleini* Beush., die bis jetzt nur im Steinkern bekannt war,

Am Steinkern sind die, ebenfalls mit einem scharfen Kiel versehenen Windungen etwas stärker gewölbt als auf dem Abdruck, was auf Unterschiede in der Schalendicke schließen läßt.

Am nächsten verwandt mit *Pl. giengelsbergensis* sind *Pl. (Eotomaria) Kleini* Beush.[1]) und die amerikanische *Eotomaria Hitchcocki* Clarke aus dem Chapman Sandstone[2]). *Pl. Kleini*, von der ich zum Vergleich ein Exemplar abbilde (Taf. 8, Fig. 1), unterscheidet sich durch ihre viel beträchtlichere Größe und das stets niedrigere, meistens sogar sehr flache Gehäuse. *Eotomaria Hitchcocki* steht *Pl. giengelsbergensis* näher durch das etwa gleichgroße und gleichhohe Gehäuse, entfernt sich aber wiederum von ihr durch die erheblich stärker gewölbte Basis und die dementsprechend nach unten bauchig ausgehöhlte Mündung. Die Zahl der Windungen beträgt bei der amerikanischen Art nach Clarke's Textangabe nur 4 bis 5; nach seinen Abbildungen ist ihre Zahl etwas größer, zum Beispiel beträgt sie bei dem in seiner Fig. 19 wiedergegebenen Exemplar 7, wie bei *Pl. giengelsbergensis*.

Vorkommen. *Pl. giengelsbergensis* hat sich bis jetzt nur in den Giengelsberger Schichten gefunden, gehört also zu den für diese Tiergemeinschaft bezeichnenden Arten. Es liegen fünf Steinkerne und vier gute Abdrücke vor.

Pleurotomaria findespinosa Dahm.

Taf. 7, Fig. 13—19.

1917. *Pleurotomaria findespinosa* Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 461, Taf. 36, Fig. 6.

Zur Ergänzung meiner in der früheren Abhandlung gegebenen Beschreibung dieser Art gebe ich hier noch die Abbildung der

besitzt eine ganz analoge Skulptur, wie sich an einem Abdruck des Gehäuses (Slg. Denckmann) und einem solchen der Basis (Slg. d. Verf.), die sich gut ergänzen, feststellen ließ. An dem Denckmann'schen Exemplar glaube ich auch die Schlitzbandskulptur erkennen zu können.

[1]) Beushausen, Oberh. Spir., S. 48; Taf. 1, Fig. 10. — A. Fuchs, Einige neue oder weniger bekannte Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon. Dies. Jahrbuch, Bd. 33, II, S. 76; Taf. 8, Fig 2. 1912.

[2]) J. M. Clarke, Early Devonic History of New York. New York State Mus., Mem. 9, Pt. II, p. 100; pl. 23, fig. 11—19. 1909.

Gehäuse einiger sehr schöner Exemplare der kleineren Variante, die in den Giengelsberger Schichten so ungemein häufig ist. Das in Fig. 14 dargestellte Plastilinpositiv zeigt auch die Stacheln, die allerdings wohl nicht in ihrer ganzen Länge erhalten sind; es wurde angefertigt wie das in meiner früheren Arbeit abgebildete. An den übrigen Figuren sind die Stacheln nur in dem Grade erkennbar, wie sie auf einen nicht nachpräparierten Plastilinabdruck übergehen.

Taf. 7, Fig 18 und 19 zeigen die Mündung zweier Exemplare mit der Spindelfalte, Fig. 11 gibt einen Steinkern aus den Nessigi-Schichten wieder. Er ist natürlich, wie die meisten Gastropodenkerne, nur an der Hand des zugehörigen Abdrucks sicher bestimmbar. Einen Steinkern von *Pl. findespinosa* stellt vielleicht auch Roemer's *Turbo ? subangulosus*[1]) vor.

Murchisonia acutecarinata Spriestb.

Taf. 7, Fig. 1—6.

1915. *Murchisonia acutecarinata* Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon[2]), S. 4, Taf. 1, Fig. 2—2c.

Ich erwähnte bereits in meiner früheren Arbeit, daß sich diese Art der Remscheider Schichten auch im Kahlebergsandstein findet. Sie unterscheidet sich von *M. Nessigi* A. Roem.[3]) lediglich durch eine etwas andere Gestaltung des Kieles, der das Schlitzband trägt und durch eine etwas andere Schalenverzierung. Der Kiel liegt bei *M. acutecarinata* in der Mitte oder (besonders bei alten Exemplaren) mehr oder weniger unter der Mitte der Umgänge. Er ist an der Stelle, wo er an die Schale ansetzt, breiter als bei *M. Nessigi;* die beiden Säume, die ihn zusammensetzen, sind einander keilförmig zugeneigt, während sie bei *M. Nessigi* eine Schneide bilden. Außerdem wird bei *M. acutecarinata* der Kiel von zwei linearen

[1]) A. Roemer, Die Versteinerungen des Harzgebirges, Taf. 8, Fig. 8. 1843.

[2]) Spriestersbach, Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 80.

[3]) Vergl. Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 463.

Spiralrippen umsäumt, dafür fehlt aber die bei der andern Art beobachtete Verzierung am Oberrand der Windungen[1]).

Ich lasse, des Vergleiches halber und zur Ergänzung meiner früher gegebenen Beschreibung, auch noch einige typische, mittelgroße Exemplare von *M. Nessigi* abbilden (Taf. 7, Fig. 7—9).

Steinkerne von *M. acutecarinata* und *M. Nessigi* sind nicht zu unterscheiden.

Bei jungen Individuen beider Arten sind die Umgänge am Unterrand etwas gekantet (Taf. 7, Fig. 6). Dies kommt daher, daß sich die Windungen nicht in gleichem Grade bedecken wie bei den älteren Tieren, und daher eine auf der Unterseite vorhandene Spiralkante gerade noch hervorsieht. Diese ist auf der Basis natürlich bei allen Exemplaren zu beobachten; während sie jedoch bei jungen Tieren als deutlich gerundeter Kiel erscheint, ist sie bei sehr alten nur noch durch eine Änderung im Niveauabfall der Basis angedeutet.

Auch der Kiel, der das Schlitzband trägt, ist bei alten Tieren viel stumpfer als bei jungen und mittelgroßen; die bei *M. acutecarinata* ihn einfassenden Spiralrippen sind aber auch in diesen Fällen noch deutlich zu beobachten (Taf. 7, Fig. 1). Die Lunulen des Schlitzbandes sind trotz ihrer Kleinheit bei den Harzer Abdrücken von *M. acutecarinata* in vielen Fällen noch gut zu erkennen.

An mehreren Exemplaren wurde auch die Mündung beobachtet (Taf. 7, Fig. 4). Sie ist etwas erweitert; die Außenlippe ist dünn, die Innenlippe durch Umschlagung verdickt und mit einem sanft zurückgebogenen und unten etwas nach auswärts gedrehten, ziemlich langen kanalartigen Fortsatz versehen. Das Gehäuse war also geschwänzt, und unsere Art stellt mithin eine echte

[1]) Nur bei ganz wenigen der überaus zahlreich vorliegenden scharfen Abdrücke von *M. acutecarinata* wurde auch diese Verzierung schwach angedeutet gefunden. Die Skulpturelemente der einen Form scheinen also, wenigstens in der Anlage, auch bei der andern vorhanden zu sein, wodurch besonders deutlich die nahe Verwandtschaft der beiden, immerhin aber gut zu trennenden Arten oder Mutationen gekennzeichnet wird.

Murchisonia im Sinne Waagen's vor[1]), während z. B. die manchmal ebenfalls in ziemlich hochgewundenen Formen auftretende *Pleurotomaria findespinosa*, da sie eine vorn gerundete Mündung besitzt, als echte *Pleurotomaria* im Sinne dieses Autors zu betrachten ist.

Vorkommen. *M. acutecarinata* Sprestb., die auch in den Remscheider Schichten gesellig auftritt, ist eines der häufigsten Fossilien in der Giengelsberger Fauna (Slg. Denckmann und Goslarer Museum). Sie vertritt dort, wie im geologischen Teil dieser Arbeit besprochen wurde, die in den Nessigi-Schichten ebenfalls durch ihre Häufigkeit hervortretende *M. Nessigi*. Vereinzelt geht sie aber auch selbst in die Nessigi-Schichten über; sie findet sich dort in einigen Aufschlüssen, in denen auch noch andere »Überläufer« aus der Giengelsberger Fauna beobachtet worden sind (am Wege unter dem Kamm des Giengelsberges und im oberen Gelmketal).

Murchisonia kahlebergensis n. sp.

Taf. 15, Fig. 17 u. 17a.

Gehäuse klein, getürmt, mit etwa 7 bis 8 Windungen. Diese sind niedrig (etwa dreimal so breit als hoch) und gerundet. An der Stelle ihrer größten Wölbung, etwas unterhalb der Mitte, liegt das schmale Schlitzband. Es ist von zwei kräftigen Kielen eingefaßt, von denen der obere etwas mehr hervortritt als der untere; außerdem bemerkt man noch einen schwachen, aber deutlichen, gerundeten Spiralkiel auf der Oberseite der Windungen und einen noch schwächeren auf deren Unterseite. Beide sind etwa in der Mitte zwischen Schlitzband und Naht gelegen. Eine sehr schwache Radialstreifung ist ebenfalls vorhanden.

Die Basis ist stark gewölbt. Von der Mündung ist nur die im oberen Teil etwas schwielige, nicht sehr breite Innenlippe bekannt.

Es ist naheliegend, unsere Art mit einigen der von Oehlert

[1]) Koken, Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias. — N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VI. S. 366. 1889.

aus dem französischen Devon beschriebenen Murchisonien zu vergleichen. Von diesen kommt ihr *M. breviculus* OEHL.[1]) in der Größe und Skulptur am nächsten, doch hat diese Art ein weniger getürmtes und nach der Mündung hin viel rascher verbreitertes Gehäuse, auch sind die Kiele kräftiger als bei der Harzer Form, wodurch die Windungen kantiger erscheinen.

Pleurotomaria trilineata SANDB.[2]) aus dem Mitteldevon von Villmar hat kräftigere Radialskulptur und einen Längskiel mehr als *M. kahlebergensis*, ist dieser aber in der Gesamterscheinung ähnlich.

Vorkommen. Schwarzer Hermann, Schalker Schichten (vier Exemplare, Slg. DENCKMANN); Westseite des Herzberges, Festenburger Schichten (Slg. DAHMER).

Pedasiola hercynica n. sp.

Taf. 7, Fig. 10—12.

Vergl. 1884. *Bellerophon carina* BEUSHAUSEN, Oberh. Spir., S. 46, Taf. 2, Fig. 2.

Ein in Steinkernen verschiedener Altersstadien vorliegender Gastropod zeigt nahe Beziehungen zu einer wichtigen Art der Remscheider und Hobräcker Schichten: *Salpingostoma tripleura* A. FUCHS[3]). J. SPRIESTERSBACH hat (briefliche Mitteilung) für die Gruppe von Bellerophontiden, die die Dreiteilung der Schale (also das Merkmal von *Bucanella)* mit einer Verbreiterung der Mündung vereinigen, und deren Mündung im Gegensatz zu *Salpingostoma* nicht ganzrandig, sondern mit einem deutlichen, ziemlich hoch hinauf reichenden Schlitz versehen ist, die neue Gattung *Pedasiola* aufgestellt. Ebenso wie *Salpingostoma tripleura* ist auch

[1]) OEHLERT, Descriptions de quelques espèces dévoniennes du département de la Mayenne. Bull. Soc. Étud. Scient. Angers, p. 86 (= p. 22 des Sonderabdrucks), t. 8, fig. 5—5 f. 1887.

[2]) G. u. F. SANDBERGER, Die Versteinerungen des rheinischen Schichtensystems in Nassau, S. 202, Taf. 24, Fig. 16, 16a. 1850—1856.

[3]) SPRIESTERSBACH u. FUCHS, Remscheid, S. 75, Taf. 11, Fig. 1, 2.
H. SCHMIDT jun., Devon Elberfeld, S. 52, Taf. 3, Fig. 18—20.
A. FUCHS, Molluskoiden und Mollusken aus deutschem Devon, S. 75, Taf. 8, Fig. 3—7.

die ihr nahestehende Harzer Schnecke, der ich den Artnamen *hercynica* gebe, zu dieser neuen Gattung zu stellen.

Pedasiola hercynica unterscheidet sich von *P. tripleura* durch eine wesentlich geringere Erweiterung der Mündung und vor allem durch die Schalenskulptur. Es treten nämlich neben den auch bei *P. tripleura* vorhandenen, sichelförmig geschwungenen Anwachsstreifen noch verhältnismäßig weit voneinander abstehende, unregelmäßige Spiralstreifen auf, die im Alter recht grob werden können und dann auch auf dem Steinkern sichtbar sind. Die Schalenoberfläche erscheint durch diese Spiralstreifen in Bänder zerlegt, die an den Stellen der Kreuzung mit den Anwachsstreifen leicht geknickt oder sogar in einzelne, etwas gegeneinander versetzte Glieder zerlegt sind.

Die neue Art erreicht, wie meine Abbildung Taf. 7, Fig. 12 erkennen läßt, zuweilen ganz bedeutende Größe. Im allgemeinen bewegen sich jedoch die Dimensionen innerhalb derjenigen von *P. tripleura*. Der Kiel ist in der Jugend auch am Steinkern sehr scharf, mit zunehmendem Alter verflacht er, nimmt eine gerundet-dachförmige und schließlich wulstige Gestalt an.

Vielleicht ist auch Beushausen's *Bellerophon carina* nichts weiter als ein unvollständiges Exemplar von *P. hercynica*. Leider bleibt dieser Gastropod unbestimmbar, da die Mündung nicht erhalten und auch die Schalenskulptur nicht bekannt ist. Der Name *Bellerophon carina* muß daher eingezogen werden.

Vorkommen. *P. hercynica* ist ziemlich häufig in den Giengelsberger Schichten, viel seltener in den Nessigi-Schichten (Großes Bärental, Herzberg, Slg. Denckmann; Gosetal 4,0, Slg. Dahmer). Beushausen's Original von *Bellerophon carina* stammt vom Eingang in das obere Granetal bei Hahnenklee; es liegen Anzeichen dafür vor, daß dieser Fundpunkt ebenfalls in den Nessigi-Schichten liegt.

Bellerophon n. sp.

Der einzige Rest, ein vollständiger Abdruck aus den Schalker Schichten des Oberen Kellerhalsteiches (Slg. Dahmer) ist durch die auffallend stark erweiterte Mündung charakterisiert. Ein Schlitz-

band ist angedeutet; im übrigen läßt sich von der Schalenskulptur nicht viel erkennen.

Straparollus Kirchneri n. sp.

Taf. 15, Fig. 16.

Ein scharfer Abdruck aus den Giengelsberger Schichten in der Denckmann'schen Sammlung zeigt ein weitgenabeltes Gastropodengehäuse, das aus fünf runden, sich nur zum kleinen Teil bedeckenden Windungen besteht. Auf dem letzten Umgang ist auch die aus feinen, etwas geschwungenen Streifen bestehende Schalenzeichnung deutlich zu erkennen. Herr Dr. H. S. Kirchner in Würzburg, dessen Verdienst um die Erkennung der Art ich durch die Namengebung festlegen möchte, bestimmte diese als typischen Vertreter der Gattung *Straparollus*.

Koken bemerkt in seiner Abhandlung »Über die Entwicklung der Gastropoden vom Cambrium bis zur Trias«, S. 410, daß »von unterdevonischen *Straparollus*-Arten so gut wie nichts bekannt« sei; die Auffindung einer Art im Kahlebergsandstein ist demnach von besonderer Wichtigkeit.

Str. Kirchneri ist sehr nahe verwandt mit dem als Beispiel für die Gattung in Zittel's »Grundzügen der Palaeontologie« (3. Aufl., 1910, I. Abt., Fig. 791 auf Seite 379) abgebildeten *Str. Dionysii* Montf. aus dem Untercarbon.

Außer dem beschriebenen Abdruck liegt noch ein etwas kleinerer, im übrigen aber vollkommen mit jenem übereinstimmender vor, den ich in dem braungelben Sandstein der Nessigi-Schichten in dem alten Steinbruch am Herzberg (Herzberger Weg) im Forstbezirk 101 auffand.

Holopea distincta n. sp.

Taf. 8, Fig. 2—9.

1884. *Macrocheilus?* sp. Beushausen, Oberh. Spir., S. 52, Taf. 1, Fig. 7.
1900. *Macrochilina?* sp. Beushausen, Devon Oberh., S. 73.
1917. *Holopea* n. sp. Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 449 u. 526.
Vergl. 1909. *Holopea Beushauseni* Clarke, Devon. Hist. New York, 2, p. 101, pl. 23, fig. 20—22.

Gehäuse kegelförmig, mit 5 bis 6 Windungen. Diese sind, besonders am Steinkern, am oberen Rande etwas kantig und ein

wenig ineinander eingeschachtelt, so daß die Naht leicht eingedrückt und nach unten gerichtet erscheint. Die Seiten sind abgeflacht, die Basis ist stark gewölbt. Die letzte Windung ist verhältnismäßig hoch; bei manchen Individuen so hoch, wie alle übrigen zusammen, bei anderen, besonders bei den mehr turmförmig gestalteten (Taf. 8, Fig. 2), aber wesentlich niedriger. Eine lückenlose Reihe von Übergängen beweist, daß in den etwas niederen und den höheren Formen die gleiche Art vorliegt.

An manchen Stücken ist auch die Mündung zu beobachten. Die äußere Lippe ist schmal, die innere verdickt und mit einer Falte versehen, die auf die Spindel fortsetzt und erst in den oberen Windungen obsolet wird (Taf. 8, Fig. 3, 6 u. 9). Diese Spindelfalte ist an ihrem Außenrande stark verbreitert (besonders nach oben) und daher von haken- oder pilzförmigem Querschnitt (Textfig. 3).

Figur 3.



Querschnitt durch die Spindelfalte dreier Exemplare von *Holopea distincta*, stark vergrößert.

Die letzte Windung hat auf dem Kern in der Nähe der Mündung einen wesentlich geringeren Durchmesser als auf dem Abdruck, was auf eine dicke Schale an dieser Stelle schließen läßt.

Die Skulptur besteht aus äußerst schwachen, etwas gebündelten Anwachsstreifen, die auf der Seitenfläche fast geradlinig verlaufen. Sie sind aber nur auf scharfen Abdrücken deutlich zu erkennen.

Vorkommen: *H. distincta* gehört zu den Begleitern von *Murchisonia Nessigi* bezw. *M. acutecarinata*, *Pleurotomaria finde-*

spinosa und *Ctenodonta obsoleta*, ist also ein charakteristischer Bestandteil der Nessigi-Schichten und der Giengelsberger Schichten. Sie findet sich besonders in den letztgenannten Ablagerungen ungemein häufig, sowohl mit anderen Fossilien zusammen, als auch in Bänken für sich allein. Sie erreicht dort auch die größten Dimensionen. In den Nessigi-Schichten, besonders von Gosetal 4,0, vom Steinbruch an der Mündung des Schnackentales und vom oberen Gelmketal, ist sie ebenfalls nicht selten. In den Schalker und in den Festenburger Schichten kommt sie jedoch nur vereinzelt vor (Slg. Denckmann und Slg. Dahmer).

Synonymik: Zu *Holopea distincta* gehört zweifellos der von Beushausen als *Macrocheilus?* sp. beschriebene Gastropodenkern. Genannter Autor erwähnt auch bereits die starke Spindelfalte. Die von ihm ebenfalls hervorgehobene plötzliche Erweiterung der Mündung am Steinkern ist kein besonderes Kennzeichen der Art, denn sie wurde auch bei anderen Gastropodenkernen beobachtet.

Clarke hat aus dem amerikanischen Chapman Sandstone, dessen Gastropodenfauna noch andere Beziehungen zu der des Oberharzes erkennen läßt, eine ebenfalls gesellig auftretende *Holopea Beushauseni* beschrieben, die er mit Beushausen's *Macrocheilus?* sp. identifiziert, und die sich im ganzen Habitus auch mit diesem deckt. Indes ist in Clarke's Beschreibung die nicht leicht zu übersehende Spindelfalte nicht erwähnt, und bei der von ihm mit *H. Beushauseni* verglichenen *Holopea* sp. von Edmunds Hill, a. a. O. Taf. 23, Fig. 23 u. 24, fehlt sie auf alle Fälle, wie die Abbildung erkennen läßt. Nun haben Beobachtungen von R. Wedekind[1]) an anderen Gastropoden zwar gezeigt, daß der Spindelfalte nicht immer der Charakter eines konstanten Skulpturelementes zukommt. Da aber bei allen Exemplaren der Harzer *Holopea* die starke Falte vorhanden ist, kann ich nach dem Prinzip, daß man in der Paläontologie getrennt halten soll, was sich in klarer Weise trennen läßt, diese Art mit der amerikanischen nicht identifizieren. Es hat daher der eigentlich auf die Harzer Schnecke

[1]) Wedekind, Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie, S. 22. 1916.

passende Name *H. Beushauseni* für die amerikanische zu gelten und jene mußte neu benannt werden.

Clarke hat auf die Ähnlichkeit seiner Art mit dem Typus der Gattung *Macrocheilus*, dem bekannten mitteldevonischen *M. arculatus* Schloth.[1]) hingewiesen. Noch näher dürften ihr sowie der Harzer Form die von Lindström beschriebenen, mehr paludinenartigen *Macrochilina*-Arten aus dem Silur Gotlands stehen. Andererseits bestehen aber unverkennbare Beziehungen zu der Gastropodengattung, die man mit dem Sammelnamen[2]) *Holopea* bezeichnet, und dort scheint mir auch die Harzer Art im Hinblick auf die Gestalt der Mündung am besten untergebracht.

Eine *Holopea* hatte Beushausen auch in Roemer's *Turbo? subangulosus*[3]) anfänglich vermutet. Roemer's ganz dürftige Beschreibung bezieht sich auf einen Steinkern, dessen kantige Windungen eher auf *Pleurotomaria findespinosa* als auf eine *Holopea* schließen lassen. Da aber der Abdruck nicht bekannt ist, bleibt Roemer's Stück unbestimmbar und der Name *Turbo? subangulosus* ist einzuziehen.

Verwandt mit *Holopea distincta* sind außer der besprochenen Clarke'schen Art *Holopea antiqua* Vanuxem[4]) aus der unteren Helderberg Group, ferner die etwas kleinere silurische *H. applanata* Lindström[5]). *H. subconica* Hall, die Beushausen[6]) mit *Turbo? subangulosus* verglich, hat eine etwas anders gestaltete Mündung. Nur sehr geringe Beziehungen hat die von Clarke auch zum Vergleich herangezogene *Conchula Steiningeri* Koken[7]), eine Loxonematide aus dem Mitteldevon von Brilon, deren Windungen viel allmählicher an Höhe zunehmen und deren Gehäuse überhaupt ein ganz anderes Gepräge zeigt.

[1]) Goldfuss, Petref. Germ. III, S. 28, Taf. CLXXII, Fig. 15a—e. 1824—44.
[2]) Koken, Entwicklung der Gastropoden, S. 423.
[3]) A. Roemer, Verstein. Harzgeb., S. 29, Taf. 8, Fig. 8.
[4]) Hall, Palaeontology of New York, Vol. III, p. 294, pl. 54, fig. 2, 3. 1859.
[5]) Lindström, On the Silurian Gastropoda and Pteropoda of Gotland. K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. XIX, No. 6, S. 188, Taf. 15, Fig. 46—47. 1881.
[6]) Beushausen, Oberh. Spir., S. 52.
[7]) Koken, Entwicklung der Gastropoden, S. 462, Taf. 13, Fig. 2.

Horiostoma (?) sp.

Taf. 6, Fig. 24, 24a u. 25.

Aus dem an Gastropoden so reichen Gestein der Giengelsberger Schichten stammen zwei Abdrücke einer sehr kleinen, niedrigen Schnecke (Taf. 6, Fig. 24), deren Gehäuse aus drei (oder vier?) gewölbten, rasch an Umfang zunehmenden Windungen besteht. Das Gehäuse und die Basis sind mit kräftigen Spiralkielen verziert; auf der Oberseite der Windungen zähle ich 7, auf der Basis, die nur teilweise erhalten ist, mag nochmals die gleiche Zahl vorhanden gewesen sein. Die Spiralkiele sind durch breite Zwischenräume getrennt und werden durch sehr zarte, schrägstehende Radiallinien miteinander verbunden.

Das rasche Anwachsen des Gewindes und die kräftige Longitudinalstreifung sprechen für die Zugehörigkeit der Schnecke zur Gattung *Horiostoma* Mun.-Chalm. (für den Vergleich käme etwa *H. involutum* Barrois[1]) in Betracht), indes läßt die Erscheinung, daß die Anfangswindungen über die Schlußwindung hervorragen, diese Bestimmung nicht ganz zweifelsfrei erscheinen.

Eine aus dem gleichen Grunde etwas unsichere Stellung im System nimmt auch eine der Harzer Art nicht unähnliche kleine Schnecke aus der Fauna von Erbray ein; es ist dies *Turbo* cf. *Orbignyanus* Vern. et Arch.[2]) Bei dieser Art ragen die jüngeren Windungen noch etwas stärker auf als bei jener, aber andererseits sind auch hier Beziehungen zu *Horiostoma* vorhanden, wie Barrois hervorhebt.

Zwei Abdrücke einer mit der oben beschriebenen nahe verwandten, wenn nicht identischen Schnecke, von größeren Gehäusen herrührend (Taf. 6, Fig. 25), beobachtete ich ferner in den Nessigi-Schichten (Weg unter dem Kamm des Giengelsberges und Großes Bärental). Es sind vier niedrige, rasch an Umfang zunehmende Windungen vorhanden. Die Spiralskulptur besteht auf der konisch abfallenden, nur schwach gewölbten Oberseite

[1]) Barrois, Faune du Calcaire d'Erbray. Mém. Soc. géol. Nord, tome III, p. 218, pl. 15, fig. 8. 1889.

[2]) Barrois, a. a. O., p. 216, pl. 15, fig. 7.

aus 5 kräftigen Kielen und 3 etwas schwächeren Intermediärkielen, die sich zwischen die 4 unteren der stärkeren Kiele einschieben, auf der gewölbten Basis aus insgesamt etwa 7 Kielen, deren Stärke ebenfalls etwas wechselt. Sämtliche Längskiele sind durch dichtstehende, sehr feine, etwas gekrümmte Radialleistchen miteinander verbunden.

Die an einem der Abdrücke teilweise erhaltene Mündung ist weit und hat einfache Ränder.

Ich begnüge mich damit, auch diese größere Form abzubilden. Vergleichsmaterial ist aus dem deutschen Unterdevon nicht vorhanden; bis jetzt ist *H.* cf. *involutum* Barr. von Seifen[1]) der einzige Vertreter von *Horiostoma*, der aus diesen Ablagerungen bekannt wurde.

Lamellibranchiata.

Avicula n. sp.

Die rechte Klappe eines Zweischalers aus den Festenburger Schichten von Gosetal 3, 6 (Slg. Dahmer) gehört einer offenbar neuen *Avicula*-Art an. Die Oberfläche des stark gewölbten, mandelförmigen, nach hinten steil abfallenden Schalenmittelstückes ist von dichtstehenden, scharf markierten, gerundeten Rippen bedeckt, zwischen denen nur ganz vereinzelt feinere Zwischenrippen eingeschoben sind. Zwischenräume und Rippen sind etwa gleichbreit. Durch ein paar kräftige Anwachsstreifen wird die Schalenoberfläche in mehrere Zonen zerlegt. Diese treten auch am Steinkern deutlich hervor, während die Radialskulptur dort nur sehr schwach angedeutet erscheint.

Das Vorderohr ist nur sehr unvollständig erhalten, das Hinterohr kurz, aber durch den steilen Abfall des Schalenmittelstückes deutlich abgeschnürt.

Die Klappe ist etwa 15 mm hoch und 9 mm lang.

---

[1]) Drevermann, Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen unweit Dierdorf. Palaeontographica, Bd. L, S. 234, Taf. 28, Fig. 2. 1904.

Limoptera semiradiata Frech.

Taf. 8, Fig. 10, 10a.

1891. *Limoptera semiradiata* Frech, Aviculiden[1]), S. 65, Taf. V, Fig. 1—3 u. 5—8.

Am Fundort Gosetal 4,0 fand ich den ersten Vertreter der im Oberharz bisher unbekannten Gattung *Limoptera*. Es ist der Steinkern und Abdruck einer Form aus dem Kreise der *L. bifida* Sandb.[2]), und zwar nimmt sie hinsichtlich der Stärke der Berippung eine Mittelstellung ein zwischen der typischen *L. bifida* von Singhofen und ihrer jüngeren Mutation *L. semiradiata* Frech.

Die Skulptur besteht in der Nähe des Vorderrandes und auf dem oberen Teil des Hinterflügels aus einfachen, im übrigen aus dichotomierenden Rippen, zwischen die regellos einzelne ungespaltene eingestreut sind, ferner aus sehr dicht stehenden, deutlichen Anwachsstreifen. Die Rippen sind auf der ganzen Fläche des Steinkernes zu sehen, was nach Frech's Textangaben bei *L. semiradiata* nicht der Fall ist. Trotzdem möchte ich die Harzer Muschel eher an sie als an *L. bifida* angliedern, weil sie ihr im ganzen Habitus näher steht und mit Frech's Abbildungen der *L. semiradiata* gut übereinstimmt. Auf diesen Abbildungen ist nämlich auch bei einigen Steinkernen[3]) auf der ganzen Fläche die Schalenskulptur zu sehen, worauf schon Drevermann[4]) aufmerksam gemacht hat.

Eine Form aus den Remscheider Schichten, die der gleichen Gruppe von Aviculiden angehört, ist von Spriestersbach als *L. bifida* Sandb. *mut. obscura* beschrieben worden[5]). Sie nimmt ebenfalls eine Mittelstellung ein zwischen *L. bifida* und *L. semiradiata*, steht aber wegen ihrer groben Rippen der zuerst genannten Art näher.

---

[1]) Frech, Die devonischen Aviculiden Deutschlands. Abh. geol. Spezialk. Preußen, Bd. IX, Heft 3. 1891.

[2]) Frech, a. a. O. S. 64 ff.

[3]) Frech, a. a. O. Taf. 5, Fig. 6 u. 8.

[4]) Drevermann, Die Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld bei Daun. Palaeontographica, Bd. IL, S. 79. 1902.

[5]) Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 26, Taf. 8, Fig. 1 u. 2.

Pterinea ventricosa Goldf.[1]) **Rechte Klappe.**

Taf. 8, Fig. 11.

Die Zugehörigkeit eines von Beushausen als *Pterinea* n. sp.[2]) von der Nordwestseite des Bocksberges beschriebenen Steinkernes einer stark gewölbten linken Aviculidenklappe zu *Pt. ventricosa* Goldf. hat Frech festgestellt. Die Art ist im Kahlebergsandstein selten; es liegen mir zwei weitere linke Klappen vor, die die fortlaufende Reihe der Schloßzähne und die übrigen Kriterien gut erkennen lassen. Das eine Exemplar stammt vom Knöppelweg, östlich von Bockswiese (Slg. Halfar), das andere aus einem mit *Spirifer subcuspidatus* var. *lateïncisa* erfüllten hellen Sandstein vom Herzberg (Slg. Denckmann). Der erstgenannte Fundort liegt im Bereich der Schalker Schichten[3]); das Stück vom Herzberg dürfte aus den quarzitisch ausgebildeten Festenburger Schichten stammen, aus denen sich vom gleichen Fundort (und mit der gleichen Horizontbezeichnung versehen) so reichlich Material in der Sammlung Denckmann findet.

Von besonderer Wichtigkeit ist aber die Auffindung der bisher auch im rheinischen Devon noch nicht bekannten rechten Klappe dieser Muschel, deren Steinkern ich auf einem Handstück eines schmutzig-grünlichbraunen Sandsteins, aus den Festenburger Schichten vom Herzberg stammend, unter dem Denckmann-schen Material entdeckte. Seine Zugehörigkeit zu *Pt. ventricosa* ergibt sich aus dem Zahnbau und aus dem Umriß. Vorder- und Hinterohr sind kurz. Das Schloß besteht aus einer Reihe von dichtstehenden, steilen und kurzen Zähnen zwischen Vorderohr und Wirbel und vier (fünf?) Zähnen auf dem Hinterohr. Die Fläche des Kernes ist in der Nähe des Vorder- und Unterrandes eben, im Innern schwach konkav; ganz ähnliche Wölbungsverhältnisse zeigt die rechte Klappe von *Pterinea* sp. aff. *ovalis* Follm.

[1]) Frech, Aviculiden, S. 97, Taf. 10, Fig. 1—1c.

[2]) Beushausen, Oberh. Spir., S. 59, Taf. 2. Fig. 7.

[3]) Auf der älteren Reuss'schen Karte des Oberharzes ist der zwischen der alten und der neuen Harzstraße liegende Teil des Forstdistriktes »Knöppelweg« in den »Schwarzen Hermann« einbezogen.

aus den obersten Koblenzschichten von Mandeln[1]), die neben *Pt. ostreïformis* FRECH bisher die einzige Form aus der Gruppe der *Pt. ventricosa* war, von der auch die rechte Klappe vorlag.

Myalina bilsteinensis F. ROEM.

1891. *Myalina bilsteinensis* F. ROEM. — FRECH, Aviculiden, S. 150; Taf. 15, Fig. 3—4a u. Taf. 16, Fig. 9—10.
1909. » » SPRIESTERSBACH, Remscheid, S. 21.

M. bilsteinensis ist durch einen sehr großen und einen kleinen Steinkern in der DENCKMANN'schen Sammlung vertreten. Beide stammen aus den Nessigi-Schichten vom Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalsberg. Das größere Exemplar erreicht die Dimensionen der von FRECH auf Taf. 15 seines Werkes abgebildeten Stücke von Bilstein, das kleinere entspricht in Gestalt und Größe etwa dem dort in Taf. 16, Fig. 9 wiedergegebenen Stück. — Auf die gleiche Art bezieht sich zweifellos auch BEUSHAUSEN's Anführung einer *Myalina* aff. *bilsteinensis* in seinem Fossilverzeichnis Devon Oberh., S. 74.

Der Nachweis von *M. bilsteinensis* im Kahlebergsandstein ist wegen des Vergleiches mit den Remscheider Schichten von Bedeutung, da die Art in diesen Ablagerungen eines der häufigeren und am längsten bekannten Fossilien ist. Sie findet sich dort in Begleitung von *Ctenodonta (Koenenia) obsoleta*, *Modiomorpha bilsteinensis* und *Carydium callidens*, also in einer ganz ähnlichen Gesellschaft wie im Oberharz.

Myalina (Plethomytilus) securis n. sp.

Taf. 9, Fig. 1—3.

Schale groß, beide Klappen mittelmäßig bis stark gewölbt, höher als lang. Alle Exemplare sind mehr oder weniger stark verdrückt und die meisten nicht vollständig erhalten. Es läßt sich jedoch, da ein sehr reiches Material vorliegt, die ursprüngliche Form gut rekonstruieren; das in Taf. 9, Fig. 1 abgebildete Exemplar mag sie am besten bewahrt haben.

[1]) DAHMER, Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. Dies. Jahrb. Bd. XXXVI, Teil I, Texttafel zu S. 204/205 (Abbild. b). 1915.

Wirbel nach vorn gerichtet und anscheinend nicht über den Schloßrand hervorragend. Schloßrand gerade, Ligamentarea breit. Vorderrand unter dem Wirbel stark eingezogen, dann kräftig vorspringend und in einer stumpfgerundeten Ecke in den halbkreisförmigen, langen Unterrand übergehend. An diesen setzt in breitem Bogen der steil nach oben ansteigende Hinterrand an.

Am Vorderende der Ligamentfläche befindet sich eine schräggestellte, nicht mit Streifung versehene Grube, deren Ausguß auf allen Steinkernen als langer und schmaler, oben zugespitzter, walzenförmig gerundeter Zapfen zu bemerken ist. Die Grube diente offenbar zur besseren Anheftung des Ligamentes; daß sie nichts mit einer Zahngrube zu tun hat, geht schon daraus hervor, daß sie in beiden Klappen an derselben Stelle liegt.

Am Vorderrand war die lamellöse Schale sehr dick (bis zu 13 mm am größten Exemplar), verflachte sich aber schon in kurzer Entfernung davon. Am Hinterrand scheint sie sogar sehr dünn gewesen zu sein; es ist dies wohl auch der Grund, weshalb die meisten Exemplare dort zerbrochen sind. Unter der dicken Schalenpartie am Vorderrand ist der Steinkern mit Tuberkeln besetzt; hinter dieser Stelle erscheint er, infolge der starken Abnahme der Schalendicke, plötzlich aufgequollen.

Muskeleindrücke sind nicht mit Sicherheit zu erkennen.

Die Schalenskulptur besteht aus zahlreichen feinen, zu Bündeln gruppierten Anwachsstreifen.

Kegel hat neuerdings die Hall'sche Gattung *Plethomytilus*, die Frech mit *Myalina* vereinigte, wieder aufgerichtet[1]). Auf Grund der von ihm angegebenen Unterscheidungsmerkmale wäre die vorliegende und ebenso die im folgenden Abschnitt beschriebene Aviculide in die Gattung *Plethomytilus* einzuordnen. Da aber in der neuesten Literatur bei den verschiedenen Autoren noch keine eindeutige Auffassung der genannten Gattungsbegriffe zu konstatieren ist, habe ich die alte Bezeichnung *Myalina* hier vorläufig beibehalten.

[1]) Kegel, Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 76, S. 64 u. 65. 1913.

Verwandtschaftliche Beziehungen zu *M. securis* besitzen *M. Goëensis* KAYSER[1]) und *M. egregia* WHIDBORNE[2]). Eine Form, die der letztgenannten Art des englischen Mitteldevons sehr nahesteht, ist vor einiger Zeit auch im rheinischen Unterdevon nachgewiesen worden[3]).

Vorkommen. Die schöne Form, eine der größten Myalinen aus dem deutschen Devon, erfüllt eine Grauwackenbank am Pfeifenweg, an der Südwestseite des Rammelsberges, die den Nessigi-Schichten angehört. Über die Fundstelle dieser und zahlreicher anderer wichtiger Arten liegen einige Angaben von L. DENCKMANN's Hand vor. Danach steht das Gestein »an der Südseite des Rammelsberges am Wegufer auf dem Wege (von Goslar) nach dem Kinderbrunnen an. Bei Anlage des Weges ist das aufgebrachte Gestein z. T. herabgerollt, und in diesem haben sich die in der Sammlung befindlichen Stücke gefunden«. — Nur ein einziges Exemplar von *Myalina securis*, ebenfalls in der DENCKMANN'schen Sammlung, stammt von einem anderen Fundort; es ist ein Kern der linken Klappe aus den quarzitischen Nessigi-Schichten vom Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf. Auf dem gleichen Gesteinsstück befinden sich noch *Myalina bilsteinensis*, *Modiomorpha* sp. und *Murchisonia Nessigi*.

Myalina (Plethomytilus) fallax n. sp.

Taf. 8, Fig. 12.

Diese Art liegt mir in zwei zweiklappigen Skulpturensteinkernen vor. Die linke Klappe, die bei beiden Exemplaren die besser erhaltene ist, hat eine täuschende Ähnlichkeit mit einer *Limoptera*, besonders mit *Limoptera obsoleta* SPRIESTB.[4]). Die Wölbung der rechten Schale an beiden Stücken und schließlich wohl auch das Vorkommen in einer ausschließlich mit *Myalina*-Resten erfüllten

[1]) KAYSER, Sur une faune du sommet de la série rhénane, à Pepinster, Goé et Tilff. Ann. Soc. Geol. Belgique, T. 22, p. 187; t. 2, Fig. 1. 1894—1895.

[2]) WHIDBORNE, Devonian Fauna of the South of England. Vol. II, pt. 1. Palaeontogr. Soc. London, Vol. XLV, p. 45, pl. 3, fig. 4, 5. 1892.

[3]) KEGEL, a. a. O. S. 63.

[4]) Vergl. besonders SPRIESTERSBACH, Verstein. rhein. Devon, Taf. 7, Fig. 9.

Bank sprechen aber für die Bestimmung als *Myalina* oder als *Plethomytilus* im Sinne Kegel's (vergl. den vorhergehenden Abschnitt).

Die rechte wie die linke Schale sind ziemlich stark gewölbt, die Wirbel kräftig, über den verhältnismäßig langen, geraden Schloßrand hervorragend und zugespitzt. Der Vorderrand ist unter dem Wirbel zunächst konkav eingebuchtet, springt dann sehr stark vor und vereinigt sich in einer abgerundeten, spitzwinkligen Ecke mit dem Unterrand. Dieser ist stark geschwungen und verläuft in breiter, vollkommener Rundung in den ebenfalls gekrümmten, schräg zurücksteigenden Hinterrand. Schloß- und Hinterrand stoßen in einer stumpfwinkligen Ecke zusammen.

Vom Wirbel zur unteren Hinterecke verläuft ein flachgerundeter Rücken, hinter dem die Schale zu einem kurzen, stumpfen Flügel zusammengedrückt ist. Vor dem Rücken wird die Schale von einer schmalen Furche durchzogen, wie sie auch bei anderen *Myalina*-Arten (*M. bilsteinensis* var. *sulcata* Spriestb.[1]) beobachtet wurde.

Die Beschaffenheit der Ligamentfläche ist wegen der Art der Erhaltung nicht zu erkennen. Auch die Muskeleindrücke sind nicht bekannt.

Die Schalenskulptur besteht aus dichtstehenden, in Bündeln angeordneten, feinen Anwachslinien.

Maße der am besten erhaltenen linken Klappe: Höhe 4 mm, Länge 5,5 mm.

Die beschriebene Art gehört in die gleiche Gruppe wie die aus den rheinischen Unterkoblenzschichten bekannt gewordene *M. assimilis* A. Fuchs[2]).

Vorkommen. *M. fallax* findet sich zusammen mit der im vorigen Abschnitt geschilderten Art in den Nessigi-Schichten an der Südwestseite des Rammelsberges.

---

[1]) Spriestersbach, a. a. O. Taf. 10, Fig. 4 u. 5.

[2]) A. Fuchs, Hunsrückschiefer (Loreleigegend), S. 43, Taf. 10, Fig. 3.

Modiomorpha trigona n. sp.

Taf. 9, Fig. 4—7, Taf. 10, Fig. 1 u. 2.

Schale flach gewölbt, sehr ungleichseitig, nach hinten stark verbreitert. Wirbel nahe dem Vorderende gelegen, sehr klein und nicht über den Schloßrand hervorragend. Schloßrand vor dem Wirbel schwach abwärts gebogen, im übrigen Verlauf gerade; Vorderrand wenig vorspringend, sehr kurz, gerundet. Unterrand vor der Mitte schwach eingezogen, hinten schwach konvex, in breitem Bogen in den langen, schwach gebogenen Hinterrand übergehend. Hinterrand schräg aufsteigend, in einer stumpfgerundeten Ecke mit dem Schloßrand vereinigt. Vom Wirbel zum Unterrand verläuft auf dem Steinkern eine gerundete Transversalkante, die ihn in einen kleineren, etwas zusammengedrückten vorderen und einen größeren hinteren Teil zerlegt. Meist ist noch eine zweite, schwächere, den Unterrand nicht erreichende Transversalkante dicht unter der ersten angedeutet. In diesem Fall ist das zwischen den beiden Kanten liegende Flächenstück des Kernes tiefer eingedrückt als dessen übrige vordere Partie, so daß eine seichte Rinne zwischen den beiden Transversalkanten herläuft. An manchen Kernen ist außerdem noch eine dritte, oberhalb der ersten liegende, besonders schwache Transversalkante zu bemerken, die anfangs dicht unter dem Schloßrand entlang zieht, dann allmählich, nach dem unteren Hinterende des Kernes gerichtet, umbiegt und hierauf bald obsolet wird.

Auch bei *M. eximia* und *M. bilsteinensis* sind drei solcher Falten beobachtet; sie sind in der Anlage vielleicht bei allen *Modiomorpha*-Steinkernen vorhanden.

Das Schloß von *M. trigona* stimmt in der Zusammensetzung mit demjenigen von *M. eximia*[1]) überein, nur ist es, dem Unterschied in der Schalengestalt entsprechend, viel schwächer. Es besteht in der linken Klappe aus einem kurzen und steilen, dreieckigen, in der Längsrichtung unregelmäßig gefurchten Schloßzahn. Er ist gegen die hinter ihm liegende Zahngrube deutlich

[1]) Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 476.

abgegrenzt, nach vorn aber nur allmählich verflacht, so daß es dort zur Ausbildung eines plattenförmigen Fortsatzes kommt, in den eine undeutliche Vertiefung zur Aufnahme eines Stummelzahnes der Gegenklappe eingelassen ist. Das Schloß der rechten Klappe besteht aus einem verhältnismäßig sehr kräftigen und langen, kantigen, schwach gekrümmten und nach vorn zugespitzten (kommaförmigen) Zahn, der dicht unter dem Schloßrand verläuft, ferner aus einem davor befindlichen und durch eine Grube von ihm getrennten kurzen, steilstehenden Zahnstummel, der aber nur an sehr guten Exemplaren noch zu erkennen ist. Bei geschlossener Schale umfaßte der Kommazahn den Zahn der Gegenklappe von oben, während der Zahnstummel in dessen plattenförmigen Fortsatz an der Vorderseite eingriff.

Das Ligament lag in einer sehr schmalen Grube hinter den Wirbeln. Diese ist mit Riefen versehen, unter denen in jeder Klappe eine dicht hinter den Schloßzähnen befindliche als besonders tiefer Einschnitt in die Augen fällt.

Auch die Muskeleindrücke von *M. trigona* entsprechen denjenigen von *M. eximia*: der tief eingesenkte, stark gerauhte, knopfförmige vordere Muskeleindruck ist am Vorderende gelegen, und hinter ihm befinden sich zwei Fußmuskeleindrücke, ein starker, hakenförmig gekrümmter, sowie ein sehr kleiner, kreisrunder, beide ebenfalls mit rauher Oberfläche. Der hintere Adduktor ist äußerst flach.

Die Schalenskulptur besteht aus sehr zarten, gebündelten Anwachsstreifen.

Einzelne Exemplare, besonders Jugendformen (Taf. 9, Fig. 5), sind nicht ganz so stark nach hinten verbreitert wie die auf Taf. 9, Fig. 4 und Taf. 10, Fig. 1 u. 2 wiedergegebenen Stücke. Sie werden dadurch im Umriß *M. praecedens* Beush. ähnlich. Von dieser Art unterscheiden sich indes auch diese Formen der *M. trigona* leicht durch den nicht in gleichem Maße vorgezogenen Vorderrand, die Gestalt des Hinterrandes (bei *M. trigona* schräg abgestutzt, bei *M. praecedens* hingegen gerundet), und vor allem durch das Schloß. Dieses besteht nach Beushausen[1]) bei *M. praecedens*

[1]) Beushausen, Lam., S. 26.

»aus einem unmittelbar unter dem Wirbel gelegenen, nach vorn gerichteten, dreieckigen Zahn in der rechten und einer entsprechenden Zahngrube in der linken«, ist also wesentlich einfacher gestaltet. In der entgegengesetzten Richtung, nämlich durch noch viel stärkere Verbreiterung des Hinterendes, weicht *M. Waldschmidti* H. Schmidt[1]) aus dem Elberfelder Grauwackensandstein von *M. trigona* ab.

Die nächste Oberharzer Verwandte von *M. trigona* ist *M. eximia*; von diesem Zusammenhang war schon oben die Rede. Jugendliche Exemplare können einander in der Schalenform sehr ähneln, doch sind diejenigen von *M. trigona* an dem zwar in der Anlage gleichen, in der Ausbildung aber unvergleichlich viel schwächeren Schloß und der immerhin deutlicheren Tendenz zur Verbreiterung des Hinterendes zu erkennen. Die Gefahr einer Verwechselung liegt übrigens kaum vor, da die beiden Arten ja nicht in der gleichen Fauna vorkommen, sondern sich offenbar gegenseitig vertreten (vergl. Seite 194).

Vorkommen. Häufig, als einziger Vertreter der Gattung, in den Giengelsberger Schichten.

Modiomorpha bilsteinensis Beush.

Taf. 10, Fig. 3 bis 5.

1884. *Modiomorpha* cf. *lamellosa* Sandb. — Beushausen, Oberh. Spir., S. 64, Taf. 2, Fig. 14.

1895. » *bilsteinensis* Beushausen, Lam., S. 19, Taf. 1, Fig. 14—18 u. Textfig. 1.

1895. » » Kayser[2]), Alter von *Myalina bilsteinensis*, S. 127, Taf. 3, Fig. 4—6.

1900. » cf. *lamellosa* Sandb. — Beushausen, Devon Oberh., S. 55 u. 74.

Diese wichtige Form der Remscheider Schichten kommt auch im Kahlebergsandstein vor.

Das Schloß der rechten Klappe besteht bei den Harzer

[1]) H. Schmidt, Devon Elberfeld, S. 52; Taf. 2, Fig. 2—4. — Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 38; Taf. 12, Fig. 6.

[2]) Kayser, Über das Alter von *Myalina bilsteinensis*. Dies. Jahrb. f. 1894 (Bd. XV). 1895.

Exemplaren aus einem sehr kräftigen, gerundeten, nach vorn nur allmählich verjüngten und erst am Vorderende kurz zugespitzten Zahn, der gerade oder kaum merklich gekrümmt und schräg nach vorn und oben gerichtet ist. Vor ihm liegt die Grube für einen ähnlich gestalteten, aber schwächeren und steiler gestellten Zahn der Gegenklappe, davor noch eine sehr kurze, zahnartige, schmale Leiste, die mit dem Hauptzahn oben in spitzem Winkel verbunden ist und, da sie nach unten undeutlich wird, meist wie ein an seine Spitze angehängtes Häkchen aussieht. Sie entspricht offenbar dem verkümmerten vorderen Zahn in der rechten Klappe von *M. eximia* und *M. trigona*. Der Zahn der linken Klappe fällt an der vorderen Fläche weniger steil ab als an der hinteren; bei manchen Exemplaren ist sogar der flache Fortsatz an der Vorderseite angedeutet, den ich bei *M. trigona* schilderte.

Die Herren Spriestersbach und Fuchs hatten die Freundlichkeit, meine Stücke mit typischen Exemplaren von Bilstein zu vergleichen und stellten fest, daß diese mit denen vom Oberharz vollkommen übereinstimmen. Aus der Literatur über die Bilsteiner Form ging dies nicht klar hervor.

Verzerrte Exemplare von *M. bilsteinensis* können *M. eximia* ähnlich werden; es läßt sich jedoch auch an solchen Stücken an der Form und Lage des Hauptschloßzahnes der rechten Klappe (oder der ihm entsprechenden Grube in der linken) feststellen, um welche Art es sich handelt. Dieser Zahn liegt bei *M. eximia* näher am Schloßrand, ist länger, gekantet (von dreiseitigem Querschnitt), deutlicher gebogen und spitzer.

Vorkommen. *M. bilsteinensis* gehört zu den für die Nessigi-Schichten ganz besonders bezeichnenden Arten; sie ist dort neben *Ctenodonta obsoleta* var. *Lasii* und *Modiomorpha eximia* der häufigste Zweischaler. Als Seltenheit kommt sie auch in den Schalker Schichten (Bocksberg, Schwarzer Hermann) vor. Sammlungen Denckmann und Dahmer, Clausthaler und Göttinger Museum.

Radiatodonta goslariensis n. gen. n. sp.

Taf. 10, Fig. 6 u. 7.

Zwei linke Klappen eines Zweischalers, von zwei verschiedenen Fundorten in der Umgebung von Goslar stammend, gehören einer Form an, die sich an die *Modiomorpha*-Arten aus dem Kreise der *M. eximia* angliedert, aber im Schloßbau von *Modiomorpha*, selbst wenn man den Begriff etwas weiter faßt, als dies BEUSHAUSEN getan hat, doch so wesentlich abweicht, daß die Abtrennung einer neuen Gattung notwendig wird.

Das Merkmal dieser Gattung, die ich *Radiatodonta* benenne, ist das Vorhandensein mehrerer kurzer, steilstehender, nach oben konvergierender (demnach wie Radspeichen angeordneter) Schloßzähne bei im übrigen modiomorphaähnlichem Schalengepräge. Der Schloßbau kann als die einseitige Fortbildung einer Anlage aufgefaßt werden, die schon bei *Modiomorpha eximia* und *M. trigona* angedeutet ist. Bei diesen beiden Arten ist in der rechten Klappe vor dem großen kommaförmigen, sehr schrägen Zahn noch ein schwächerer, steilgestellter Zahnstummel vorhanden, und auch bei *M. bilsteinensis* ist ein vertikales Schloßelement in dem hakenförmigen Anhang am Vorderende des Schloßzahnes der rechten Klappe angedeutet.

Die beiden in meinen Abbildungen wiedergegebenen Vertreter der neuen Gattung sehen ziemlich verschieden aus. Ich möchte sie trotzdem mit Vorbehalt zu einer einzigen Art vereinigen, da die Schloßbildung jedenfalls die gleiche ist und ähnliche Schwankungen im Umriß (teils ursprünglich, teils durch Verzerrung verursacht) auch bei den oben zum Vergleich herangezogenen *Modiomorpha*-Arten vorkommen. Das in Fig. 6 abgebildete Exemplar ist, nach dem Aussehen der Begleitversteinerungen zu schließen, sicher nicht wesentlich verdrückt und kann daher wohl als Typus der Art gelten.

Unter dieser Voraussetzung der Zugehörigkeit beider Stücke zu der gleichen Art lautet die Definition von *Radiatodonta goslariensis* folgendermaßen:

Schale von mäßiger bis mittlerer Wölbung, sehr ungleich-

seitig, querelliptisch. Der kleine, nicht über den Schloßrand hervorragende Wirbel liegt im ersten Schalenviertel. Schloßrand in gleichmäßigem Bogen verlaufend, Vorderrand vorgezogen, abgerundet. Unterrand fast gerade, nur vor der Mitte ganz leicht eingezogen. Hinterende, soweit sich an dem vorliegenden Material feststellen läßt, breit gerundet. Vom Wirbel verläuft zum Hinterrand ein deutlicher, gerundeter Diagonalrücken, der ein hinteres Schalenfeld absondert; vor dem Rücken liegt eine kaum merkliche Depression. Andere Transversalkanten sind nicht angedeutet.

Das Schloß der rechten Klappe (Taf. 10, Fig. 6a) besteht nach den Beobachtungen am Kern der linken aus vier kurzen, oben zugespitzten und nach oben konvergierenden Schloßzähnen, von denen die beiden vorderen schräg nach hinten gerichtet sind, der dritte etwa vertikal zum Schloßrand steht und der hinterste schräg nach vorn gerichtet ist. Die beiden mittleren Zähne sind kräftiger ausgebildet als die beiden anderen. Zwischen den vier Zähnen liegen drei Gruben, die offenbar zur Aufnahme von Zähnen der (unbekannten) Gegenklappe dienten, und die hinsichtlich Form und Größe denen der rechten Klappe sehr ähnlich gewesen sein müssen. Die bei *Modiomorpha* zu beobachtende Riefung des hinteren Schloßrandes fehlt hier.

Der vordere Schließmuskeleindruck liegt dicht vor der Schloßzahngruppe; er ist relativ groß, oval und nur mäßig eingesenkt. Seine Ausfüllung auf dem Steinkern erscheint daher nicht, wie bei den ähnlichen *Modiomorpha*-Arten, knopfförmig, sondern lappig. Am Vorderende ist der Adduktor durch eine schmale, schräg nach vorn gekrümmte Schwiele gestützt. Hinter ihm liegen, dicht beieinander, zwei Fußmuskeleindrücke, von denen der hintere etwa dreimal so groß ist als der vordere. Beide sind tief eingesenkt und haben eine gerauhte Oberfläche. Der hintere Schließmuskeleindruck ist nicht zu erkennen.

Die Skulptur der Schalenoberfläche besteht aus sehr schwachen, gebündelten Anwachsstreifen.

Vorkommen. Nessigi-Schichten von Gosetal 4,0 (Slg.

Dahmer) und vom Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf (Slg. Denckmann).

Ctenodonta (Koenenia) obsoleta Goldf. n. var. **giengelsbergensis.**

Taf. 11, Fig. 1–6.

Die typische *Ctenodonta obsoleta*, eine der allerhäufigsten Formen der Remscheider Schichten, machte ich in meiner früheren Arbeit auch aus den Nessigi-Schichten des Kahlebergsandsteins bekannt; häufiger als der Typus ist dort allerdings die große Varietät *Lasii* Roem. (Taf. 11, Fig. 7).

In den Giengelsberger Schichten ist *Ct. obsoleta* ausschließlich durch eine andere, neue Abart vertreten, die hauptsächlich durch ihre eigenartige Schalenzeichnung charakterisiert ist. Sie ist der häufigste Zweischaler der genannten Schichten und stets vorzüglich erhalten; auch zweiklappige Exemplare haben sich gefunden (Taf. 11, Fig. 3).

Die Skulptur ist auf beiden Klappen die gleiche und dadurch ausgezeichnet, daß neben den feinen und gröberen Anwachsstreifen, die wie beim Typus die ganze Schale bedecken, auf dem vor den Radialkielen liegenden Schalenteil außerdem noch 12 bis 16, in gleichmäßigen Abständen angeordnete, kräftige konzentrische Lamellen vorhanden sind. Sie setzen in den meisten Fällen noch über den vorderen Kiel hinweg, werden aber hinter ihm obsolet, bevor sie den zweiten Kiel erreichen. Eine weitere Skulptureigentümlichkeit der Varietät *giengelsbergensis* besteht im Auftreten einer zarten, linearen Radialkante in der Depression zwischen den beiden kräftigen Radialkielen am hinteren Schalenende; sie ist dem hinteren Kiel etwas mehr genähert als dem vorderen. Da sie nur einen Bestandteil der Schalenzeichnung bildet, ruft sie keine Veränderung im Niveau der Schalenoberfläche hervor und geht auch nicht auf den Steinkern über. Es ist anzunehmen, daß diese feine Radialkante auch bei den anderen Varietäten der *Ct. obsoleta* vorhanden ist und nur an der Giengelsberger Form wegen der Vortrefflichkeit der Erhaltung zum erstenmal beobachtet wird.

Im Umriß ist die neue Abart mehr gestreckt als der in der Regel mehr oder weniger elliptisch gestaltete Typus[1]), auch ist das Hinterende der Schale etwas stärker zugespitzt. Am Steinkern ist außerdem das Ende des hinteren Kieles stark aufgebläht, so daß zweiklappige Kerne, von oben betrachtet, hinten geschnäbelt erscheinen; auch der vordere Kiel ist am äußersten Ende manchmal etwas angeschwollen. Auf den Abdrücken sind hingegen die Kiele in ihrem ganzen Verlauf von gleichmäßiger Stärke. Sehr nahe kommt var. *giengelsbergensis* in der Schalengestalt der var. *Lasii*, doch ist sie in der Regel nicht so lang und so groß, obwohl sie ausnahmsweise, wie ein Steinkern im Goslarer Museum erkennen läßt, auch recht stattliche Dimensionen annehmen kann.

Die Muskeleindrücke sind nicht so tief eingesenkt wie bei *typus* und var. *Lasii*. Der vordere erscheint auf dem Steinkern als breite Schwiele, der hintere ist mehr gestreckt, walzenähnlich. Beide sind von einer konzentrischen, etwas runzeligen Bänderung durchzogen, die bei dem vorderen Adduktur dem Vorder-, bei dem hinteren dem Hinterrand der Schale parallel läuft.

Die außergewöhnlich günstige Erhaltung der Steinkerne läßt auch am Schloß einige Einzelheiten erkennen, die als Beitrag zur Charakterisierung der Untergattung *Koenenia* hier angeführt seien. Die großen Palisadenzähne (etwa 10 bis 11 vorn, 25 bis 29 hinten), von denen nur die unter dem Wirbel liegenden etwas eingeknickt sind, liegen auf einer breiten Leiste. Sie ist an den Enden etwas abwärts gebogen, läuft aber im übrigen dem Schloßrand parallel. Um ihren Oberrand zieht eine deutliche, unmittelbar an die oberen Enden der Zähne anstoßende, rinnenartige Vertiefung, während eine viel schmälere, nach den Seiten hin obsolet werdende Furche ihren Unterrand markiert. Diese untere Furche verläuft aber etwas unterhalb der Unterenden der Zähne, so daß ein unterer Streifen der Leiste glatt bleibt; diese glatte Partie ist manchmal auch etwas abgeschrägt. An den aller-

[1]) Vergl. die Abbildungen von Beushausen, Lam., Taf. 8, Fig. 10, und Spriestersbach, Remscheid, Taf. 3, Fig. 15—17.

schärfsten Kernen ist ferner an den Zähnen unter der Lupe eine querstehende, feine, seitliche Riefelung zu erkennen. Eine solche ist auch bei anderen Zweischalern ganz verschiedener Gattungen beobachtet[1]). Sie diente zweifellos zur Verstärkung des Zusammenhaltens dicker und schwerer Schalen. Auch ein pathologisches Exemplar befindet sich unter den von mir untersuchten Kernen; bei ihm ist die Leiste mit den Schloßzähnen einem während des Wachstums eingedrungenen Fremdkörper (*Spirorbis*-Schälchen) ausgewichen.

Zum Schlusse sei noch ein Wort über den Begriff der Untergattung *Koenenia* gesagt, da hierüber einige Unklarheiten in der Literatur aufgekommen sind. *Koenenia* umfaßt eine natürliche Gruppe von Ctenodontiden, nämlich *Ct. obsoleta* GOLDF. mit den Varietäten *Lasii* und *giengelsbergensis*, *Ct. migrans* BEUSH. und *Ct. tenuidens* SPRIESTB. Diese Arten sind im Sinne von BEUSHAUSEN's ursprünglicher Definition von *Koenenia*[2]) gekennzeichnet durch die bauchige Gestalt der Schale, die stark entwickelten Wirbel, die an Arcaceen erinnernden Palisadenzähne und die Art ihrer Anordnung. Keine *Koenenia* ist *Ctenodonta Eschbachiana* SPRIESTB.[3]). Zwar würde diese Art nach einer Angabe BEUSHAUSEN's bei der Einteilung der Ctenodontiden in den »Lamellibranchiaten« (Seite 70) hierhergehören. Diese Angabe, wonach das Auftreten zweier durch einen Sinus getrennter Kiele *Koenenia* charakterisiere, ist aber wegen ihrer Unvollständigkeit irreführend; es müßten ja sonst auch die Harzer Arten aus dem Kreise der *Ctenodonta Bartlingi* hier untergebracht werden, und alle diese Arten sind keine Koenenien nach BEUSHAUSEN's ursprünglicher und von ihm später nur in einem Punkte (hinsichtlich des Verlaufes der Zahnreihe) als ungültig erklärten Definition.

Vorkommen. *Ct. obsoleta* var. *giengelsbergensis* ist in zahl-

---

[1]) BEUSHAUSEN, Über den Bau des Schlosses bei *Mecynodus*, nebst Bemerkungen über die Synonymik einiger Zweischaler des rheinischen Devons. Dies. Jahrb., Bd. XIII, S. 95. 1892.

[2]) BEUSHAUSEN, Oberh. Spir., S. 27.

[3]) SPRIESTERSBACH u. FUCHS, Remscheid, S. 30.

reichen Exemplaren in der Denckmann'schen Sammlung sowie im Goslarer Museum vertreten. Sie stammen alle aus den Giengelsberger Schichten. Aus anderen Horizonten ist nur ein Stück bekannt, das in den Nessigi-Schichten am Weg unter dem Kamm des Giengelsberges gefunden wurde und sich in meiner Sammlung befindet.

Nucula sp.

In den Giengelsberger Schichten hat sich als einziger Vertreter der Gattung der Kern einer *Nucula* gefunden, der nicht sicher bestimmbar ist. Für den Vergleich kommen *N. grandaeva* Goldf. und *N. Lieseri* Spriestb.[1]), eine Form der Remscheider Schichten, in Betracht. Auch in den Nessigi-Schichten kommen Kerne einer ähnlichen *Nucula*, wahrscheinlich einer verkümmerten *N. grandaeva*, vor. Das Zurücktreten dieser letztgenannten im Schalker Sandstein so ungemein häufigen Form in jenen Schichten ist bemerkenswert.

Nuculana Beushauseni H. Schmidt.

Taf. 11, Fig. 11.

1895. *Nuculana* sp., aff. *securiformis* Goldf. — Beushausen, Lam., S. 60, Taf. 4, Fig. 29.

1909. » *Beushauseni* H. Schmidt jun. Devon Elberfeld, S. 58, Taf. 1, Fig. 3.

Die von Beushausen mit *N. securiformis* Goldf. verglichene *Nuculana*-Art aus dem Grauwackentonschiefer von Elberfeld, die sich von der Goldfuss'schen Art »durch mehr zurückliegenden Wirbel, breiteres Vorderende und weniger lang ausgezogenes Hinterende« unterscheidet, ist, wie H. Schmidt richtig erkannte, zweifellos eine selbständige, wohlcharakterisierte Art. Sie findet sich nicht selten in den Giengelsberger Schichten; die Konstanz ihrer Merkmale konnte durch die Untersuchung zahlreicher Exemplare der Denckmann'schen Sammlung bestätigt werden. Im übrigen Kahlebergsandstein kommt diese Art nicht vor, sie gehört also zu den für die Giengelsberger Tiergemeinschaft bezeichnenden Formen.

[1]) Spriestersbach u. Fuchs, Remscheid, S. 25, Taf. 4, Fig. 3 u. 4.
Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 40, Taf. 13, Fig. 1 u. 2.

Der Beschreibung Beushausen's und Schmidt's sei noch hinzugefügt, daß die Zahl der kleinen Schloßzähne in der rechten Klappe etwa 10 vor und 6 hinter der Ligamentgrube beträgt, und daß die Muskeleindrücke oval und, besonders der vordere, außergewöhnlich schwach sind.

Cypricardella unioniformis Sandb.

Taf. 11, Fig. 10.

1917. *Cypricardella unioniformis* Sandb., Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 509.

Zur Ergänzung meiner Mitteilung a. a. O. über das Auftreten dieser Art im Kahlebergsandstein gebe ich die Abbildung eines Steinkernes (mit Schloß) aus der Denckmann'schen Sammlung.

Cypricardella simplex Beush.

Taf. 12, Fig. 11 und 12.

1884. *Cypricardinia? simplex* Beushausen, Oberh. Spir., S. 114, Taf. 3, Fig. 9.
1900. *Cypricardella?* » » Devon Oberh., S. 76.

Beushausen hat einen unvollkommenen, aber immerhin zur Wiedererkennung der Art ausreichenden Kern eines Zweischalers aus den Schalker Schichten des Bocksberges ursprünglich als *Cypricardinia? simplex* beschrieben und später unter Vorbehalt in die Gattung *Cypricardella* eingereiht. Ich fand am gleichen Fundort zwei weitere Kerne dieser Art, die ganz ähnliche Dimensionen (11 mm Höhe, 16 mm Breite) wie das Göttinger Original (11:15,5) aufweisen. Auch im Umriß decken sie sich mit dem Original, wenn man berücksichtigt, daß dessen starke Abschrägung an der Hinterseite auf Bruch zurückzuführen ist.

Auch die neugefundenen Exemplare sind in einen rauhen, quarzitischen Sandstein eingebettet, der der Erhaltung von Details nicht günstig ist; immerhin konnte ich die wichtigsten Elemente des zarten Schlosses an ihnen feststellen. Sie bestehen in einem kurzen, dreieckigen, schrägstehenden Schloßzahn und einer dahinterliegenden Schloßzahngrube in der linken Klappe, und einem entsprechenden Komplex: Grube mit dahinterliegendem etwas längerem Schloßzahn in der rechten Klappe. Bei geschlossener Schale fiel demnach der Schloßzahn der linken Klappe vor den

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der rechten. Ob auch noch Leistenzähne vorhanden waren, läßt sich nicht erkennen; indes genügt die Beobachtung der vorhandenen Schloßbestandteile, um die Zugehörigkeit der Art zu *Cypricardella* mit Sicherheit darzutun.

In der Denckmann'schen Sammlung befindet sich ein Cypricardellenkern aus den Nessigi-Schichten von der Südwestseite des Rammelsberges, der höchstwahrscheinlich ebenfalls *C. simplex* angehört.

Cypricardella modiolaris n. sp.

Taf. 10, Fig. 8—12 u. Taf. 11, Fig. 8 u. 9.

1884. *? Pleurophorus robustus* Beushausen, Oberh. Spir., S. 106, Taf. 3, Fig. 11.
1900. *? Modiomorpha ? robusta* » Devon Oberh., S. 55 u. 74.
1917. *Cypricardella* n. sp. Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 509.

Schale vorn und unten schwach, hinten und oben erheblich stärker gewölbt, ungleichseitig, mit ziemlich dicken, nach vorn gerichteten, meist weit vor der Mitte gelegenen Wirbeln, unter denen sich eine Lunula befindet. Umriß der Schale eiförmig; kürzere und höhere Exemplare sind etwas seltener als verlängerte. Schloßrand unter den Wirbeln stumpfwinklig geknickt, vorn leicht eingezogen, hinten bis zum Übergang in den Hinterrand fast geradlinig und dem Unterrand parallel laufend. Vorderrand breit gerundet, in schön geschwungenem, unten etwas schrägem Bogen in den flach gerundeten Unterrand übergehend. Der ziemlich stark konvexe Hinterrand setzt in einer abgerundeten, etwa rechtwinkligen Ecke an den Unterrand an, zieht steil aufwärts und geht in breitem Bogen allmählich in den hinteren Schloßrand über. Vom Wirbel zur unteren Hinterecke verläuft ein nach hinten ausgebogener, breit gerundeter Rücken, hinter dem die Schale steiler abfällt. Dem Verlauf dieses Rückens entspricht die größte Wölbung der Schale; das durch ihn abgetrennte hintere Schalenfeld ist in eigenartiger Weise aufgebläht, hauptsächlich an der Stelle, die der Vereinigung von Schloß- und Hinterrand gegenüber liegt und die durch die Lage des hinteren Muskeleindrucks gekennzeichnet ist. Vor dem Rücken bemerkt man auf gut erhaltenen Steinkernen eine ebenfalls vom Wirbel ausgehende, anfangs schmale und mäßig tief eingesenkte, bald aber stark verbreiterte und verflachte Depression.

Das Schloß besteht in der linken Klappe aus einem vorderen, spitz-kegelförmigen, sehr schrägstehenden Zahn und einem dahinter liegenden, dicht unter dem Schloßrand herlaufenden, langen, leistenförmigen, der eigenartig gestaltet ist. Er beginnt unmittelbar hinter der Spitze des vorderen Zahnes und ist anfangs nadelförmig schmal, an den Seiten gekantet und schwach längsgerieft. Auf etwa halber Länge verbreitert er sich ziemlich unvermittelt nach unten, so daß ein keulenförmiges Hinterende mit gerundeten Seiten entsteht.

Das Schloß der rechten Klappe besteht aus einem kurzen und schwachen, knollenförmig-kegelig gestalteten Zahn, der bei geschlossener Schale vor den Schloßzahn der Gegenklappe zu liegen kam, und aus zwei leistenförmigen Zähnen. Von diesen ist der untere kurz: er legte sich bei geschlossener Schale unter das schmale Vorderteil des Leistenzahnes der Gegenklappe und endigte da, wo dessen keulenförmige Erweiterung beginnt, während sich der obere, viel längere Leistenzahn über den Keulenzahn legte.

Das Ligament lag in einer ausgekehlten Grube am hinteren Schloßrand.

Der vordere Muskeleindruck ist dreieckig-eiförmig und im oberen Teil tief eingesenkt. Er ist durch eine schwache Schwiele gestützt. Über ihm liegt ein kleiner, aber sehr tiefer Fußmuskeleindruck, dessen Ausfüllung als charakteristisches kegelförmiges Zäpfchen an allen Steinkernen aufragt. Der hintere Muskeleindruck ist wesentlich größer als der vordere, flach, von eiförmiger Gestalt und in dem aufgeblähten Teil der Schale in der Nähe des Hinterrandes gelegen. Der Mantelrand tritt auf allen Steinkernen scharf hervor.

Die Skulptur besteht aus unregelmäßigen, äußerst schwachen, gebündelten Anwachsstreifen auf der ganzen Schale, sowie einigen stärkeren, die nur in der Nähe des Unterrandes auftreten und dort die Schalenoberfläche in dachziegelig angeordnete Blätter zerlegen.

C. modiolaris ist gegenüber anderen *Cypricardella*-Arten cha-

rakterisiert durch ihre einer Modiolopside auffallend ähnelnde Gestalt. Auch die Aufblähung des Hinterteiles und der Bau des Schlosses sind sehr bezeichnend.

Vielleicht ist auch Beushausen's *Modiomorpha? robusta* nichts weiter als ein sehr schlecht erhaltener Kern unserer Art. Zwar ist an ihm vom Schloß fast nichts erhalten, so daß er nicht mehr mit Sicherheit zu bestimmen ist, indes läßt er einen sehr tiefen vorderen Fußmuskeleindruck von der für *C. modiolaris* typischen Form erkennen, und auch die noch vorhandenen Reste von Leistenzähnen, der Umriß und die Wölbungsverhältnisse deuten auf diese Art hin.

Von anderen *Cypricardella*-Arten kommt *C. Pandora* W. E. Schmidt aus den Aviculidenbänken des Lenneschiefers[1]) *C. modiolaris* nahe; das von H. Schmidt abgebildete Exemplar aus dem Grauwackentonschiefer von Elberfeld[2]) ähnelt ihr sehr. Doch hat *C. Pandora* einen gerundeteren Umriß, die Wirbel sind mehr der Mitte genähert und ragen fast gar nicht hervor, und auch die Schloßanlage ist eine andere. — *C. elongata* Beush. ist durch den weiter vorgezogenen Vorderrand, den stark geschwungenen Unterrand, die viel schwächeren, an den Steinkernen[3]) fast nie erhaltenen Wirbel, die weniger nach hinten ausgebogene und daher die Schale in mehr diagonaler Richtung durchlaufende Kante und durch die Schalenskulptur zu unterscheiden. — Stark (durch Verzerrung?) verkürzte Individuen von *C. modiolaris* können *C. curta* Beush. ähnlich werden.

Vorkommen: *C. modiolaris*, auf deren Existenz ich in meiner früheren Arbeit schon hingewiesen habe, ist die wichtigste Vertreterin der Gattung *Cypricardella* im Kahlebergsandstein. Sie ist bis jetzt nur aus den Nessigi-Schichten bekannt. Sie tritt bankbildend in den hellen quarzitischen Sandsteinen in der Umgebung

---

[1]) W. E. Schmidt, Der oberste Lenneschiefer zwischen Letmathe und Iserlohn. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. LVII, S. 556; Taf. 22, Fig. 2 u. 3. 1905.

[2]) H. Schmidt, Devon Elberfeld, S. 58; Taf. 1, Fig. 8.

[3]) Beushausen, Über einige Lamellibranchiaten des rheinischen Unterdevons. Dies. Jahrb. f. 1888, Taf. 4, Fig. 3 u. 4. 1889.

des Dickekopfes auf, besonders in dem Wasserriß zwischen diesem Berg und dem Drecktalsberg, sowie am Eichweg auf der Strecke zwischen Dickekopf und Giengelsberg. Nicht selten ist sie auch in braunen und braunroten mulmigen Lagen in dem Grauwackensandstein an der Südwestseite des Rammelsberges. Slg. DENCKMANN und Slg. DAHMER.

Carydium gregarium BEUSH.

1895. *Carydium gregarium* BEUSHAUSEN, Lam., S. 156, Taf. 14, Fig. 1—6.

Ein typischer Kern der linken Klappe; das Schloß stimmt mit BEUSHAUSEN's Beschreibung und Abbildung vollkommen überein.

Der hintere Zahn der zugehörigen rechten Klappe war, wie dies auch der genannte Autor an manchen Exemplaren schon beobachtet hat, durch eine tiefe Furche längsgespalten, so daß man von zwei am Vorderende verschmolzenen hinteren Zähnen sprechen könnte. Die beiden fast kreisrunden Muskeleindrücke sind nicht so tief eingesenkt als bei den nachstehend beschriebenen Exemplaren von *C. callidens* SPRIESTB.

Vorkommen. Blaugrauer, braun verwitternder Grauwackensandstein vom Kinderbrunnenweg an der Südseite des Rammelsberges. Nessigi-Schichten. Slg. DENCKMANN.

Im rheinischen Devon ist die Art nur aus den Siegener Schichten und den Unterkoblenzschichten bekannt[1]). Über *C. gregarium* aus den Dalhousie Beds und Oriskany-Schichten des amerikanischen Devons siehe Seite 256.

Carydium callidens SPRIESTB.

1909. *Carydium callidens* SPRIESTERSBACH, Remscheid, S. 33, Taf. 4, Fig. 8—12.
1909. » *gregarium* CLARKE, Devon. Hist. New York, Pt. II, p. 141, pl. 33, fig. 11—14.
1915. » *callidens* SPRIESTERSBACH, Verstein. rhein. Devon, S. 61.

Von dieser Form der Remscheider Schichten, die eine Mittelstellung zwischen *C. gregarium* BEUSH. und *C. sociale* BEUSH. einnimmt, liegen zwei Exemplare, nämlich je ein Kern der linken

[1]) Anmerk. während der Korrektur: Neuerdings (Sommer 1920) fand ich sie auch in den obersten Koblenzschichten im Kreise Wittgenstein auf. D. Verf.

und der rechten Klappe vor. Sie stammen von der Südwestseite des Rammelsberges, aus dem braungelben, glimmerreichen, weichen Sandstein, der etwas an das Giengelsberger Sediment erinnert, aber noch die Nessigi-Fauna führt (vergl. S. 187 u. 188).

Die linke Klappe, deren Schloß sehr gut erhalten ist, zeigt die Grube für einen Leistenzahn, der die von Spriestersbach beschriebene Form hat, und für einen dreieckigen Schloßzahn, der zweimal längsgespalten ist; der Kern ist daher außerordentlich ähnlich dem von genanntem Autor Taf. 4, Fig. 8 abgebildeten Remscheider Exemplar.

Das Schloß der rechten Klappe zeigt den dreieckigen vorderen Zahn und den hinteren Leistenzahn; unter diesem, parallel dem hinteren Schloßrand, verläuft aber außerdem noch eine lange und scharfe, nach hinten etwas verbreiterte Furche, die sehr lebhaft an eine Leistenzahngrube erinnert. Sollte ihr, wie ich annehmen möchte, ein Zahn der Gegenklappe entsprechen, so müßte dieser unter der dort vorhandenen Leistenzahngrube zu beobachten sein; in der Tat ist auf dem Kern der Gegenklappe dicht unter der Ausfüllung der Leistenzahngrube ein schmaler und tiefer Einschnitt zu beobachten, den man wohl als schmalen Leistenzahn deuten muß. Bei den Remscheider Exemplaren ist ein Leistenzahn in der linken Klappe noch nicht beobachtet, doch zeigt das Schloß in anderer Hinsicht große Neigung zur Variation.

Der vordere Muskeleindruck ist außergewöhnlich tief eingesenkt. Bei *C. gregarium* ist er viel flacher, auch ist sein Umriß dort ein etwas anderer.

J. M. Clarke erwähnt das Auftreten von »*C. gregarium*« im amerikanischen Devon, und zwar sowohl in den Dalhousie Beds (a. a. O., S. 33; Taf. 5, Fig. 6—12) als auch in den Oriskany-Schichten (a. a. O., S. 141; Taf. 33, Fig. 11—13). An den Stücken aus den Oriskany-Schichten ist auch das Schloß zu beobachten. Nach den Abbildungen entspricht es vollkommen demjenigen von *C. callidens*, so daß man auf jeden Fall die Exemplare aus den Oriskany-Schichten nunmehr mit dem Namen dieser Art, die bei

Erscheinen der CLARKE'schen Arbeit noch nicht als selbständig ausgesondert war, bezeichnen muß.

Carydium angulatum n. sp.

Taf. 15, Fig. 14 u. 15.

Diese Art zeigt eine ähnliche Schloßanlage wie *C. callidens*, ist aber gekielt; sie steht demnach zu der genannten Art in dem gleichen Verhältnis wie *C. carinatum* MAUR. zu *C. sociale* BEUSH.[1]).

Schale stark gewölbt, länger als hoch, nach hinten stark verschmälert. Der kräftige Wirbel liegt vor der Mitte und ist etwas nach vorn gekrümmt; seine Ausfüllung auf dem Steinkern bedeckt nur teilweise die hohe, stark entwickelte Schloßfläche. Schloßrand rechtwinklig geknickt, Vorderrand einen schön gerundeten, breiten Bogen bildend, Unterrand fast gerade (etwas hinter der Mitte ganz leicht eingebuchtet). Er bildet eine spitze Ecke mit dem sehr schräg zurücksteigenden, schwach auswärts gekrümmten Hinterrand. Vom Wirbel zur Hinterecke verläuft ein scharfer, leicht S-förmig geschweifter, stark hervortretender Kiel, hinter dem die Schale steil abfällt. Vor ihm liegt eine seichte Depression, der geringen Einziehung des Unterrandes entsprechend.

Das kräftige Schloß besteht in der rechten Klappe aus einem ziemlich steilstehenden Schloßzahn, der die Form eines etwas ausgehöhlten, dreieckig-knolligen Zapfens hat, sowie einem am Vorderende hakenartig abwärts gebogenen, starken Leistenzahn, hinter dem noch ein zweiter, sehr feiner Leistenzahn liegt. Der Winkel, den der Schloßzahn mit den Leistenzähnen bildet, ist der gleiche wie bei *C. callidens*. Der Schloßzahn ist durch tiefe Furchen in drei Einzelzähne zerteilt, die aber durch einen gemeinsamen Oberrand miteinander verbunden bleiben.

In der linken Klappe liegt ein scharfer, vorn und hinten zugespitzter Leistenzahn, den die Gruben für die beiden Leistenzähne der Gegenklappe umgeben; vor ihm befindet sich die Grube für den dreieckigen Schloßzahnkomplex der Gegenklappe. Aber

[1]) Eine Zusammenstellung der bis 1915 aus dem deutschen Devon bekannten *Carydium*-Arten siehe SPRIESTERSBACH, Verstein. rhein. Devon, S. 61 ff.

auch die dazwischen liegende verdickte dreieckige Partie der Schloßplatte zeigt mehrere vertikale Furchen. Sie sind als Gruben für eine Reihe von schmalen Schloßzähnen aufzufassen, die bei der zugehörigen rechten Klappe zwischen dem dreieckigen Schloßzahn und dem vorderen Leistenzahn liegen mußten[1]). Die *Carydium* eigene feine Riefelung der Zähne verläuft stets quer zu diesen; die Zerteilung der Zähne oder der Schloßplatte hat mit ihr also nichts zu tun.

Der vordere Muskeleindruck ist dreieckig-gerundet und sehr tief eingesenkt. Der hintere ist nicht deutlich zu erkennen.

Die Schale von *C. angulatum* war glatt; nur unter der Lupe kann man auf dem Abdruck Spuren von Anwachsstreifen wahrnehmen.

Die Existenz einer gekielten Form aus der Verwandtschaft des *C. callidens*, die man unmöglich als bloße Varietät dieser Art betrachten kann, bildet eine Bestätigung für die Auffassung Spriestersbachs, daß auch *C. carinatum* nicht nur eine Varietät von *C. sociale* ist, wie Maurer annahm, sondern eine selbständige Art.

Vorkommen. Nur in den Giengelsberger Schichten. Zwei Steinkerne und ein Abdruck in der Sammlung Denckmann.

Montanaria lata n. sp.

Taf. 14, Fig. 2 u. Taf. 17.

Schale groß, oval, ungleichseitig, sehr flach tellerförmig gewölbt. Die kleinen, nicht über den Schloßrand hervorragenden Wirbel liegen im ersten Schalenviertel und sind nach vorn gerichtet. Vor ihnen eine schmale Lunula. Der Vorderrand springt beträchtlich vor und verläuft in schmal gerundetem Bogen in den

[1]) An einem leider isolierten *Carydium*-Schloß in der Denckmannschen Sammlung, das, da es vom Giengelsberg stammt, wohl ebenfalls *C. angulatum* angehörte, erscheint die dreieckige Partie der Schloßplatte der linken Klappe überhaupt in drei zugeschärfte, quergestreifte Zähne aufgelöst. Hier ist also ein Schloßzahnkomplex auch in der linken Klappe vorhanden; es ist dies eine Weiterentwicklung des bei *C. sociale* und *C. gregarium* sehr einfach gestalteten Schlosses in der bei *C. callidens* bereits angedeuteten Richtung.

Unterrand, auch die übrigen Schalenränder gehen in schön verlaufenden Kurven ineinander über. Der Unterrand zeigt hinter der Mitte eine sehr schwache Einziehung, die an allen gut erhaltenen Stücken zu beobachten und daher als Artmerkmal anzusprechen ist. Das gleiche gilt wohl von einer sanften Knickung des Hinterrandes. Diese liegt, wie sich aus dem Verlauf der Anwachsstreifen feststellen läßt, bei kleineren Stücken ziemlich hoch, also in der Nähe des hinteren Schloßrandes und schiebt sich beim Wachsen der Schale allmählich nach unten.

Auf der vorderen Fläche der Steinkerne erheben sich, von der Wirbelgegend ausgehend, zwei (nur an guten Stücken erkennbare) schwielenartige Anschwellungen; die obere ist diagonal gerichtet, die untere läuft dem Unterrand parallel. Zwischen ihnen liegt eine äußerst flache Depression.

Das Schloß ist im Verhältnis zur Größe der Muschel schwach. Die nach vorn gerichteten Zähne sind schmal, konisch gestaltet, zugespitzt und längsgerieft. In der rechten Klappe liegen ihrer drei: ein starker Hauptzahn in der Mitte, ein schwächerer darunter und ein scharfer, schmaler, aber zweifellos echter dritter Zahn darüber, unmittelbar unter der Ligamentgrube. In der linken Klappe beobachtet man nur zwei Zähne, die sich bei geschlossener Schale um den Hauptzahn der Gegenklappe legten. Die Ligamentgrube ist vorn schmal und tief, nach hinten zu aber verflacht und hier unregelmäßig gefurcht. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß bei der Einbettung der Schale noch ein Teil des dicken Ligamentes erhalten war.

Der vordere, birnförmig gestaltete Schließmuskeleindruck liegt nahe dem Vorderende; über ihm bemerkt man einen kleinen, vertieften Fußmuskeleindruck. Der hintere Schließmuskeleindruck ist flacher, groß und eiförmig gerundet. Er liegt gegenüber der Mitte des Hinterrandes. Beide Adduktoren werden durch eine deutliche Mantellinie verbunden, deren Ausfüllung bei manchen Steinkernen in eine Reihe perlschnurförmig aneinandergefügter Tuberkeln aufgelöst ist.

Die Skulptur der Schale besteht aus ziemlich regelmäßig

angeordneten, gebündelten, feinen Anwachsstreifen, die in der Nähe des Unterrandes etwas blättrig werden.

Der vorliegende interessante Zweischaler wurde mir zuerst in dem Taf. 14, Fig. 2 abgebildeten Exemplar aus dem hellen Quarzsandstein der Schalker Schichten vom Bocksberge bekannt, das ich in der Göttinger Universitätssammlung auffand. Später entdeckten Herr Spriestersbach und ich die Art auf einer gemeinsamen Exkursion auch in den Remscheider Schichten, in einem Bahneinschnitt dicht bei Marienheide (Bl. Gummersbach). Die Art kommt dort nicht selten in den mit *Myalina bilsteinensis* F. Roem. erfüllten Bänken eines rauhen Grauwackenschiefers vor. Durch den Vergleich mit dem Harzer Exemplar hat Herr Spriestersbach *M. lata* auch in zwei von ihm an einem anderen Fundpunkt der Remscheider Schichten (Nieder-Genkel) gesammelten, sehr schlecht erhaltenen Zweischalerresten wiedererkennen können[1]).

Daß die für die Remscheider Schichten leitende Gattung *Montanaria* durch ihre beiden wichtigsten Arten (*M. lata* n. sp. und *M. ovata* Spriestb.) auch im Kahlebergsandstein vertreten ist, spricht besonders deutlich für die im Geologischen Teil dieser Abhandlung hervorgehobenen nahen faunistischen Beziehungen zwischen den beiden Ablagerungen.

Goniophora bipartita F. Roem.

Taf. 12, Fig. 10.

1895. *Goniophora bipartita* F. Roem., Beushausen, Lam., S. 200; Taf. 17, Fig. 14—16, 35. Dort die ältere Literatur.

Diese Art, die im rheinischen Devon nach den bisherigen Erfahrungen nicht über die Unterkoblenzschichten hinaufgeht[2]),

[1]) Während der Drucklegung vorliegender Arbeit hat Herr Spriestersbach hierüber bereits berichtet: Dieses Jahrbuch, Bd. 39, Teil I, S. 36 u. 37 (1919). Die in diesem Aufsatz für den Vergleich mit anderen *Montanaria*-Arten gegebene kurze Skizzierung von *M. lata* muß, wie man aus meiner auf der Untersuchung des Gesamtmaterials basierenden Beschreibung ersieht, einige Änderungen erfahren. D. Verf.

[2]) Nur ein unsicheres Vorkommen im Koblenzquarzit von Luxemburg gibt Vietor an (a. a. O., S. 51).

hat sich in den Nessigi-Schichten von Gosetal 4,0 und vom Herzberg (Steinbruch im Forstbezirk 101) gefunden. (Samml. d. Verf.)

Einige Unsicherheit herrscht in der Literatur bezüglich der Form des vorderen Muskeleindrucks der Art. Nach F. Roemers Text und Zeichnung (Rheinisches Uebergangsgebirge S. 78; Taf. 2, Fig. 2) ist er »groß, gerundet und gewölbt«, auch auf den Abbildungen, die Maurer von Kernen aus den Unterkoblenzschichten von Neuweilnau[1]) gibt, erscheint er nahezu kreisrund. Ob die Maurerschen Exemplare wirklich die typische *G. bipartita* F. Roem. vorstellen, scheint mir jedoch im Hinblick auf das in eine ziemlich lange Spitze ausgezogene Hinterende und den ein wenig S-förmig gekrümmten Kiel nicht ganz unbestreitbar. Nach Beushausen's Text und Abbildung ist der fragliche Muskeleindruck dreieckig-eiförmig, und diese Angabe stimmt auch am besten auf das abgebildete Oberharzer Exemplar, bei dem er den Umriß eines an der Basis abgerundeten spitzwinklig-gleichschenkligen Dreiecks hat.

Die Skulptur von *G. bipartita* F. Roem. besteht auf dem vorderen Schalenfeld aus groben, wellenförmig gebogenen, konzentrischen Rippen, die sich durch Einschiebung und Teilung in unregelmäßiger Weise wiederholt vermehren. Unmittelbar vor dem Kiel sind sie, wiederum durch Einschiebung und (seltener) Teilung in zahlreiche Fasern aufgelöst, die auf den Kiel übersetzen, so daß dieser mit dichtstehenden, girlandenförmig nach unten ausgebogenen, scharfen Rippchen bedeckt ist. Auf dem hinteren Schalenfeld ist die Skulptur regelmäßig und feiner als auf dem vorderen. Einige Vergleichsstücke von Unkel, über die ich verfüge, zeigen die gleiche Skulptur wie die Abdrücke zu den Harzer Steinkernen.

Sphenotus gracilis n. sp.

Taf. 11, Fig. 12—15.

Schale flach gewölbt, stark querverlängert, bis viermal so lang als hoch; vor den Wirbeln verjüngt, hinter ihnen gar nicht

[1]) Maurer, Der Quarzit von Neuweilnau. Ber. Senckenberg. Nat. Ges., Taf. 6, Fig. 1, 2 (1902).

oder nur ganz wenig verbreitert. Wirbel etwa am Ende des ersten Schalenviertels gelegen, klein, nach vorn niedergebogen; vor ihnen eine kleine Lunula. Schloßrand sehr stumpfwinklig geknickt, die kurze Strecke vor den Wirbeln schwach konkav, die lange Strecke hinter ihnen ganz flach nach außen gekrümmt. Vorderende der Schale stark vorspringend, der kurze Vorderrand schön gerundet und allmählich in den Unterrand verlaufend. Dieser ist vor der Mitte bei manchen Exemplaren kaum merklich eingezogen, im übrigen Verlauf gerade. Er bildet eine sehr schmal gerundete, spitzwinklige Ecke mit dem schräg aufstrebenden, geradlinigen oder ganz flach nach außen gebogenen Hinterrand, der stumpfwinklig gerundet an den hinteren Schloßrand ansetzt. — Vom Wirbel zur Hinterecke zieht ein in der Nähe des Wirbels kielartiger, bald aber flach und wulstig werdender Rücken, der nach hinten schwach ausgebogen ist. Hinter ihm fällt die Schale etwas steiler ab. Das hintere Schalenfeld ist nur unmittelbar hinter dem Wirbel leicht eingedrückt, im übrigen schwach gewölbt, demnach nicht flügelartig gestaltet. Bei den meisten Exemplaren verläuft außerdem vom Wirbel nach der schwach eingezogenen Stelle des Unterrandes eine sehr seichte, über ein breites Stück der Schalenfläche ausgebreitete Depression.

Das Schloß der rechten Klappe ist an einem Steinkern der linken sehr schön zu beobachten. Es besteht aus einem sehr schmalen, kantigen[1]), ein wenig nach hinten ausgebogenen Schloßzahn, der mit einer feinen Spitze unter dem Wirbel beginnt und in sehr schräger Stellung nach hinten abwärts zieht. Unter ihm befindet sich eine scharf eingeschnittene Grube, die etwa die gleiche Breite wie der Zahn besitzt, aber, ihrer Lage entsprechend, ein wenig kürzer ist. — Daß feine, lange Rinnen am hinteren Schloßrand, die an mehreren Steinkernen zu sehen sind, Leistenzähnen entsprechen, halte ich für unwahrscheinlich.

Der undeutliche vordere Muskeleindruck liegt in der Nähe

[1]) D. h. von einem in der Mitte des Zahnes in dessen Längsrichtung verlaufenden First fallen die Seiten schräg ab, so daß der Zahn einen dachförmigen Querschnitt hat.

des Wirbels und ist durch eine sehr feine, schräg nach vorn gerichtete Leiste gestützt. Der hintere, noch schwächere Muskeleindruck ist, da die Schalenzeichnung auf den Kern übergeht, nicht mit Sicherheit zu erkennen; anscheinend liegt er auf dem hinteren Schalenfeld und hat die für *Sphenotus* charakteristische Gestalt eines liegenden Tropfens[1]).

Die Skulptur besteht aus einer unmittelbar hinter dem Schalenrücken verlaufenden und fast mit ihm zusammenfallenden sehr schwachen Radialfalte, die aber nur an ganz außergewöhnlich gut erhaltenen Exemplaren erkennbar ist, sowie aus groben, wulstigen, gebündelten Anwachsstreifen, die in unverminderter Stärke auch auf das hintere Schalenfeld übergehen, und zwischen denen sehr zarte, ebenfalls gebündelte Intermediärstreifen liegen. Die groben Streifen, und nur diese, sind auch auf sämtlichen Steinkernen zu sehen.

Vorkommen. Sehr häufig in den Giengelsberger Schichten; aus dem übrigen Kahlebergsandstein nicht bekannt. Slg. Denckmann.

Sphenotus compactus n. sp.

Taf. 11, Fig. 16—20.

Schale sehr flach gewölbt, zwei- bis zweieinhalbmal so lang als hoch, nach hinten gar nicht oder nur sehr wenig verbreitert. Wirbel klein, im ersten Schalenviertel gelegen, nach vorn leicht niedergedrückt. Schloßrand unter dem Wirbel stumpfwinklig geknickt, vorn schräg absteigend und sich in einer sehr schmalgerundeten Ecke mit dem nahezu rechtwinklig ansetzenden, kurzen Vorderrand vereinigend. Der Vorderrand geht in gleichmäßigem Bogen unmerklich in den Unterrand über. Unterrand vor der Mitte sehr stark eingezogen, im hinteren Teil schwach konvex; mit dem sehr schräg nach vorn zurückstrebenden, sehr schwach konvexen Hinterrand bildet er eine schmalgerundete Ecke.

Vom Wirbel zur Hinterecke verläuft eine stumpfe Diagonalkante, hinter der eine Depression liegt, so daß das hintere Scha-

[1]) Vergl. Hall, Palaeontology New York, Vol. V, Pt. 1, pl. 66, fig. 8, pl. 94, fig. 2. — Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 65.

lenfeld leicht eingedrückt erscheint. Eine zweite, aber äußerst schwache Depression zieht vom Wirbel nach dem Unterrand, den sie vor der Mitte trifft.

Der Schloßrand ist zu einer langen, relativ breiten Leiste verdickt. Die Feinkörnigkeit des Giengelsberger Gesteins gestattet auch bei dieser *Sphenotus*-Art die Beobachtung des äußerst schwachen Schlosses. Es besteht in der rechten Klappe aus zwei dicht übereinander liegenden, haarfeinen, sehr schrägstehenden Schloßzähnen, die, anscheinend an der gleichen Stelle, mit einer scharfen Spitze am Oberrand der Schloßplatte unter dem Wirbel beginnen und nach hinten schwach divergieren. Sie schließen eine ebenso schmale Grube ein, der ein Zahn der Gegenklappe entspricht. — Man darf wohl aus den Beobachtungen an den Harzer Arten, unter Berücksichtigung der Angaben anderer Autoren (Hall, Maurer, Spriestersbach), den allgemeinen Schluß ziehen, daß ein oder zwei unmittelbar hinter dem Wirbel liegende, schräge Schloßzähne den wesentlichen Bestandteil eines jeden *Sphenotus*-Schlosses bilden und daß sich dieses Schloß nur infolge seiner Zartheit in den meisten Fällen der Beobachtung entzieht.

Der vordere Muskeleindruck ist von eiförmig-dreieckiger Gestalt, oben zugespitzt und unten breit gerundet. Er ist mäßig eingesenkt, liegt dem Wirbel ziemlich nahe und ist durch eine sehr schmale und schwache Schwiele gestützt. Dicht über ihm befindet sich ein kleiner, rundlicher (nur an den schärfsten Kernen erkennbarer) Fußmuskeleindruck. Der sehr schwach eingesenkte hintere Adduktor liegt auf dem hinteren Schalenfeld und hat anscheinend die Form eines schrägliegenden Tropfens.

Die Schalenskulptur, soweit sie auf den allein vorliegenden Steinkernen sichtbar ist, besteht aus einer auf dem hinteren Schalenfeld, unmittelbar unter dem Schloßrande herlaufenden, schwachen Radialfalte und aus ziemlich groben, wulstigen, gebündelten Anwachsstreifen, die auf dem vor der Diagonalkante liegenden Schalenteil viel deutlicher sind als auf dem dahinterliegenden.

Sphenotus compactus steht *Sph. elongatus* SPRIESTB.[1]) nahe. Er unterscheidet sich von dieser Art der Remscheider Schichten durch die Flachheit der Schale und das damit zusammenhängende geringere Heraustreten des Wirbels, durch den steileren Abstieg des vorderen Schloßrandes und die hierdurch hervorgerufene Abweichung in der Gestalt des Schalenvorderteiles, ferner durch die Form und Lage des vorderen Muskeleindrucks. Von dem vorstehend beschriebenen *Sph. gracilis* unterscheidet er sich durch die gedrungenere Gestalt und geringere Wölbung der Schale, das viel weniger vorgezogene Vorderende (und den dementsprechend stärker geknickten Schloßrand) und durch das eingedrückte hintere Schalenfeld. — Von amerikanischen Formen steht wohl *Sphenotus clavulus* HALL[2]) aus der Chemung group unserer Art am nächsten.

Vorkommen. Zwei Steinkerne der linken Klappe und der Kern eines zweiklappigen Exemplars mit im Verband gebliebenen Schalen aus den Giengelsberger Schichten, ferner ein Kern der linken Klappe aus dem mit *Cypricardella modiolaris* n. sp. erfüllten rauhen Sandstein der Nessigi-Schichten vom Dickekopf liegen vor. Slg. DENCKMANN.

Orthonota Denckmanni n. sp.

Taf. 12, Fig. 1–4.

Schale mäßig gewölbt, sehr ungleichseitig und stark querverlängert; die längsten Individuen fast viermal so lang als hoch, doch kommen auch erheblich kürzere vor. Die kleinen Wirbel liegen im ersten Schalenviertel; sie ragen nicht oder nur wenig über den Schloßrand vor und sind eingekrümmt. Vor ihnen liegt eine deutliche Lunula. Schloßrand lang und gerade. Der Vorderrand ist im rechten Winkel angesetzt, verläuft eine kurze Strecke vertikal und geht dann breit gerundet in den geraden, dem Schloßrand parallel ziehenden Unterrand über. Der ebenfalls geradlinige Hinterrand steigt vom Unterrand vertikal oder wenigstens sehr steil auf und bildet mit dem Schloß- und dem Unterrand schmal

[1]) SPRIESTERSBACH, Verstein. rhein. Devon, S. 68; Taf. 19, Fig. 1–5.
[2]) HALL, Palaeontology NewYork, Lamellibranch., p. 401; pl. 66, fig. 2, 20—26.

gerundete Ecken[1]). Vom Wirbel zur unteren Hinterecke verläuft ein gerundeter, schwach S-förmig geschweifter Kiel, der ein eingedrücktes, flügelartiges hinteres Schalenfeld absondert.

Der Schloßrand ist hinter den Wirbeln zu einer Leiste verdickt, die relativ breiter ist als bei der nachstehend beschriebenen *Orthonota fallax* n. sp., aber nicht ganz bis zum Hinterende der Schale reicht (Taf. 12, Fig. 1). Schloßzähne sind nicht nachweisbar.

Der vordere Muskeleindruck hat die Form eines breiten Tropfens, dessen Spitze nach oben und hinten gerichtet ist; er ist sehr schwach eingesenkt und liegt in der Nähe des Wirbels, ist aber weiter von ihm entfernt als bei *O. fallax*. Über ihm liegt ein Komplex von mehreren miteinander verwachsenen sehr kleinen Fußmuskeleindrücken, der aber nur selten zu erkennen ist (während ein entsprechendes Gebilde bei *O. fallax* stets deutlich in die Augen fällt). Der hintere, äußerst schwache Muskeleindruck scheint oval gewesen zu sein.

Die Skulptur besteht aus schwachen, gebündelten Anwachsstreifen von etwas wechselnder Stärke, die erst auf dem unteren Teil der Schale deutlich hervortreten; auf dem hinteren Schalenfeld sind sie äußerst schwach. Außerdem strahlen fünf Radialrippen vom Wirbel aus, von denen eine, die stärkste und an mittelmäßig erhaltenen Stücken allein sichtbare, über die Mitte des hinteren Schalenfeldes läuft. Von den übrigen liegen zwei oberhalb der deutlichen Rippe und eine, die allerschwächste, unterhalb, aber ebenfalls noch auf dem hinteren Schalenfeld. Die fünfte endlich verläuft auf (oder ganz dicht hinter) dem Kiel, der dieses Schalenfeld abtrennt (Taf. 12, Fig. 3). Alle Rippen sind in der Nähe des Wirbels haarförmig schmal und verbreitern sich im weiteren Verlauf zu flachen, dachförmigen Falten, die der Oberfläche des hinteren Schalenteiles ein leicht gewelltes Aussehen geben. (Nur auf einem ganz außergewöhnlich scharf erhaltenen

[1]) Am oberen Vorder- und Hinterende findet man die Schale häufig verletzt; wie zu erwarten, war sie an diesen Stellen besonders zerbrechlich; vergl. auch Anm. 1 auf Seite 268.

Kern glaube ich außer der geschilderten Skulptur auf dem vorderen Schalenfeld in der Nähe des Wirbels noch eine äußerst zarte, nur mit der Lupe erkennbare, dichte Radialstreifung zu erkennen. Bis jetzt ist eine solche Radialskulptur bei den amerikanischen Arten, die man als Typus der noch wenig bekannten Gattung *Orthonota* CONR. anzusehen hat, noch nicht beobachtet. Doch sehe ich hierin keinen Grund gegen die Bestimmung der Harzer Art als *Orthonota*, da sie sich im übrigen in die Gattung gut einordnet und die Radialskulptur auf dem vorderen Schalenteil wegen ihrer extremen Feinheit bei ihr nur ein ganz untergeordnetes Skulpturelement ist. Mit der Gattung *Phthonia* (HALL), bei der eine solche Radialskulptur mehr in den Vordergrund tritt, hat unsere Art keine näheren Berührungspunkte.)

Ich benenne die schöne Art nach ihrem Entdecker LUDOLF DENCKMANN.

Aus dem deutschen Devon sind bis jetzt nur ganz wenige *Orthonota*-Arten bekannt geworden. Außer zwei Formen aus dem älteren rheinischen Unterdevon[1]) sind dies *O. parvula* HALL[2]) aus dem Elberfelder Grauwackentonschiefer und *O. regia* H. SCHMIDT[3]) aus dem Elberfelder Grauwackensandstein. Die letztgenannte Art unterscheidet sich von *O. Denckmanni* durch die niedrigere Schale, den sehr scharfen Kiel, das viel stärker (muldenförmig) eingedrückte hintere Schalenfeld und die einfachere Skulptur. Auch von den anderen Arten ist keine mit *O. Denckmanni* zu verwechseln.

Vorkommen: Giengelsberger Schichten. Mehrere Exemplare in der Sammlung DENCKMANN, ein Steinkern auch im Goslarer Museum.

Orthonota fallax n. sp.

Taf. 12, Fig. 5—9.

Schale von angenähert rechteckigem Umriß, mäßig gewölbt, sehr ungleichseitig, stark querverlängert, etwa zweieinhalb- bis

[1]) *Orthonota* n. sp. aus den Siegener Schichten (DREVERMANN, Seifen, S. 246; Taf. 28, Fig. 15) und *O. costata* KEGEL aus dem Taunusquarzit (KEGEL, Katzenelnbogen, S. 95; Taf. 5, Fig. 1 u. 2).

[2]) H. SCHMIDT, Devon Elberfeld, S. 59; Taf. 1, Fig. 6 u. 7.

[3]) H. SCHMIDT, a. a. O., S. 53; Taf. 2, Fig. 7 u. 8.

dreimal so lang als hoch. Wirbel in der Nähe des Vorderrandes gelegen, sehr klein, niedergedrückt, nicht oder kaum merklich über den Schloßrand hervorragend. Schloßrand lang (etwa $^9/_{10}$ der Schalenlänge erreichend) und gerade, Vorderrand in einer sehr kurz gerundeten, rechtwinkligen Ecke ansetzend, anfangs vertikal absteigend, dann in sehr breitem Bogen in den Unterrand übergehend. Dieser ist gerade (oder kaum merklich auswärts gekrümmt) und dem Schloßrand parallel. Der in der Mitte geradlinige, oben und unten kurz umgebogene Hinterrand steigt sehr steil, oft fast vertikal, empor[1]).

Vom Wirbel zur unteren Hinterecke verläuft ein vollkommen gerundeter, schon in kurzer Entfernung vom Wirbel sehr flach werdender Rücken. Das hinter ihm liegende Schalenfeld ist sehr schwach gewölbt.

Der Schloßrand ist hinter den Wirbeln zu einer schmalen Leiste verdickt, auf der in jeder Schale ein bis zwei haarfeine Furchen eingelassen sind. Sie beginnen anscheinend unter dem Wirbel und durchziehen die Leiste der ganzen Länge nach. Schloßzähne konnten, auch nach Absprengung des Wirbels, nicht nachgewiesen werden.

Der vordere Muskeleindruck liegt dicht vor dem Wirbel. Er ist tropfen- oder nierenförmig gestaltet, und die Innenschale ist um ihn herum (besonders hinter ihm) leicht aufgeworfen, so daß seine Ausfüllung auf dem Steinkern in diesen etwas eingesenkt erscheint. Über ihm liegt ein kleiner, kreisrunder Fußmuskeleindruck, und hinter diesem sind noch zwei bis drei längliche accessorische Fußmuskeleindrücke zu bemerken. Bei manchen Individuen sind alle diese Fußmuskeleindrücke zu einem einzigen höckerigen Komplex miteinander verschmolzen. Der hintere Schließmuskeleindruck ist nicht zu erkennen.

---

[1]) Das oberste Stück am Vorder- und Hinterende der Muschel ist, wie auch bei der im vorigen Abschnitt besprochenen, an manchen Exemplaren abgebrochen. Man könnte versucht sein, solche Stücke für *Spathella*-Arten zu halten. Es läßt sich jedoch auch bei ihnen aus dem Verlauf der Anwachsstreifen meist die ursprüngliche Form rekonstruieren.

Die Skulptur, die auch auf die Steinkerne übergeht, besteht aus schwachen, gebündelten Anwachsstreifen, die wenig oder gar nicht abgeschwächt auch auf das hintere Schalenfeld übergehen. Außerdem sind auf diesem sehr schwache Radialfalten vorhanden; gewöhnlich sind es drei, von denen eine in unmittelbarer Nähe des Schloßrandes, eine (die stärkste und meist allein erkennbare) in der Mitte des hinteren Schalenfeldes und eine dicht oberhalb des gerundeten Rückens verläuft (Taf. 12, Fig. 5). Sie sind in der Nähe des Wirbels am deutlichsten, verflachen nach dem Hinterrand zu und werden schließlich obsolet. Bei zweien der mir vorliegenden Exemplare ist noch eine vierte Radialfalte auf dem vorderen Schalenfeld, dicht vor dem Rücken, angedeutet (wie sie auch bei *Orthonota undulata* Conr. aus der Hamilton Group, dem Typus der Gattung, beobachtet ist).

Orthonota fallax erinnert lebhaft an einen amerikanischen Zweischaler, nämlich an Clarke's *Palaeosolen* cf. *simplex* Maur. aus dem Chapman Sandstone (Early Devonic History of New York, Pt. II, S. 111). Die von Clarke Taf. 28, Fig. 1—4 abgebildeten Stücke stimmen hinsichtlich des Umrisses und der Skulptur sehr weitgehend mit *O. fallax* überein, Fig. 1 zeigt auch die in Clarke's Text erwähnten drei Radiallinien auf dem hinteren Schalenfeld. Zu *Palaeosolen simplex* Maur., den ich an mehreren Exemplaren im Koblenzer Museum studieren konnte, hat die amerikanische Art nur geringe Beziehungen. Auch noch eine andere von Clarke mit *Palaeosolen simplex* verglichene Form aus dem Moose River Sandstone (a. a. O. S. 77; Taf. 17, Fig. 3 u. 4) kommt *O. fallax* näher.

O. Denckmanni, die Begleiterin der *O. fallax*, unterscheidet sich von dieser Art durch ihre Größe, die stärkere Querausdehnung der Schale, die weiter hinten liegenden Wirbel, den viel stärker hervortretenden Schalenrücken und die dementsprechend deutliche Abschnürung des hinteren Schalenfeldes, durch Form und Lage der Muskeleindrücke (vergl. S. 266) und andere aus den Beschreibungen hervorgehende Merkmale.

Vorkommen. Häufig in den Giengelsberger Schichten (Slg.

Denckmann); ein einziges, nicht ganz sicher bestimmbares Exemplar auch aus den Nessigi-Schichten vom Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf (Slg. Dahmer).

Palaeosolen sp.

In den Schalker Schichten vom Auerhahn hat L. Denckmann zwei unvollständige rechte Klappen einer *Palaeosolen*-Art gefunden, deren Erhaltungszustand leider nur für eine generische Bestimmung ausreicht. Schloß- und Unterrand der langgestreckten Schalen sind parallel; das Vorderende ist abgerundet, der sehr kleine Wirbel liegt ganz vorn. Vom Wirbel zur Hinterecke verläuft eine sehr schwache lineare Diagonalkante, über der noch eine zweite, schwächere Transversalkante angedeutet erscheint. Keine von beiden ruft eine Niveauänderung auf der Schale hervor. Die unter der Diagonalkante liegende Schalenpartie ist längsgestreift; außerdem sind auf den Kernen in der Richtung der Höhenachse einige wellige Erhebungen angedeutet, die auf einen nur sehr wenig gekrümmten, an den Schloß- und Unterrand in gleichen Winkeln anstoßenden Hinterrand schließen lassen.

Die Höhe des größeren (und besseren) der beiden Steinkerne beträgt 10,5 mm, die Länge mag etwa 50 mm gemessen haben.

Die Art steht, soweit der Erhaltungszustand ein Urteil gestattet, *Palaeosolen simplex* Maurer[1]) nahe; auch *Palaeosolen siliquoideus* Hall[2]) mag mit ihr verwandt sein. Beushausen erwähnt (Devon Oberh., S. 76) einen *Palaeosolen* cf. *eifliensis* aus den Schalker Schichten, wobei er vielleicht die vorliegende Form aus den Denckmann'schen Aufsammlungen im Auge hatte[3]).

Pholadella Dahmeri Dreverm.

Taf. 12, Fig. 13.

1907. *Pholadella Dahmeri* Drevermann[4]), Paläozoische Notizen, S. 130, Taf. 1, Fig. 15.

[1]) Beushausen, Lam., S. 224; Taf. 18, Fig. 9 u. 10.

[2]) Hall, Palaeontology of New York, Lamellibranch., p. 483; pl. 78, fig. 33.

[3]) Wie mir Herr Geheimrat A. Denckmann in Berlin freundlichst mitteilte, ist die Sammlung seines Vaters L. Denckmann dem verstorbenen Prof. Beushausen nur in ihrem Anfangsstadium noch zu Gesicht gekommen.

[4]) Drevermann, Paläozoische Notizen. Ber. d. Senckenb. Naturf. Ges. 1907.

Von dieser, aus den Nessigi-Schichten vom Bärweg stammenden Muschel gebe ich hier zur Ergänzung von DREVERMANN's auf photographischem Wege hergestellten Abbildung eine Zeichnung des vor zehn Jahren von mir gefundenen Originals.

Dechenia hercynica n. sp.

Taf. 13, Fig. 1 u 2; Taf. 14, Fig. 1.

Schale groß, ziemlich stark gewölbt, etwa anderthalb- bis zweimal so lang als hoch; jüngere Exemplare wenig, ausgewachsene wesentlich stärker nach hinten verbreitert. Wirbel etwas vorragend, im ersten Schalendrittel gelegen, nach vorn niedergedrückt. Vorderrand vor der Lunula stark vorspringend, in breitem Bogen in den Unterrand übergehend. Dieser in der Mitte etwas eingezogen, im übrigen fast geradlinig. Der hintere Schloßrand steigt vom Wirbel aus etwas empor und geht stumpfwinklig abgerundet in den schräg hinabziehenden, konvexen Hinterrand über. Unteres Hinterende der Schale abgerundet.

Vom Wirbel zum Hinterende zieht ein schwach gebogener, breitgerundeter, nur wenig und nie rippenartig hervortretender Buckel. Vor ihm liegt eine flache oder mäßig tiefe, nach unten stark verbreiterte Depression, die den Unterrand an der eingezogenen Stelle erreicht. Das hinter dem Rücken liegende Schalenfeld fällt flach gewölbt zum Hinterrand ab.

Schloßplatte sehr dick; die Ligamentgrube, die über die Mitte des hinteren Schalenteiles hinausreicht, ist schwach gekrümmt. Auch die der Austrittsstelle des Ligamentes entsprechende Verdickung hinter der Grube am Steinkern ist schön zu beobachten (Taf. 14, Fig. 1).

Vorderer Muskeleindruck oval bis kreisrund, mäßig eingesenkt. Hinterer Muskeleindruck nicht genau zu erkennen, anscheinend groß, kreisrund und im letzten Schalendrittel in dem Schalenrücken gelegen.

Mantellinie deutlich.

Die Schalenskulptur besteht auf der vorderen Hälfte aus groben, wulstigen, konzentrischen Falten und feineren, z. T.

blättrigen Anwachsstreifen, die zu Bündeln zusammengefaßt sind. Auf dem hinteren Schalenteil (von dem kein Abdruck vorliegt), wurde sie vermutlich obsolet wie bei den verwandten Arten. Radialskulptur wurde nicht beobachtet.

D. hercynica ist der größte Zweischaler des Kahlebergsandsteins und eine der größten Formen des deutschen Devons überhaupt. Am nächsten steht ihr *Dechenia prumiensis* Beush.[1]). Die Schale dieser Art weist indes andere Symmetrieverhältnisse auf, da der Wirbel stärker niedergedrückt und dem Vorderende viel mehr genähert ist, dementsprechend Schloß- und Unterrand stärker divergieren und die Transversalfurche den Unterrand schon vor der Mitte erreicht. Daß diese Trennungsmerkmale beständig sind, geht aus dem Vergleich der Harzer Stücke mit Beushausen's Abbildungen der rheinischen Art hervor; vor allem stelle man meine Fig. 1 auf Taf. 13 der Textfig. 23 des genannten Autors (Lam., S. 244) gegenüber. — Nahe verwandt mit *D. hercynica* ist auch eine Form der Remscheider Schichten, *D. Follmanni* Spriestb.[2]). Sie ist hauptsächlich durch die viel steilere Abstutzung des Hinterendes, die der Schale ein anderes Ansehen verleiht, von ihr unterschieden.

Von amerikanischen Arten dürfte *Grammysia modiomorphae* Clarke aus dem Chapman Sandstone[3]) in die Nähe der Harzer Form gehören. Sie erreicht zwar bei weitem nicht deren Größe, stimmt aber im Umriß und in den Wölbungsverhältnissen mit ihr noch besser überein als mit *Dechenia prumiensis*, mit der sie Kayser und Drevermann schon in Beziehung gebracht haben.

Vorkommen. Nessigi-Schichten. Das größte Exemplar fand ich im anstehenden Gestein an der westlichen Strecke des obersten, den Kamm des Giengelsberges umziehenden Weges, wo die Art nicht allzu selten ist. Zwei andere Steinkerne sammelte L. Denckmann im Großen Bärental, einen Abdruck an der Südwestseite des Rammelsberges.

[1]) Beushausen, Lam., S. 243, Taf. 21, Fig. 2 u. 4, Taf. 22, Fig. 6 u. 7. — Vergl. auch Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 74.

[2]) Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 73, Taf. 22, Fig. 2—4.

[3]) Clarke, Devon. Hist. New York, Pt. 2, p. 108, pl. 27, fig. 1—6, 8.

Allerisma intermedium n. sp.

Taf. 14, Fig. 3.

Schale von eiförmigem Umriß, sehr ungleichseitig, stark gewölbt. Wirbel klein, zugespitzt, weit vor der Mitte gelegen, nach vorn eingerollt. Vor ihnen eine deutliche Lunula.

Schloßrand lang, vor den Wirbeln leicht eingezogen, hinter ihnen sanft gebogen, mit einer etwa die halbe Länge des hinter den Wirbeln liegenden Teiles einnehmenden, schmalen Ligamentfurche. Vorderrand stark vorgezogen, anscheinend in ziemlich gleichmäßiger Rundung an den Schloßrand ansetzend. Unterrand mäßig geschwungen, Hinterrand in etwas abgeflachtem Bogen schräg vom Schloßrand herabsteigend. Untere Hinterecke schmal gerundet. Nach ihr gerichtet verläuft vom Wirbel aus in jeder Schale ein flachgerundeter Rücken. Er sondert ein hinteres Feld ab, das etwas flacher gewölbt ist als dis übrige Schale.

Muskeleindrücke und Mantellinie sind nicht zu erkennen.

Die Skulptur besteht auf den allein vorliegenden Steinkernen aus konzentrischen, wulstigen Falten, die nur auf der vor den Wirbeln gelegenen Schalenpartie deutlich hervortreten.

A. intermedium unterscheidet sich von den unterdevonischen *Allerisma*-Arten, die Beushausen in den »Lamellibranchiaten« beschrieben hat, durch die ausgesprochen elliptische Gestalt und die ziemlich gleichmäßige Wölbung der Schale. Sie bildet den Übergang zu Formen, die sich um das von Beushausen unter Vorbehalt ebenfalls zu *Allerisma* gestellte »*Cardium*« *incertum* Goldf.[1]) gruppieren und die Spriestersbach neuerdings in die Hall'sche Gattung *Elymella* einordnet.

Vorkommen. Selten. Ein Steinkern der rechten Klappe aus den Schalker Schichten vom Auerhahn, ein solcher der linken Klappe aus den Festenburger Schichten vom Herzberg. Slg. Denckmann.

[1]) Beushausen, Lam., Textfig. 28 (S. 261).

Leptodomus acutirostris Sandb.

Taf. 12, Fig. 14.

1895. *Leptodomus acutirostris* Sandb., Beushausen, Lam., S. 267, Taf. 24, Fig. 8—10.
1900. » cf. *acutirostris* Sandb., Beushausen, Devon Oberh., S. 383.

Ein guterhaltener Steinkern in der Göttinger Sammlung stimmt mit der Singhofener Art vollkommen überein. Das Stück stammt vom Wasserriß südlich der Schalke und wurde dem genannten Museum von E. Harbort im Jahre 1900 überwiesen; zweifellos handelt es sich um den Fund, den Beushausen in den Nachträgen zum »Devon Oberh.« erwähnt. Als Lager hat man wohl die Schalker Schichten anzusehen.

Leptodomus posterus Beush.

Taf. 12, Fig. 15.

1895. *Leptodomus posterus* Beushausen, Lam., S. 272, Taf. 24, Fig. 4.
1917. » » Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 525.

Diese *Leptodomus*-Art, deren Vorkommen ich in meiner früheren Abhandlung schon erwähnte, ist in den Nessigi-Schichten (besonders am Fundort Gosetal 4,0) nicht selten. Ich gebe eine Abbildung eines von Beushausen im Schalker Tal gefundenen Kernes. Das Gestein deutet bei diesem Stück auf die Schalker Schichten hin.

Regina bocksbergensis n. sp.

Taf. 14, Fig. 4, 4a.

Mit dieser Art wird aus dem Unterdevon ein neuer Vertreter der dort noch seltenen Cardioliden bekannt. A. Fuchs hat schon eine Art aus dieser Zweischalerfamilie, *Panenka* (?) *aequistria*, vom Rammelsberg beschrieben[1]). Die neue Form stammt aus den Schalker Schichten. Neben einem nur noch durch die Übereinstimmung der Skulptur bestimmbaren Fragment liegt ein fast vollständiger Steinkern mit zugehörigem Abdruck vor. Ich sammelte die Stücke am Südosthange des Bocksberges zwischen dem Aussichtsturm und dem Auerhahner Teich.

[1]) A. Fuchs, Molluskoiden, S. 71, Taf. 5, Fig. 1.

Die Umrißlinien sind nicht ganz scharf erhalten; doch kann man erkennen, daß die Schale eiförmig gestaltet war und daß die Höhe etwa 33, die Breite etwa 29 mm betrug. Der über die Ligamentarea eingekrümmte Wirbel liegt etwa in der Mitte des geraden Schloßrandes und ist ein wenig nach vorn gerichtet. Die Schale ist stark und gleichmäßig gewölbt.

Die Skulptur besteht aus zahlreichen, sehr flach gerundeten Rippen, die durch viel schmälere Zwischenräume voneinander getrennt sind. In der Nähe des Wirbels treten in nicht ganz regelmäßigen Abständen einzelne dieser Rippen etwas schärfer aus der Schalenoberfläche heraus als die übrigen; nach den Schalenrändern hin verwischt sich dieser Unterschied mehr oder weniger. Die Zahl der Rippen beträgt etwa 9 auf jedem cm des Unterrandes. Am Steinkern sind in der Nähe des Wirbels nur die verstärkten Rippen zu erkennen, die schwächeren treten erst nach den Rändern hin allmählich mit hervor. — Konzentrische Skulptur fehlt.

Nach Barrande ist die Verstärkung einzelner Rippen in gewissen Abständen das Gattungsmerkmal von *Regina* gegenüber *Panenka*. Da auf der Abbildung von *Panenka* (?) *aequistria* A. Fuchs einzelne Rippen, sogar in ziemlich gleichmäßigen Abständen, deutlicher als die übrigen aus der Schalenfläche heraustreten, neige ich der Ansicht zu, daß auch diese Art ihren Platz besser bei *Regina* fände, um so mehr als Beushausen zwei Zweischaler mit ähnlicher Skulptur aus dem Mitteldevon des Kellerwaldes[1]) ebenfalls zu *Regina* gezogen hat. *R.* (?) *aequistria* unterscheidet sich von *R. bocksbergensis* durch ein anderes Verhältnis der Höhe zur Breite und durch viel gröbere Rippen.

Brachiopoda.

Trigeria robustella A. Fuchs.

Taf. 15, Fig. 21.

1904. *Rensselaeria robustella* A. Fuchs, Rensselaerien[2]), S. 46, Taf. 6, Fig. 7—12.
1913. *Trigeria robustella* Kegel, Katzenelnbogen, S. 130, 132.

[1]) Beushausen, Lam., Taf. 31, Fig. 11 u. 12.

[2]) Die unterdevon. Rensselaerien des Rheingebietes. Dies. Jahrb. f. 1903, Bd. XXIV, S. 43—53.

Eine kleine *Trigeria* mit 16 bis 20 ziemlich groben Rippen, die in fast unverminderter Stärke auch auf den Steinkern übergehen, zeigt eine sehr schwache Mediandepression in der Dorsalschale und dementsprechend eine ganz geringe Ausbuchtung im Stirnrand; sie gehört also in die Gruppe der *Tr. carinatella* Fuchs. In den wesentlichen Merkmalen stimmt sie mit der bisher nur aus den jüngeren rheinischen Unterkoblenzschichten bekannten *Tr. robustella* gut überein; nur sind alle Exemplare noch etwas kleiner als die von A. Fuchs abgebildeten Stücke dieser Art, und der Schnabel der Ventralschale ist durch ein von seiner Spitze ausgehendes Medianseptum gespalten. Ein solches ist zwar bei *Tr. robustella* noch nicht beobachtet, wohl aber bei der ihr sehr nahe verwandten *Tr. carinatella*, und auch bei anderen Trigerien (*Tr. Gaudryi* Oehl.) ist es zuweilen schwach angedeutet. Den geschilderten kleinen Abweichungen vom Typus der *Tr. robustella* könnte man, wenn sie sich mit der Auffindung weiterer Exemplare im Harz als einigermaßen konstant herausstellen sollten, durch die Bezeichnung var. *hercynica* Rechnung tragen. Vorläufig sehe ich aber, um die Literatur nicht mit Namen zu überlasten, von einer solchen Benennung ab.

Tr. robustella hat sich im Harz in meist zweiklappigen Exemplaren in einem verhältnismäßig weichen, sandigen, braungelben Sandstein gefunden, der an dem obersten Wege auf der Westseite von Brautstein und Gelmkeberg, etwa an der Stelle, wo die Grenze zwischen beiden Bergen liegt, ansteht. Da sich in Begleitung der Trigerien nur Choneten und Crinoidenstiele befinden, läßt sich ihr Lager nicht genau feststellen; auf jeden Fall handelt es sich um Rammelsberger Schichten und zwar vermutlich (nach Vorkommen und Gesteinscharakter zu schließen) um die Nessigi-Stufe. Slg. Dahmer.

Trigeria sp.

Taf. 15, Fig. 22.

Zusammen mit der vorstehend beschriebenen Trigerien-Art findet sich noch eine andere, ebenfalls sehr kleine, die sich durch feinere, wenn auch nicht zahlreichere, Rippen vor jener auszeichnet.

Ihr Umriß ähnelt weniger der Kreisform, wie bei *Tr. robustella* A. Fuchs, sondern mehr einer aufgerichteten Ellipse, und an einem Steinkern der Ventralklappe bemerkt man eine geringe mediane Verflachung, wie sie, einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. A. Fuchs zufolge, auch bei Trigerien aus den Hobräcker Schichten bisweilen zu beobachten ist. Auch bei dieser feinrippigen Art scheint der Schnabel des Ventralklappenkernes durch eine einem Medianseptum entsprechende Rinne gespalten zu sein. Eine genauere Charakterisierung ist bei der nicht ganz günstigen Erhaltung und der Kleinheit der Stücke nicht möglich. Es ist nicht einmal ausgeschlossen, daß nur seitlich stark verdrückte Individuen von *Tr. robustella* vorliegen.

Ganz ähnliche Trigerienreste kommen auch in einer quarzitischen Bank der Festenburger Schichten vom Schalker Weg an der Südostseite des Kronsfeldes vor. Slg. Dahmer.

Rhynchonella daleidensis F. Roem. var.

Ein Dorsalklappenkern einer von Denckmann gefundenen *Rhynchonella daleidensis* stimmt mit meinen zahlreichen Vergleichsexemplaren aus verschiedenen Horizonten des rheinischen Devons ziemlich gut überein, auch hinsichtlich der Größe; doch hebt sich der Sattel weniger von den Seitenteilen ab als bei den meisten dieser Formen, und die Rippen sind etwas breiter. Von den Rippen liegen, wie gewöhnlich bei *Rh. daleidensis*, vier auf dem Sattel.

Vorkommen. Steinbruch an der Landstraße von Goslar nach Clausthal[1]). Nessigi-Schichten. Denckmannsche Slg.

Rhynchonella daleidensis F. Roem. var. gracilior A. Fuchs.

Taf. 15, Fig. 18—20.

1899. *Rhynchonella daleidensis* F. Roem. var. *gracilior* A. Fuchs[2]), Lorelei, S. 69.
1900. » » Beushausen, Devon Oberh., S. 77.
1909. » » F. Roem. var. *gracilior* A. Fuchs, Remscheid, S. 70.
Vergl. 1894—95. *Rhynchonella daleidensis* Kayser, Pepinster, S. 208; Taf. 3, Fig. 1—4.

[1]) Ich nehme an, daß mit dieser auf der Etikette angegebenen Bezeichnung der große Steinbruch an der Mündung des Schnackentales gemeint ist.

[2]) A. Fuchs, Das Unterdevon der Loreleigegend. Jahrb. Nass. Ver. Naturk. 1899.

Rhynchonella daleidensis F. Roem. in normaler Größe ist mir, wenn man von dem im vorhergehenden Abschnitt besprochenen, nicht ganz typischen Exemplar absieht, aus dem Kahlebergsandstein nicht bekannt geworden. Hingegen ist eine kleine, zierliche Form aus der Verwandtschaft dieser Art ziemlich verbreitet und manchmal auch in dünnen Bänkchen angereichert. Sie besitzt kantige, bis in die Wirbelgegend deutlich zu verfolgende Falten, von denen 3, selten 4 im Sinus und etwa 7 zu jeder Seite des Sinus liegen. Sinus und Sattel heben sich bei Individuen von den Dimensionen der in Fig. 18 und 19 abgebildeten, wie sie in der Regel vorkommen, fast gar nicht, bei etwas größeren nur wenig von den Seitenteilen ab. In diesem Fall beginnt der Sinus hinter der Schalenmitte, ist aber erst vor ihr deutlich eingesenkt.

A. Fuchs hat eine solche zwerghafte Abart der *Rh. daleidensis* aus den Unterkoblenzschichten der Loreleigegend als var. *gracilior* bezeichnet. Da eine nähere Beschreibung dieser Form nicht vorliegt, hat Herr Dr. Fuchs auf meinen Wunsch die Harzer Stücke mit rheinischen verglichen und sie als übereinstimmend befunden. Auch in der Loreleigegend kommen die kleinen Exemplare für sich, nicht mit normalgroßen zusammen vor, man kann sie daher nicht als bloße Jugendformen der *Rh. daleidensis* betrachten.

Auf die kleine Varietät bezieht sich auch die Aufführung von *Rh. daleidensis* in der Fossilliste im »Devon Oberh.«, wie mir aus einem persönlichen Gespräch mit dem verstorbenen Professor Beushausen bekannt ist.

Eine von E. Kayser aus den obersten Koblenzschichten Belgiens beschriebene kleine *Rhynchonella daleidensis* ist offenbar ebenfalls zu var. *gracilior* zu rechnen. Kayser betont die große Häufigkeit kleiner Tiere, wie sie seine Abbildungen darstellen, gegenüber der Seltenheit größerer Exemplare; es kann also auch in diesem Fall kaum von Jugendformen die Rede sein. Auch bei der belgischen Art tritt der Sattel nur wenig oder gar nicht über die Seitenteile hervor, wie besonders Kayser's Fig. 2 erkennen läßt.

Vorkommen. Verhältnismäßig häufig in einem gelblichen, quarzitischen Sandstein aus dem Großen Bärental. Das Gestein kann ebensogut aus den Nessigi- wie aus den Schalker-Schichten herrühren; entscheidende Fossilien sind auf den Handstücken nicht vorhanden. Hingegen entstammen sicher den Nessigi-Schichten vereinzelte Steinkerne in grauwackenartigen Gesteinen vom Dickekopf und vom Großen Bärental, und in typischen Schalker Schichten sammelte ich zwei Exemplare am Oberen Kellerhalsteich. Slgn. Denckmann, Dahmer und Goslarer Museum.

Spirifer subcuspidatus Schnur.

Unter den Spiriferen des Kahlebergsandsteins stehen gewisse Varietäten des *Spirifer subcuspidatus* an erster Stelle.

Der **Typus**[1]) kommt schon in den Schalker Schichten vor, ist dort aber selten. Viel heimischer ist er in den Festenburger Schichten; zum Beispiel beobachtete ich ihn bankbildend, zusammen mit *Sp. paradoxus*, am Kronsfeld (Schalker Weg). In Beushausen's Liste wird *typus* aus den Rammelsberger Schichten und aus den Schichten mit *Spirifer speciosus* angegeben, besonders häufig soll er sich in einem Kalksandstein im Alten Tal finden[2]).

Nicht selten ist in den Schalker Schichten var. **bilsteinensis** Scupin[3]), die in der Auffassung von A. Fuchs[4]) durch etwas stärkere seitliche Verlängerung, sowie durch beginnende Wölbung der Ventralklappe und stärkere Umbiegung der Area vom Typus unterschieden ist. Die Harzer Stücke entsprechen mehr dem von Fuchs als dem von Scupin abgebildeten Exemplar.

Am allerhäufigsten, oft ganze Bänke allein aufbauend, sind die beiden für den Kahlebergsandstein so bezeichnenden Varietäten var. **lateïncisa** Scup. und var. **longeïncisa** Dahm. Sie sind durch Übergangsformen miteinander verknüpft. Ich habe sie in meiner früheren Arbeit bereits besprochen.

---

[1]) Spiestersbach und Fuchs, Remscheid, S. 60, Taf. 9, Fig. 11—13.

[2]) Beushausen, Devon Oberh., S. 299.

[3]) Scupin, Die Spiriferen Deutschlands. Palaeont. Abh., N. F., Bd. IV, S. 16, Taf. 1, Fig. 11. 1900.

[4]) Spriestersbach und Fuchs, Remscheid, S. 61, Taf. 9, Fig. 14.

Beushausen erwähnt Devon Oberh., S. 63, noch das Vorkommen eines »langflügeligen und sehr feinrippigen *Spirifer* aus der Gruppe des *Spirifer subcuspidatus*« in den Schalker Schichten, und Drevermann bildet die Brachialklappe einer Unterkoblenzform ab[1]), die nach Beushausen's Erklärung jener Harzer Art ähnlich ist, aber noch mehr Rippen besitzt. P. Dienst[2]) hat inzwischen Drevermann's Art mit *Spirifer subcuspidatus* var. *depressa* A. Fuchs vereinigt. Diese var. *depressa* ist im Kahlebergsandstein nicht bekannt, indes bilden auch var. *lateïncisa* und var. *longeïncisa* geflügelte Formen, von denen manche 16 bis 18 Rippen jederseits schon am Kern zeigen, und einer dieser Varietäten gehören in der Tat alle Spiriferen aus der Denckmannschen Sammlung[3]) an, die als Unterlagen für Beushausens Angabe in Betracht kommen könnten.

Das angebliche Vorkommen von **Spirifer alatiformis** Drev. und **Spirifer Jaekeli** Scupin.

Während in der älteren Literatur unter der Bezeichnung »var. *alata* Kayser« verschiedene Abarten des *Spirifer subcuspidatus* begriffen wurden, deren gemeinsames Merkmal die langflügelige Gestalt ist, ist durch neuere Untersuchungen[4]) diese Form, die Drevermann mit der Benennung *Spir. alatiformis* zur selbständigen Art erhob, in klarer Weise definiert worden. Beushausen führt diesen *Spirifer* aus dem Kahlebergsandstein an; ich habe aber die mir aus dem rheinischen Oberkoblenz wohlbekannte Art weder unter dem Berliner, noch unter dem Göttinger oder Clausthaler Material vom Oberharz auffinden können, habe sie auch bei meinen eigenen Begehungen des Gebietes nie beobachtet. Ich nehme daher an, daß eine Verwechslung mit geflügelten For-

[1]) Drevermann, Oberstadtfeld, Taf. 12, Fig. 6.

[2]) Dienst, Die Fauna der Unterkoblenzschichten (Michelbacher Schichten) des oberen Bernbachtales bei Densberg im Kellerwald. Dies. Jahrb., Bd. XXXIV, Teil I, S. 575. 1913.

[3]) Beushausen nimmt auf diese Sammlung Bezug (Devon Oberh., S. 383).

[4]) Man vergleiche die Zusammenstellung in meiner Abhandlung über die Fauna von Mandeln, S. 227.

men von *Spir. subcuspidatus* var. *lateïncisa* oder var. *longeïncisa* vorliegt. In dieser Auffassung bekräftigt mich eine Bemerkung Beushausen's in seiner Arbeit über die Fauna des Hauptquarzits vom Ackerbruchberge. Er sagt dort (S. 292) in dem Abschnitt »*Spir. subcuspidatus* var. *alata* Kays.«: »Was die Beziehungen von *Spirifer subcuspidatus* zu den gewöhnlich und auch von mir als *Spirifer hystericus* Schl. bezeichneten Steinkernen aus dem Unterdevon des Oberharzes[1]) betrifft, so dürfte E. Kayser Recht haben, wenn er einen Teil der Steinkerne vom Rammelsberg zu unserer Art zieht.«

Auch von dem mit *Spir. alatiformis* verwandten *Spirifer Jaekeli* Scup., dessen Originale mir für den Vergleich zur Verfügung standen, sind mir Oberharzer Exemplare nicht zu Gesicht gekommen. Ich habe daher auch diese in Beushausen's Aufstellung[2]) angeführte Form in meiner Fossilliste fortgelassen.

Spirifer goslariensis n. sp.

Taf. 15, Fig. 1—9.

1917. *Spirifer* n. sp. Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 449.

Diese Art gehört dem Formenkreise des *Spirifer subcuspidatus* Schn. an. Gegenüber den anderen Arten dieser Reihe ist sie charakterisiert durch die stets sehr groben, dachförmig gekanteten und in der Regel auch weniger zahlreichen Rippen, sowie durch die Gestalt des Sattels.

Die Zahl der Rippen schwankt. Sie beträgt (auf dem Steinkern) meist 8—9, seltener 10—14 auf jeder Seite des Sinus bezw. Sattels. Die Rippen sind sehr kräftig, von dachförmiger Gestalt. Auf der Brachialklappe sind sie fast geradlinig, auf der Ventralklappe etwas nach außen umgebogen. Außerdem sind auf der Schale Anwachsstreifen vorhanden, die in bestimmten Zonen (besonders in der Nähe des Stirnrandes) verstärkt hervor-

[1]) = Varietäten von *Spirifer subcuspidatus*, hauptsächlich var. *lateïncisa* und Übergangsformen nach var. *longeïncisa*.

[2]) Beushausen, Devon Oberh., S. 34 u. 77.

treten und an diesen Stellen die Schale in dachziegelartig angeordnete Blätter zerlegen. Auf den Steinkernen treten die Anwachsstreifen gegenüber den kräftigen Rippen als Skulpturmerkmal ganz zurück.

Der Sinus ist gerundet und von mäßiger Tiefe, der Sattel stärker gewölbt als bei *Sp. subcuspidatus*, wulstig und bei ausgewachsenen Exemplaren mehr oder weniger deutlich winklig gebrochen; doch tritt er bei weitem nicht in dem Maße über die Seitenteile hervor wie bei *Sp. carinatus*. Auffallend und charakteristisch ist die starke Verbreiterung, die Sinus und Sattel nach dem Stirnrande hin erfahren. Die Breite des Sattels am Stirnrande entspricht bei ausgewachsenen Tieren etwa der Strecke, die die nächstliegenden 4 (bis 5) Rippen dort abschneiden; bei jugendlichen Tieren ist er erheblich schmäler.

Hinsichtlich Wölbung und Umriß der Schalen, sowie Form und Höhe der Area stimmt *Sp. goslariensis* im allgemeinen mit *Sp. subcuspidatus* var. *bilsteinensis* überein. Auch die geraden Zahnschlitze fallen wie dort zwischen die erste und zweite Rippe oder wenigstens dicht vor den Kamm der ersten Rippe (liegen also nicht, wie bei den Varietäten *lateïncisa* und *longeïncisa*, unmittelbar dem Sinus an). Die Länge der Zahnschlitze erreicht etwa $^1/_4$ der Schalenhöhe.

Sp. goslariensis wird größer als die übrigen Oberharzer Formen aus der Verwandtschaft des *Sp. subcuspidatus*. Er bildet meist kurze, hohe Formen (mit halbkreisförmiger Brachialklappe), doch kommen auch etwas verlängerte Individuen vor.

Die geschilderten Kennzeichen der Art wurden an etwa 60 Exemplaren (größtenteils in der Sammlung d. Verf.) studiert; die Eigenart und die große Beständigkeit der Merkmale lassen es wohl gerechtfertigt erscheinen, daß man *Sp. goslariensis* als selbständige Spezies betrachtet.

Für eine derartige Auffassung spricht auch die Art seines Vorkommens. *Sp. goslariensis* hat sich bisher nur in den Nessigi-Schichten gefunden, dort aber an allen wichtigen Fundpunkten: Gosetal 4,0, Weg unter dem Kamm des Giengelsberges,

Herzberg (Forstbezirk 101), Steinbruch am Rammelsberg, Bärweg, oberes Gelmketal. An den beiden an erster Stelle genannten Orten ist er auch in bestimmten Bänken angereichert.

Daß sich unter den für die Nessigi-Schichten charakteristischen Tierformen somit auch eine Spiriferenart befindet, ist von besonderem Interesse, als ja auch bei der ursprünglichen Gliederung des Kahlebergsandsteins (ebenso wie bei der des rheinischen Unterdevons) das Vorkommen bestimmter Spiriferen als Anhalt benutzt wurde. Sollte meine vorläufige Beobachtung, daß *Sp. goslariensis* nicht außerhalb der Nessigi-Schichten auftritt, auch bei weiterer Durchforschung unseres Gebietes Bestätigung finden, so könnte man die Nessigi-Schichten aus Analogiegründen auch »Schichten mit *Spirifer goslariensis*« benennen.

Das angebliche Vorkommen von **Spirifer carinatus** Schnur.

Das Fehlen des typischen *Spirifer carinatus* Schn. im Kahlebergsandstein hob schon Beushausen hervor, gab aber in seinem Fossilverzeichnis einen *Sp. carinatus* var. an. Mir ist auch keine Varietät vom Oberharz bekannt geworden. Was ich in Museen als *Sp. carinatus* von dort bestimmt sah, waren entweder Jugendformen von *Sp. auriculatus* Sandb. oder Brachialklappen von *Sp. subcuspidatus*, bei denen (durch Verdrückung?) der Sattel stärker gewölbt war als gewöhnlich[1]). Auch Brachialklappen von *Sp. goslariensis* mögen wegen der Form des Sattels mit *Sp. carinatus* verwechselt worden sein. *Sp. carinatus* var. *latissima* Scup., eine Form, die *Sp. auriculatus* nahesteht und von Scupin[2]) aus dem Kahlebergsandstein angegeben wird, ist unter dem von mir durchgesehenen Material ebenfalls nicht vorhanden.

Der von Beushausen Oberh. Spir., Taf. 6, Fig. 23a und b abgebildete zweiklappige Spiriferenkern, in dem Scupin ebenfalls eine *Sp. carinatus* nahestehende Form vermutet, ist in Wirklich-

[1]) Solche Stücke betrifft wohl auch eine Bemerkung Beushausen's (Dies. Jahrb. f. 1896, S. 292), wonach ein Teil der Spiriferenkerne vom Bocksberg und Kahleberg Ähnlichkeit mit *Sp. carinatus* zeigen soll, ohne mit dieser Art ident zu sein.

[2]) Scupin, Spiriferen, S. 29.

keit ein *Sp. subcuspidatus*, und zwar eine var. *longeïncisa* am nächsten stehende Form, wie ich durch die Untersuchung des Göttinger Originales feststellte.

Ich habe aus den angegebenen Gründen in mein Fossilverzeichnis nur *Sp. carinatus* var. *latissima* unter Berufung auf das Zeugnis Scupin's aufgenommen. — Es ist bemerkenswert, daß *Sp. carinatus* auch in den Remscheider Schichten fehlt.

Spirifer hystericus Schloth. n. mut. minor.

Taf. 15, Fig. 10—12.

Wie ich in meiner früheren Abhandlung darlegte, haben die ursprünglich von Beushausen als *Spirifer hystericus* Schloth. angesprochenen Kerne vom Bocksberg und Kahleberg mit dieser Art nichts zu tun; Beushausen hat sich später auch selbst hiervon überzeugt[1]).

Dagegen kann es keinem Zweifel unterliegen, daß ein kleiner *Spirifer*, der eine Bank in einer braunen, glimmerigen, quarzitischen Grauwacke am Birkentalsberg erfüllt (Slg. Denckmann), dem echten *Sp. hystericus* außerordentlich nahesteht. Es ergibt sich dies sowohl aus den Definitionen, die Scupin[2]) und Drevermann[3]) von dieser Art gegeben haben, als auch aus dem Vergleich mit dem reichen Material von *Sp. hystericus* aus den Herdorfer Schichten, das mir, teils aus meiner eigenen Sammlung, teils aus dem Geologischen Landesmuseum (durch gütige Vermittlung des Herrn Dr. W. E. Schmidt) zur Verfügung steht. Besonders nahe kommen der Harzer Form die beiden in Scupin's Werk (Taf. 1, Fig. 3 und 4) abgebildeten Kerne von Unkel.

Die zahlreichen Exemplare der genannten Spiriferenart vom Birkentalsberg haben alle etwa die gleiche Größe, und zwar sind sie auffallend klein. Dabei zeigen sie aber die charakteristischen, mit Veränderungen in der Schalenwölbung verbundenen Absätze der zickzackförmigen Anwachsstreifung, wie sie der Schale des

[1]) Beushausen, Fauna des Hauptquarzits vom Acker-Bruchberge, S. 292.
[2]) Scupin, Spiriferen, S. 12, Taf. 1, Fig. 3—5, 7 (?).
[3]) Drevermann, Seifen, S. 253, Taf. 30, Fig. 1—7.

erwachsenen rheinischen *Sp. hystericus* eigen sind; man muß daher annehmen, daß auch die Harzer Tiere ausgewachsen waren. Eine weitere Eigentümlichkeit der Harzer Exemplare besteht darin, daß sie sämtlich als zweiklappige Kerne erhalten geblieben sind, ihr Schloßapparat also so eingerichtet war, daß die Schalen auch nach dem Tode ihrer Insassen noch im Verbande blieben. Bei dem *Sp. hystericus* des rheinischen Devons war dies nicht der Fall, denn zweiklappige Exemplare von ihm sind, wie mir Herr Dr. W. E. Schmidt als Kenner der Siegener Schichten freundlichst mitteilte, große Seltenheiten, auch in Lagen, die unzählige isolierte Klappen bergen. — Ich trage den angeführten Unterschieden Rechnung, indem ich die Harzer Form als mut. *minor* von dem typischen *Spirifer hystericus* des älteren rheinischen Unterdevons abtrenne.

Auch in einigen anderen, weniger wesentlichen Merkmalen weicht die Harzer Mutation von der rheinischen ab. Ihre Area ist etwas schwächer gekrümmt und höher, und die Berippung ist nicht so grob (tritt vor allem auf dem Steinkern weniger scharf hervor). Auch greift, wenigstens in der Regel, die Zunge des Sinus nicht so weit auf die kleine Klappe über als bei gleichgroßen Individuen von *Sp. hystericus typus*.

Über das Alter der Schichten vom Birkentalsberge, in denen *Sp. hystericus* mut. *minor* gefunden wurde, vergleiche meine Betrachtungen auf S. 203.

Spirifer daleidensis Steininger.

Taf. 15, Fig. 13.

1913. *Spirifer daleidensis* Leidhold, Berlé, S. 359.
1913. » » Dienst, Unterkoblenzschichten im Kellerwald, S. 578, Taf. 17, Fig. 17 u. 18.
1915. » » Spriestersbach, Verstein. rhein. Devon, S. 15, Taf. 5, Fig. 6. An diesen drei Stellen auch die ältere Literatur.

Es liegen nur zwei Steinkerne von Brachialklappen aus einem braungelben, noch andere Spiriferen enthaltenden Sandstein vom Herzberg vor, die mit Vergleichsstücken aus dem rheinischen Devon sehr gut übereinstimmen. Der Fundort des einen, von

mir gefundenen Stückes ist der alte Steinbruch, der an der durch den Forstbezirk 101 führenden Strecke des Herzberger Weges liegt, und der eine typische Nessigi-Fauna geliefert hat. Das andere, in der Denckmannschen Sammlung befindliche Stück mit der Fundortsbezeichnung »Herzberg B., Westseite« stammt vermutlich aus nächster Nähe oder gar von der gleichen Stelle[1]).

Die beiden Steinkerne sind einander sehr ähnlich und zeigen eine gleichmäßige Wölbung von der Mitte des breiten Sattels nach beiden Seiten und nach dem Schloß- und Vorderrand hin. Die Berippung der etwas abgeriebenen Sättel ist undeutlich, doch sind auf dem besser erhaltenen Stück drei breite Rippen einigermaßen zu erkennen. Auf den Seitenteilen liegen je 8, schon in der Schloßgegend sehr kräftige Rippen von gerundet-dachförmigem Querschnitt, von denen anscheinend alle, am deutlichsten die äußeren, gegabelt sind. Diese Spaltung ruft erst am Stirnrand der Kerne tiefe Einschnitte in den Rippen hervor, wie dies auch bei den mir zum Vergleich dienenden Steinkernen aus dem Koblenzquarzit zu beobachten ist. An den Abdrücken der Koblenzquarzitexemplare ist die Spaltung (in zwei oder drei Zweige) schärfer markiert als an den Kernen und setzt schon weiter oben ein. Es ist anzunehmen, daß die nicht aufgefundenen Abdrücke der Harzer Exemplare ähnlich beschaffen waren.

Sp. daleidensis, der bisher im Kahlebergsandstein noch nicht bekannt war, hat im rheinischen Devon seine Hauptverbreitung in den Oberkoblenzschichten und wurde bis vor kurzem sogar als Leitfossil angesehen. Im Koblenzquarzit findet er sich nach Leidhold als Seltenheit bei Munshausen in Luxemburg, nach meinen eignen Beobachtungen ziemlich häufig im Mühltal bei Rhens und im Siechhausbachtal bei Capellen am Rhein. Die Vorkommen in den Unterkoblenzschichten hat Dienst angegeben.

[1]) Während der Drucklegung dieser Arbeit fand ich auch einen Abdruck der Ventralschale in den Nessigi-Schichten am Schalker Weg an der Ostseite des Kronsfeldes. D. Verf.

Glassia (?) minuscula n. sp.

Taf. 15, Fig. 23—25.

Schale sehr klein, fast kreisrund, beide Klappen gleichmäßig und stark gewölbt. Stirnrand scharf, ohne Sinus und Sattel. Der Wirbel des Ventralkernes ist dick und über den Schloßrand eingekrümmt. In seiner Mitte liegt eine sehr seichte Depression, die sich nicht auf die übrige Schale fortsetzt. Der Brachialkern zeigt eine Medianfurche, die einem kurzen, aber relativ breiten Septum entspricht, das am Vorderende gerundet und meist ein wenig löffelförmig verbreitert ist. Es erreicht gewöhnlich beinahe die halbe Schalenlänge, bei einigen Exemplaren nimmt es indes nur ein Fünftel oder ein Viertel der Schalenlänge ein.

Von den Schließmuskeleindrücken sind nur ganz schwache Andeutungen vorhanden.

Die Schalenskulptur besteht aus etwa 7 bis 10 ganz regelmäßigen, konzentrischen Binden, die in der Wirbelgegend ebenso deutlich ausgeprägt sind wie am Stirnrand und durch sehr schmale, tiefe Furchen voneinander getrennt werden. Radialskulptur wurde nicht beobachtet.

Dimensionen: Länge 1,3 mm, Breite 1,4 mm.

Ich ordne diesen kleinen Brachiopod mit größtem Vorbehalt in die Gattung *Glassia* ein. Man könnte, da kein Armgerüst bekannt ist, die Diagnose vielleicht auch auf *Athyris* oder *Dielasma* stellen oder gar an eine Discinide denken. Der gerundete Umriß, das Fehlen von Sinus und Sattel, die gleichstarke Wölbung beider Klappen und die konzentrische Skulptur weisen auf *Glassia* hin; allerdings ist eine Skulptur von solcher Regelmäßigkeit bei *Glassia* noch nicht beobachtet. Die Steinkerne, die Fr. Maurer von *Glassia Beyrichi* Kayser abbildet[1]), zeigen, abgesehen von der Größe, einige Ähnlichkeit mit denjenigen der Harzer Art, besonders in der Form des Septums der Brachialklappe.

Vorkommen. Dieser winzigen Art kommt insofern ein besonderes Interesse zu, als sie der einzige Vertreter der Brachio-

[1]) Maurer, Die Fauna der Kalke von Waldgirmes bei Gießen. Abh. Großh. Hess. Geol. Landesanst. Bd. I, Fig. 14 u. 14a. 1885.

poden in den Giengelsberger Schichten ist. Sie ist in diesen Ablagerungen recht häufig, hauptsächlich in den mit Ostracoden erfüllten Bänken; im übrigen Kahlebergsandstein kommt sie nicht vor. Slg. Denckmann.

Bryozoa.

Bryozoe.

Auf einem mit Tentaculiten und Crinoidenstielen erfüllten Stück eines ziegelroten Sandsteins der Nessigi-Schichten vom Fastwege am Sidekum (Slg. Dahmer) befindet sich der Abdruck eines Fossils, das ich für eine Bryozoe halte, und das mir schon länger aus den rheinischen Oberkoblenzschichten bekannt ist. Es tritt nämlich im Dörrbachtal bei Koblenz-Laubach am Fundort des

Figur 4. Figur 5.

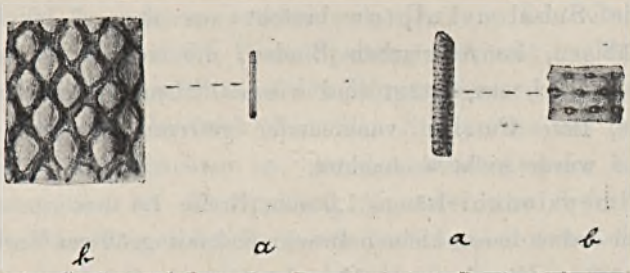


Fig. 4 u. 5. Aststückchen einer Bryozoe, a nat. Gr., b stark vergr.
4. Abdruck (Plastilinpositiv) aus den oberen Koblenzschichten des Dörrbachtales bei Koblenz. Sammlung des Verf.
5. Steinkern vom Auerhahn. Sammlung Denckmann.

Hystricrinus Schwerdii Follm.[1]) ungemein häufig auf. Der gelbliche Sandstein ist dort von langen, geradlinigen oder schwach gekrümmten, fadenförmigen Hohlräumen durchzogen, die etwa 1 mm Durchmesser haben und in bestimmten Ebenen kreuz und quer übereinander liegen, so daß das Gestein im Querbruch fein durchlöchert erscheint wie manche Styliolinengesteine. Nur selten findet man eine der Stellen, wo mehrere solcher Fäden von einem

[1]) O. Follmann, *Hystricrinus Schwerdii* Follm. Eine neue Crinoidenart aus den Oberen Koblenzschichten. Verh. naturh. Ver. Rheinl. Westfal., 58. Jahrg., S. 66, 67. 1901.

gemeinsamen Zentralkörper abzweigen. Offenbar strahlten demnach zahlreiche der langen Äste von verhältnismäßig wenigen Stämmchen aus.

Die Innenfläche der fadenförmigen Hohlräume ist bei der gewöhnlichen Art der Erhaltung durch sehr dicht stehende, gekreuzte Riefen, die Winkel von 45° mit den Seiten bilden, und die an den Kreuzungspunkten etwas erweitert sind, in rhombenähnliche Stücke zerlegt. Von einem besser als gewöhnlich erhaltenen Ästchen in einer mehr schiefrigen Partie des Gesteins wurde ein Plastilinabdruck genommen, um das Positiv zu dieser Skulptur konstruieren zu können. Hiernach bestand die Oberflächenverzierung der Fäden aus erhabenen Sechsecken mit gerundeten Ecken, die wie Schuppen von *Lepidodendron* angeordnet und durch ein Netz von Vertiefungen, die an den Kreuzungspunkten angeschwollen sind, getrennt werden (Fig. 4). Es mögen etwa 10 solcher Sechsecke auf dem Querschnitt vorhanden gewesen sein. Die angeschwollenen Stellen der Vertiefungen sind die rhombenartigen Erhöhungen, die man an den Hohldrucken meist allein erkennt.

Ich habe dieses vorläufig noch problematische, aber recht charakteristische Fossil hier deshalb so eingehend geschildert, weil es anscheinend über das ganze jüngere Unterdevon Deutschlands verbreitet ist. Es findet sich auch in den obersten Koblenzschichten (Mandelner Horizont) im Gebiet der oberen Lahn (Ilsetal), in den Remscheider Schichten, in den Cultrijugatus-Schichten (Fenestellidenbänken) des westlichen Sauerlandes und nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. A. Fuchs besonders häufig in den Verseschichten.

Außer den vorstehend beschriebenen wurden noch Gebilde von ganz ähnlicher oder gleicher Skulptur, aber von größerem Durchmesser mehrfach im Kahlebergsandstein beobachtet. Sie kommen zum Beispiel in den Schalker Schichten am Auerhahn (Slg. Denckmann) und am Kahleberg (Marburger Museum) vor. Zu diesen größeren Abdrücken sind auch die Steinkerne erhalten. Sie haben eine Dicke von etwa $2^1/_2$ mm und sind mit sehr

schmalen, auf den Seiten senkrecht stehenden Querringeln besetzt, die kleine Knötchen tragen. Es sind auf jedem Ringel etwa 10 solcher Knötchen in gleichmäßigen Abständen vorhanden, die gegen die Knötchen der Nachbarreihen versetzt sind (Fig. 5).

Crinoidea.

Ctenocrinus decadactylus Goldf., var. hercynica Jaekel.

Taf. 16, Fig. 1.

1854. *Ctenocrinus decadactylus* A. Roemer, Beitr. n.-w. Harzgeb. I, S. 2, Taf. 1, Fig. 1.
1884. » » Beushausen, Oberh. Spir., S. 127.
1895. » *hercynicus* Jaekel[1]), Crinoiden, S. 33.
1900. » *decadactylus* Goldf. var. *hercynica* Beushausen, Devon Oberh., S. 77.

Diese Crinoidenart, die wichtigste des Kahlebergsandsteins, hat Jaekel von dem *Ctenocrinus decadactylus* Goldf. des rheinischen Devons als *Ct. hercynicus* abgetrennt. Beushausen hat diese Bezeichnung in der Form *Ct. decadactylus*, var. *hercynica* in seine zweite Fossilliste aufgenommen. Ich bilde hier den Gipsausguß eines ziemlich vollständigen, nur leicht seitlich verdrückten Kelchabdruckes ab, der gut die Merkmale erkennen läßt, die die Harzer Abart auszeichnen. Sie ist nach Jaekel kleiner als die rheinische Form, der Kelch ist nur etwa halb so groß und nicht konisch, sondern stark gewölbt (infolge der Verdrückung tritt diese Wölbung an dem abgebildeten Stück sogar etwas übertrieben hervor). Unter den Armansätzen ist der Kelch etwas kontrahiert, die Arme sind stark gebogen.

Der wiedergegebene Abguß ist in mehreren Sammlungen (u. a. im Geologischen Landesmuseum in Berlin, im Goslarer Museum und in der Sammlung d. Verf.) vertreten. Der ihm zugrunde liegende Gesteinsabdruck, der im Naturhistorischen Museum in Magdeburg aufbewahrt wird, wurde am alten Windewege am Rammelsberg gefunden. Die dort auftretende, schon lange bekannte Crinoidenbank gehört wohl, ebenso wie die von mir auf der gegenüberliegenden Talseite, am Giengelsberg entdeckte, den Nessigi-Schichten an.

[1]) Jaekel, Beiträge zur Kenntnis d. palaeozoisch. Crinoiden Deutschlands. Palaeont. Abh., N. F., Bd. III, Heft 1.

Acanthocrinus longispina A. Roem.

Taf. 16, Fig. 2 u. 3.

1850. *Acanthocrinus longispina* A. Roemer[1]), Acanthocrinus, S. 679, Taf. 6B.
1895. » » Jaekel, Crinoiden, S. 26 u. Nachtrag S. 111.
1900. » » Beushausen, Devon Oberh., S. 78.

Der Horizont, aus dem A. Roemers Original mit der Fundortsbezeichnung »Clausthal«[2]) stammt, ist nicht bekannt. Koch sowie Beushausen vermuten, daß es im Unteren Mitteldevon des Oberharzes gefunden sei.

Ich fand auf der Halde des großen Steinbruches am Rammelsberge eine Platte mit sechs plattgedrückten Kelchen und zahlreichen langen Säulenfragmenten der genannten Art. Diese erfüllt demnach eine bestimmte Lage in einem sehr glimmerreichen, braungrauen Grauwackenschiefer, der den Schichten mit *Spirifer speciosus* angehört, wie ein Abdruck des Leitfossils auf der Platte beweist. Die hier beigefügten Abbildungen sollen A. Roemers Figur ergänzen. Jaekel hat die Harzer Form von einer rheinischen, die in der Literatur mit ihr vereinigt worden war, mit Recht wieder abgetrennt und für die rheinische den Namen *A. gregarius*, den ihr Zeiler und Wirtgen ursprünglich beigelegt hatten, angewandt[3]).

Der wesentliche Unterschied zwischen beiden Arten liegt in der Gestalt der Säule. Bei *A. gregarius* liegen zwischen je zwei kräftigen, als wulstige Ringe stark hervortretenden Gliedern je 3 bis 7 niedere und zugleich schmälere Glieder, die untereinander wieder verschieden sind, nach einer bestimmten Regel, die Zeiler

[1]) A. Roemer, *Acanthocrinus*, ein neues Geschlecht. N. Jahrb. f. Min., Jahrg. 1850.

[2]) Vergl. Zeiler und Wirtgen, Über die Echinodermen in der Umgegend von Koblenz und in dem Eifeler Kalke. Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf., 12. Jahrg., S. 79. 1855.

[3]) Literatur über *Acanthocrinus gregarius* Zeil. und Wirtg.:

Zeiler und Wirtgen, Bemerkungen über die Petrefakten der älteren devonischen Gebirge vom Rheine, insbesondere über die in der Umgegend von Koblenz vorkommenden Arten. Verh. d. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., 12. Jahrg., S. 8, Taf. 2, Fig. 1–3 und Taf. 3, Fig. 1, 2. 1855. — Follmann, Unterdevonische Crinoiden, S. 23. 1887. — Jaekel, Crinoiden, S. 22 u. 26. 1895.

Auch die Form, die ich nach spärlichen Resten als *A. longispina* von Mandeln bei Dillenburg (Dies. Jahrbuch, Bd. 36, I, S. 246) erwähnt habe, wird man besser mit dem Namen *A. gregarius* belegen.

und Wirtgen, Follmann und Jaekel dargelegt haben. Die Säule von *A. longispina* aus dem Harz ist schwächer und in den Einzelheiten folgendermaßen gebaut. In der Nähe des Kelches liegen zwischen je zwei stärkeren, d. h. sowohl dickeren als breiteren Gliedern drei schwächere, von denen wiederum das mittelste etwas kräftiger ist, als seine Nachbarn (Taf. 16, Fig 3a). Der Unterschied in der Stärke der Glieder ist aber viel geringer als bei *A. gregarius* und gleicht sich außerdem in einiger Entfernung vom Kelch mehr und mehr aus, so daß die Säule in ihrer Haupterstreckung aus nahezu gleichstarken Gliedern aufgebaut erscheint. Ferner ist zwischen je zwei Gliedern noch ein äußerst dünnes Scheibchen eingeschoben (Taf. 16, Fig. 3b), das oft nur mit der Lupe erkennbar und in der Nähe des Kelches, wo die Glieder niedriger sind und dichter stehen, überhaupt nicht mehr zu bemerken ist.

Da ich die nicht zu verkennenden Dornen der Parabasalia auch in den Schalker und den Festenburger Schichten wiederholt beobachtete, kann man wohl annehmen, daß *A. longispina* durch den ganzen Kahlebergsandstein hindurchgeht.

Craspedocrinus Schmidti n. gen. n. sp.

Taf. 16, Fig. 4—8.

Auf der Halde des großen Steinbruches am Rammelsberge beobachtete ich in einem Gestein, das keine Spur anderer Fossilien aufwies, eine mit überaus zierlichen Crinoidenresten erfüllte Lage; aus einem Handstück konnte ich sieben, aus einem anderen sechs der kleinen Kelche mit den zugehörigen Stielen präparieren. Sie sind in einen grauweißen oder bläulichweißen, feinkörnigen, sehr harten Sandstein eingebettet, der von unzähligen kleinen Weißglimmerfünkchen durchsetzt ist. Das Gestein ist dickplattig abgesondert und außerdem noch in zwei Richtungen quer zur Absonderungsfläche zerklüftet, so daß es beim Zerschlagen in parallelepipedische Blöcke zerfällt. Die Begrenzungsflächen der Blöcke sind oft durch Eisenverbindungen lebhaft rot oder gelb gefärbt. Der genaue Horizont, dem diese Ablagerung angehört, kann bei ihrer Fossilarmut nicht angegeben werden; ich möchte aus dem Gesteinscharakter mit Vorbehalt auf Nessigi-Schichten

schließen; neben ihnen kämen, der Fundstelle nach, noch die Schichten mit *Spirifer speciosus* in Frage.

Die Kelche gehören einer neuen Gattung an, die aller Wahrscheinlichkeit nach zu der im nordamerikanischen Untersilur verbreiteten Familie der *Reteocrinidae* Wachsm. und Spring. gehört. Herr Dr. W. E. Schmidt in Berlin, dem zu Ehren ich die vorliegende Art benenne, hatte die Freundlichkeit, diese als geübter Kenner der Crinoiden zu untersuchen; er schreibt darüber folgendes:

Man erkennt an den winzigen Kelchen deutlich, daß die Radien gegenüber den vertieften Interradien als schmale Rippen hervortreten, und daß in den Analinterradien die mittelste Reihe der Analplättchen ebenfalls als schmale Rippe hervortritt, eine bei sämtlichen Gattungen der *Reteocrinidae* beobachtete Eigentümlichkeit. Obwohl keine deutlichen Plättchengrenzen an den Kelchen zu erkennen sind, darf man mit großer Wahrscheinlichkeit schließen, daß die neue Form eine monocyclische Basis und über den sich seitlich nicht berührenden Radialien zwei Costalia und über diesen zwei bis drei Distichalia besessen hat. In den Interradien ist keinerlei Gliederung erkennbar, doch dürfte es am wahrscheinlichsten sein, daß die Interradien von winzigen Plättchen in unregelmäßiger Anordnung nach Art der *Reteocrinidae* ausgefüllt waren. Die Arme scheinen über dem axialen Distichale frei zu werden und sind, soweit sie erhalten geblieben, einreihig; die Armglieder sind ein wenig höher als breit. An dem in Fig. 8 wiedergegebenen Exemplar ist in einem Radius eine viermalige Gabelung der Arme in gleichstarke Äste erkennbar. An den anderen Exemplaren sind die Arme nicht so lang erhalten, doch scheinen alle Arme die gleiche Gabelung besessen zu haben. Auch Pinnulae sind an einem der Kelche zu erkennen.

Der Stiel setzt sich aus im Querschnitt vollständig runden Gliedern zusammen, die auf den Gelenkflächen etwa 16 bis 20 radiale Furchen und einen anscheinend fünflappigen Zentralkanal haben. Im Stiel alternieren höhere und breitere mit niedrigeren und schmäleren Gliedern.

Von der dicyclischen Gattung *Reteocrinus Billings* ist die neue Form durch das allerdings nicht sicher festgestellte Fehlen der Infra-

basalia und durch die stärkere Gabelung der Arme unterschieden, von der nur vier Basalia besitzenden Gattung *Xenocrinus* Miller durch den runden Stiel und endlich von der Gattung *Tanaocrinus* Wachsm. und Spring. dadurch unterschieden, daß sich die Radialia seitlich nicht berühren, sondern durch kleine Interradialia getrennt sind.

Annelida.

Spirorbis intermedia Oehlert.

1887. *Spirorbis intermedia* Oehlert [1]), Mayenne, p. 111; t. 10, fig. 4—4b.

Auf einem Steinkern von *Modiomorpha trigona* n. sp. aus den Giengelsberger Schichten bemerkt man mehrere Abdrücke einer sehr involuten *Spirorbis*-Art, deren größter (von $3^1/_2$ mm Durchmesser) auch die Skulptur sehr gut erkennen läßt. Sie bestand aus zahlreichen, gebündelten Anwachsstreifen, von denen einzelne in gleichmäßigen kurzen Abständen schärfer hervortreten. Dies ist aber die Schalenzeichnung der *Sp. intermedia* Oehl., mit der die Harzer Art auch in den übrigen Merkmalen übereinstimmt.

Spirorbis sp.

Neben der vorgenannten *Spirorbis*-Art kommt, ebenfalls im Innern der größeren Zweischaler der Giengelsberger Schichten, noch eine andere vor, die ein evolutes Gehäuse besitzt (Fig. 6 und 7). Die Skulptur besteht aus dichtstehenden, kräftigen

Figur 6. Figur 7.



Fig. 6 u. 7. *Spirorbis* sp., stark vergr. Giengelsberg. Sammlung Denckmann.

Rippen; ob außerdem noch schwache Intermediärstreifen vorhanden waren, ist nicht genau zu erkennen. Vergleichbar ist *Sp. gracilis* Sandb. [2]). Diese Form hat etwa die gleiche Größe und wie jene drei kantige, allmählich anwachsende Windungen; doch ist bei der Harzer Art die letzte Windung etwas stärker erweitert.

[1]) Oehlert, Descriptions de quelques espèces dévoniennes du département de la Mayenne. Bull. Soc. Etud. Scientif. Angers, année 1887.

[2]) Sandberger, Verstein. rhein. Schichtensyst., S. 36, Taf. 3, Fig. 11.

Tabellarische Übersicht über die Fauna (und Flora) des Kahlebergsandsteins.

Namen in gewöhnlichem Druck bedeuten unsichere Formen.

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Fischreste		+	+	+	+	
Homalonotus gigas A. Roem.[1]	+	+	+	+	+	
Cryphaeus rotundifrons Emmer.	+	+	+	+	+	
Acaste cf. *nolens* Rud. Richt.		+		+[2]		
Phacops Schlotheimi Br.†	+					
Phacops sp.†	+					
Proetide		+		+[2]		
Dechenella (*Basidechenella*) *Kayseri* Rud. Richt. (?)	+					
» (*Basidechenella*) sp.		+		+[2]		
Acidaspis sp.†	+					
Cyphaspis sp.†	+					
Bronteus intumescens A. Roem.†	+					
» sp.†	+					
Beyrichia goslariensis Dahm.		+		(?)	+	
Kloedenia (?) *incompta* Dahm.		+		+[2]	+	+
Beyrichia montana Spriestb.		+			+	+
» » » var.		+				+
Strepula Spriestersbachi Dahm.		+			+	+
Orthoceras planiseptatum Sandb.		+	+	+	+	
» *crassum* A. Roem.		+	+	+		
« alternans A. Roem.			+			
« *giengelsbergensis* Dahm.		+				+
» sp.	+					
Jovellania triangularis A. V.		+	+		+	
» sp.[3]		+			+	
Cyrtoceras compressum A. Roem.			+			
» sp.[4]			+ (?)			
Bactrites (?) sp.[5]			+			

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Tentaculites scalaris Schloth.	+	+	+	+	+	
» *alternans* A. Roem. em. Dahm.[6])	+	+	+	+	+	
Coleoprion gracile Sandb.		+	+	+	+	
» *arenarium* A. Roem.		+	+	+		
Pleurotomaria Kleini Beush.		+	+		+	
» *giengelsbergensis* Dahm.		+				+
» *tricincta* A. Roem.	+	+	+	+	+	
» (?) *najas* Trenkn.			+			
» striata Goldf.[7])			(?)			
» *decussata* Sandb. var. *kahlebergensis* Dahm.		+		+		
» *findespinosa* Dahm.		+	+		+	+
Murchisonia Nessigi A. Roem.		+	+		+	
» *acutecarinata* Spriestb.		+			+	+
» *kahlebergensis* Dahm.		+	+	+		
» sp.	+					
Salpingostoma goslariense A. Roem.		+	+	+		
Pedasiola hercynica Dahm.		+			+	+
Bellerophon macromphalus A. Roem.		+	+			
» *tumidus* Sandb.		+	+	+		
» *brevis* Maur.		+	(?)		+	
» *bisulcatus* A. Roem.		+	+			
» n. sp.			+			
» acutus Sandb.[8])		+				
Euomphalus aff. *concavus* A. Roem.†)		+				
Straparollus Kirchneri Dahm.		+			+	+
Trochus sp. a[9])		+			+	
» (?) sp. b		+				+
Naticopsis sp.			+			
Holopea distincta Dahm.		+	+	+	+	+
Loxonema angulosum A. Roem.			+			
» *funatum* A. Roem.	+	+		+		

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Loxonema sp.†)			+			
» sp.†)		+				
Horiostoma (?) sp.		+			+	+
Platyceras kahlebergense Beush.		+	+	+		
» *crassum* Trenkn.		+	+	+		
Aviculopecten Jugleri A. Roem.		+	+	+		
» *perovalis* Beush.		+	+	+		
» *gracilis* Beush.		+	+ (?)	+		
» *hercynicus* Beush.			+			
Limoptera semiradiata Frech		+			+	
Pterinea costulata A. Roem.	+	+	+	+		
» *fasciculata* Goldf.		+			+	
» *ventricosa* Goldf.		+	+	+		
Leiopteria concentrica A. Roem.	+	+	+	+	+	
» cf. *pseudolaevis* Oehl.		+		+	+	
» sp.[10])			+			
Cyrtodonta declivis A. Roem.			+			
» *Beyrichi* Beush.			+			
Modiola antiqua Goldf.		+	+	+	+	
» *lodanensis* Beush.[11])			+			
Myalina bilsteinensis F. Roem.		+			+	
» (*Plethomytilus*) *securis* Dahm.		+			+	
» » *fallax* Dahm.		+			+	
Avicula n. sp.		+		+		
Modiomorpha compressa A. Roem.		+	+	+		
» *ovata* Beush.		+	+		+	
» *eximia* Beush.		+			+	
» *bilsteinensis* Beush.		+	+		+	
» *trigona* Dahm.		+				+
» *Danerti* Beush.			+			
Radiatodonta goslariensis Dahm.		+			+	

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
? *Megambonia* sp.			+			
Ctenodonta Bartlingi A. Roem.		+	+	+	+	
» *trigona* Beush.		+	+	+	+	
» Roemeri Beush.[12])			+			
» *hercynica* Beush.		+	+		+	
» *curta* Beush.	+	+	+	+	+	
» *oblongata* Beush.	+	+	+	+	+	
» *occulta* Beush.			+			
» *neglecta* Beush.			+			
» *speciosa* Beush.			+			
» aff. unioniformis Sandb.†)			+			
» *insignis* Beush.		+	+		+	
» *laevis* Beush.		+	+	+ (?)	?	
» *arenacea* Beush.			+			
» (*Koenenia*) *obsoleta* Goldf. *typus*		+		+	+	
» » » Goldf., var. *Lasii* A. Roem.		+	+		+	
» » » Goldf., var. *giengelsbergensis* Dahm.		+			+	+
Cucullella solenoides Goldf.		+	+	+	+ (?)	
» *truncata* Stein.		+	+		+	
Nucula grandaeva Goldf.		+	+	+	?	
» » Goldf., var. *elongata* Dahm.		+	+	+	?	
» cf. *lodanensis* Beush.		+	+	+		
» *Krachtae* A. Roem.		+	+	+		
» *confluentina* Beush.		+	+	+		
» sp.		+			+	
» sp.		+				+
Nuculana Ahrendi A. Roem.		+	+	+	+	
» *securiformis* Goldf.	+	+	+	+	+	
» *Beushauseni* H. Schmidt		+				+
» *mira* Beush.			+			

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigt-Schichten	Giengelsberger Schichten
Nuculana hercynica Beush.			+			
Ledopsis cf. *callifera* Beush.†)		+				
» *rectangularis* Beush.		+	+		+	
» *trigona* Beush.			+			
» *rostrum* Beush.			+			
» *perobliqua* Beush.			+			
» *aequalis* Beush.		+	+		+	
» *elegans* Dahm.			+			
Myophoria Roemeri Beush.		+	+			
» *inflata* A. Roem.		+	+	(?)	+	
» » » » var. *elongata* Beush.			+			
» *intermedia* Dahm.		+	+	+		
» *obrotundata* Beush.		+	+		(?)	
» *ovalis* Keferst.			+			
» *kahlebergensis* Beush.		+	+	+	+	
» *Beushauseni* Maur.			+			
» *gutta* Dahm.		+	+	+		
» *minor* Beush.	+	+	+	+	+	
» *carinata* A. Roem.		+	+		+	
» *peregrina* Beush.		+	+		+	
Cypricardella modiolaris Dahm.		+			+	
» *simplex* Beush.		+	+		+	
» *subovata* Beush.		+		+		
» *unioniformis* Sandb.			+			
Prosocoelus priscus A. Roem.		+	+	+	+	
» *orbicularis* Beush.			+			
» Groddecki Beush.			+			
» *vetustus* A. Roem.		+	+			
» » » » var. *bicarinata* Dahm.[13])			+			
» *ellipticus* Beush.			+			

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Prosocoelus complanatus Keferst.		+	+	+		
Carydium gregarium Beush.		+			+	
» *callidens* Spriestb.		+			+	
» *angulatum* Dahm.		+				+
Montanaria ovata Spriestb.[14])			+			
» *lata* Dahm.			+			
Paracyclas rugosa Goldf.[15])	+					
Goniophora nassoviensis Kays.		+	+	+		
» *Hauchecornei* Beush.			+			
» *bipartita* F. Roem.		+			+	
» sp. (*rhenana* Beush.?)		+			+	
» aff. *Stürtzi* Beush.	+					
Sphenotus gracilis Dahm.		+				+
» *compactus* Dahm.		+			+	+
Orthonota Denckmanni Dahm.		+				+
» *fallax* Dahm.		+			?	+
Palaeosolen sp.			+			
Pholadella Dahmeri Dreverm		+			+	
Dechenia hercynica Dahm.		+			+	
Allerisma intermedium Dahm.		+	+	+		
» sp.[16])	+					
Leptodomus posterus Beush.		+	+	+[17])	+	
» *acutirostris* Sandb.			+			
Regina bocksbergensis Dahm.			+			
» (?) *aequistria* A. Fuchs		+				
Conocardium cuneatum A. Roem.	+					
Dielasma inaequale A. Roem.	+	+	(?)		+	
Trigeria robustella A. Fuchs		+			?	
» sp.		+		+	?	
Rhynchonella daleidensis F. Roem. var.		+			+	
» » » » » *gracilior* A. Fuchs		+	+	?	+	

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt: Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Rhynchonella Orbignyana DE VERN.	+	+(?)		+(?)		
» sp.	+					
Pentamerus productoides A. ROEM.	+					
Athyris sublaevis A. ROEM.		+		+		
» *concentrica* v. BUCH		+		+	?	
Bifida lepida GOLDF.	+	+		+[2])		
Nucleospira lens SCHNUR var. *marginata* MAUR.	+					
Cyrtina heteroclita DEFR.	+	+	+	?	+	
Spirifer speciosus aut.	+					
» *paradoxus* SCHLOTH.[18])		+	+	+	+	
» *subcuspidatus* SCHNUR *typus*	+	+	+	+		
» » » var. *lateïncisa* SCUP.		+	+	+	+	
» » » var. *longeïncisa* DAHM.	+	+	?	+	+	
» » » var. *bilsteinensis* SCUP.	(?)	+	+	+		
» *goslariensis* DAHM.		+			+	
» carinatus SCHNUR var. latissima SCUP.[19])			?			
» *hystericus* SCHLOTH. mut. *minor* DAHM.			+			
» *cultrijugatus* F. ROEM.	+					
» » » » var. *auriculata* SANDB.		+	+	+	+	
» *curvatus* SCHLOTH.	+	+	+	+	+	
» *daleidensis* STEIN.		+			+	
» *aculeatus* SCHNUR	+					
Atrypa reticularis L.	+	+ (?)		+ (?)		
Glassia (?) *minuscula* DAHM.		+				+
Stropheodonta taeniolata SANDB.	+	+	+	+		
Leptaena rhomboidalis WAHLENB.	+					
» *lepis* BRONN	+					

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Leptaena aff. *irregularis* F. Roem.	+					
Orthothetes umbraculum Schl.	+	+	+	+	+	
Orthis hysterita Gmelin		+		+	+	
» *striatula* Schloth.	+	+		+	?	
» » » var. *bistriata* Tschern.[21])	+					
» *tectiformis* K. Walth.[21]) var. *kahlebergensis* Dahm.		+		+		
Chonetes sarcinulata Schloth.	+	+	+	+	+	
» » » var. *subquadrata* A. Roem.[22])	+	+		+	+	
» *sarcinulata* Schloth. var.	+					
» *plebeja* Schnur	+	+	+	+	+	
» *dilatata* F. Roem.†)	+					
Craniella cassis Zeil.[23])		+		?	+	
Rhopalonaria tenuis Ulr. a. Bassl.		+			+	
Fenestella sp. sp.	+	+				
Retepora sp. sp.	+	+				+
Bryozoe[24])		+	+	?	+	
Aspidosoma petaloides Sim. var. *goslariensis* Half.		+			+	
Rhipidocrinus sp.	+	+				
Ctenocrinus decadactylus Goldf. var. *hercynica* Jaekel	+	+	+	+	+	
Acanthocrinus longispina A. Roem.	+	+	+	+[2])		
Craspedocrinus Schmidti Dahm.		+			+	
Cupressocrinus Urogalli A. Roem.	+					
Cyathophyllum heterophyllum M. E. H mut. *progona* Frech	+					
Hallia montis caprilis Frech	+					
Zaphrentis sp.[25])		+	+			
Calceola sandalina Lam.	+					
Pleurodictyum problematicum Goldf.	+	+				

Namen der Arten	Schichten mit *Spirifer speciosus*	Rammelsberger Schichten	Schalker Schichten	Unterabteilung der Rammelsberger Schichten, soweit bekannt		
				Festenburger Schichten	Nessigi-Schichten	Giengelsberger Schichten
Favosites sp.	+	+			+	
Stromatopora sp.	+					
Spirorbis intermedia Oehl.		+				+
» sp.		+				+
» sp.		+			+	
Annularia sp. (= *Asterophyllites Roemeri* Göppert[26])		+ (?)				
»*Fucus Nessigi*« A. Roem.[27])	?	+		?	+	

Bemerkungen zu vorstehender Fossilliste.

In dem Verzeichnis wurden von den nur der Gattung nach bestimmten Arten der Beushausen'schen Fossilliste nur diejenigen beibehalten, von denen angenommen werden kann, daß sie sich nicht mit einer der inzwischen beschriebenen Arten decken.

Hinsichtlich der Angaben über die Verbreitung der Arten über die verschiedenen Horizonte des Kahlebergsandsteins, insbesondere über die neuen Unterabteilungen der Rammelsberger Schichten wird meine Liste mancher Ergänzung bedürfen, die erst eine weitere Durchforschung des Gebietes auf Grund der neugewonnenen Gesichtspunkte bringen kann. Die Angaben in der Rubrik »Schichten mit *Spirifer speciosus*« gründen sich größtenteils auf Beushausen's Bestimmung.

Arten, die mir aus persönlicher Anschauung nicht bekannt sind, tragen das Zeichen †, das demnach »teste Beushausen« bedeutet.

Es mögen hier noch einige erläuternde Angaben zu einzelnen Arten des Verzeichnisses folgen.

1. Auch eine als *Homalonotus* cf. *ornatus* Koch (?) etikettierte Wange der Marburger Sammlung (vom Kahleberg) gehört,

wie die übrigen auf dem gleichen Gesteinsstück vorhandenen Trilobitenreste, *H. gigas* an.

2. Aus der obersten Lage der Festenburger Schichten (Profil am Nordrand des ehemaligen mittleren Schalker Teiches), vergl. S. 175.
3. Gosetal 4,0.
4. Vergl. S. 222.
5. Bocksberg, Slg. Dahmer.
6. Die in meiner ersten Arbeit von mir mit dem neuen Namen *T. Roemeri* belegte Art. Nach den neuerdings geltenden Grundsätzen für die zoologische Nomenklatur steht einer Beibehaltung der an sich sehr treffenden Roemer'schen Bezeichnung nichts im Wege, wenn man dabei im Auge behält, daß der Begriff *T. alternans* gemäß den von mir gemachten Angaben etwas weiter zu fassen ist.
7. Vergl. Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 460.
8. Auch verdrückte Kerne von *Bellerophon brevis* sehen *B. acutus* ähnlich, daher erscheint mir das Vorkommen jener Art, die aus Beushausen's Liste übernommen ist, zweifelhaft.
9. Südwestseite des Rammelsberges. Denckmann'sche Slg.
10. Beushausen, Oberh. Spir., Taf. 2, Fig. 8.
11. teste Viëtor (Koblenzquarzit, S. 60).
12. Vergl. Dahmer, Kahlebergsandstein I, S. 483.
13. Die von mir in meiner ersten Abhandlung über den Kahlebergsandstein (S. 511, Taf. 39, Fig. 4) mit *Prosocoelus pes anseris* Zeil. u. Wirtg. verglichene Art. Ich bin neuerdings zu der Überzeugung gekommen, daß es richtiger ist, sie der Roemer'schen Oberkoblenzform *Pr. vetustus* anzugliedern.
14. Beushausen's *Pleurophorus devonicus* (= *Sphenotus devonicus* der zweiten Fossilliste) ist identisch mit *Montanaria ovata* Spriestb. aus den Remscheider Schichten, wie ich durch Untersuchung des Originals sowie der Cotype in der Göttinger Universitätssammlung feststellte; Spriestersbach hatte diese Übereinstimmung schon vermutet. Ich habe für die Art, trotz Beushausen's Priorität, den von Spriesters-

BACH angewandten Namen beibehalten. Da nämlich die Gattung *Montanaria* bis jetzt nur aus dem Devon bekannt ist, hätte die Bezeichnung *M. devonica* keinen Sinn, ja wäre geradezu irreführend, während andererseits der Artname *ovata* als Gruppenbezeichnung wichtig ist und daher nicht gut entbehrt werden kann.

15. Ein typischer Skulptursteinkern der linken Klappe mit der bezeichnenden inneren Leiste, der sich auf einem Schieferstück mit *Spirifer speciosus*, *Rhynchonella* sp., *Dielasma inaequale* und *Orthis striatula* var. *bistriata* vom Rammelsberg in der DENCKMANN'schen Sammlung befindet.
16. Aus einem ockergelben Sandstein mit *Spirifer speciosus* vom oberen Granetal, unweit Hahnenklee. Slg. DAHMER.
17. Nur eine linke Klappe von der Nordseite des Herzberges. Slg. DENCKMANN.
18. *Spirifer paradoxus* nimmt in den Festenburger Schichten infolge von Verdrückung oft Formen an, die lebhaft an *Spirifer arduennensis* SCHNUR erinnern. Auf solche Exemplare gründet sich offenbar BEUSHAUSEN's Angabe eines *Sp.* cf. *arduennensis* in seiner zweiten Liste. Der echte *Sp. arduennensis* ist unter dem Kahlebergmaterial, das ich durchgesehen habe, nicht vertreten. Er gehört zu den Spiriferen, die auch in den Remscheider Schichten fehlen, während sie im mittelrheinischen Unterdevon ungemein häufig sind.
19. teste SCUPIN.
20 Auch A. ROEMER's *Leptaena inflata* ist identisch mit *Orthothetes umbraculum*, wie die Untersuchung der beiden von A. ROEMER etikettierten Exemplare in der Sammlung der Clausthaler Bergakademie ergab. Der von genanntem Autor abgebildete Steinkern (Clausthaler Original Nr. 295; Beitr. z. geol. Kenntn. nw. Harzgebirges, 2 [Palaeontographica, Bd. III], Taf. 1 [11], Fig. 1 c) zeigt, infolge von Verdrückung, eine etwas wellige Beschaffenheit der Oberfläche, die Anlaß zu der falschen Rekonstruktion einer aus regelmäßigen Runzeln bestehenden Schalenskulptur gab.

21. *Orthis tectiformis* Walth. ist eine »gute« Art, keineswegs ein Jugendstadium von *Orthis circularis* Sow., wie einige Autoren vermuten. Dies wird bewiesen durch ihr massenhaftes Auftreten an manchen Fundorten (z. B. Miellen), an denen noch nie eine erwachsene *O. circularis* beobachtet wurde und vor allem durch das abweichende Aussehen wirklicher Jugendformen von *O. circularis*. Unter solchen verstehe ich vereinzelte kleine Individuen, die sich in Bänken, die mit erwachsenen Tieren erfüllt sind, finden, und die durchaus deren Merkmale, nicht die von *O. tectiformis*, tragen. Man erkennt dies auch an der Abbildung jugendlicher Exemplare von *O. circularis* von Daun in Quenstedts Petrefaktenkunde (Brachiopoden, Taf. 56, Fig. 8).
22. In der Auffassung von A. Fuchs (Fauna der Remscheider Schichten, S. 59, Taf. 9, Fig. 9, 10).
23. Im quarzitischen Sandstein der Nessigi-Schichten vom Herzberg (Slg. Denckmann). Von Beushausen auch am Südwestfuß des Bocksberges beobachtet (Fauna des Hauptquarzits am Acker-Bruchberge, S. 299).
24. Vergl. S. 288 und Textfiguren 4 und 5.
25. Sehr selten, wie überhaupt Korallenreste in den Schalker und Rammelsberger Schichten.
26. Potonié, Die Silur- und die Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 36, S. 71 und Textfig. 35. — Dort auch eine Zusammenstellung der übrigen aus dem Kahlebergsandstein beschriebenen Pflanzenreste.
27. Ein nicht näher bestimmbarer, aber über den ganzen Oberharz verbreiteter und durch den gabelig verzweigten Thallus leicht wiedererkennbarer Pflanzenrest. Ich beobachtete ihn auch in den Remscheider Schichten am westlichen Hang des Buchhagen bei Bilstein in Westfalen.

Druckfertig abgeschlossen am 5. November 1917.
Druck verfügt am 8. März 1921.

Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins im Gebiete des Blattes Kahla (S.-A.).

Von Herrn **K. Kolesch** in Jena.

Mit 15 Textfiguren.

Schriftenverzeichnis.

1. Andrée, K., Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau, VI, 1915.
2. Blanckenhorn, M., Organische Reste im Mittleren Buntsandstein Hessens. Sitzungsber. d. Ges. z. Beförderung d. gesamten Naturw. zu Marburg, 1916.
3. Bräuhäuser, M., Über Fährtenplatten im Oberen Buntsandstein des württembergischen Schwarzwaldes. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont., 1910, II, S. 123—130. Mit 1 Taf.
4. Dacqué, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915.
5. Deecke, W., Einige Beobachtungen am Sandstrande. Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 1906, S. 721—727. Mit 6 Textfig.
6. Denckmann, A., (*Gervillia Murchisoni* in Hessen.) Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 48, 1896, S. 229.
7. Douvillé, H., Perforations d'Annelidés. Bull. de la Société Géol. de France, IV, Sér. 7, 1907. (Zitiert nach Otto M. Reis).
8. Ebert, Th., Über die Art des Vorkommens und die Verbreitung von *Gervillia Murchisoni* Gein. im Mittleren Buntsandstein. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888, S. 237—242.
9—37. Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte: Blatt Blankenhain (9), Bürgel (10), Cahla (11), Eschershausen (12), Eschwege (13), [Euerdorf (Geol. Spezialkarte von Bayern; 14), Freudenstadt (Geol. Spezialkarte von Württemberg; 15)], Fulda (16), Gelliehausen (17), Gersfeld (18), Gilserberg (19), Jena (Aufl. 2 u. 3; 20 u. 21), Kleinenberg (22), Lamspringe (23), Lindau (24), Oberkatz (25), Orlamünde (26), Ostheim vor der Rhön (27), Saalfeld (Aufl. 2; 28), Salmünster (29), Sievershausen (30), Stadtremda (31), Teutschenthal (32), Treffurt (33), Waake (34), Weißenfels (35), Weyers (36), Wutha (37).

38. Frantzen, W., Über Chirotheriumsandstein und die carneolführenden Schichten des Buntsandsteins. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 347—382.

39. Frantzen, W., Beiträge zur Kenntnis der Schichten des Buntsandsteins und der tertiären Ablagerungen am Nordrande des Spessarts. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1888, S. 243—258.

40. Fuchs, Th., Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. d. K. Akad. d. Wissensch., Mathem.-Naturw. Kl., Bd. LXII, Wien, 1895.

41. Fuchs, Th., Über einige neuere Arbeiten zur Aufklärung der Natur der Alectoruriden. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, Bd. II, 1909.

42. Geinitz, H. B., Dyas, 1861, I, S. 79; Taf. XIV, Fig. 26.

43. Geinitz, H. B., Die Versteinerungen des Herzogtums Sachsen-Altenburg. Mitt. aus dem Osterlande, N. F. V, 1892.

44. Giers, R., Der Graben von Magdala und seine südöstliche Fortsetzung. Mitt. d. geogr. Ges. zu Jena, Bd. XXXII, 1914.

45. Grupe, O., Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes, Voglers und Odfeldes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 614—624.

46. Grupe, O., Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. 4. Jahresber. d. niedersächs. geol. Vereins zu Hannover, 1911.

47. Grupe, O., Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1912, S. 397—421.

48. Häberle, D., Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung der Sandsteine. Geol. Rundschau, VI, 1915.

49. Heeger, W., Petrogenetische Studien über den Unteren und den Mittleren Buntsandstein im östlichen Thüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, II, S. 405—481.

50. Kalkowsky, E., Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari, Dresden, 1901.

51. Kirste, E., Geol. Wanderbuch f. Ostthüringen u. Sachsen, Stuttgart, 1912.

52. Koch, K. und Schmid, E., Die Fährtenabdrücke im Buntsandstein bei Jena, Jena, 1841.

53. von Koenen, A., Buntsandstein des Solling. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1902, S. 610—615.

54. von Koenen, A., Über Kalksandstein-Konkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röth. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Monatsber., 1905.

55. Kolesch, K., Über Versteinerungen aus dem Mittleren Buntsandstein in Ost-Thüringen. Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 1903, S. 660.

56. Kolesch, K., Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, I, S. 589—603.

57. Kolesch, K., Über die Verbreitung von *Gervillia Murchisoni* Gein. in Ostthüringen. Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 1909, S. 12.

58. Kolesch, K., Die Leuchtenburgstörung und ihre südöstliche Fortsetzung. Programm d. Gymnasiums Carolo-Alexandrinum zu Jena, 1910.

59. Leppla, A., Über die Zechsteinformation und den Unteren Buntsandstein im Waldeckischen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1890, S. 40—82.

60. Löscher, K., Die geologische Landessammlung des Fürstlichen Gymnasiums (II. Teil). Beilage z. Jahresber. über das Fürstl. Gymnasium Rutheneum, Gera, 1914.

61. Naumann, E., Tektonische Störungen der triadischen Schichten in der Umgebung von Kahla. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1897, S. 130—159.

62. Naumann, E., Beitrag zur Kenntnis der Thüringer Trias. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 493—510.

63. Naumann, E. und Picard, E., Die Terrassen des mittleren Saalelaufes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1915, I, S. 401—414.

64. Passarge, S., Das Röth im östlichen Thüringen, Jena, 1891, Diss.

65. Pfannkuch, W., Die Bildung der Dreikanter. Geol. Rundschau, IV, 1913.

66. Picard, E., Über den Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, I, S. 576—622.

67. Regel, F., Thüringen, I. 1892.

68. Reis, O. M., Zur Fukoidenfrage. Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., Bd. LIX, Wien, 1909.

69. Reis, O. M., Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Unteren und Mittleren Trias, I Muschelkalk und Untere Lettenkohle. Geognost. Jahreshefte, XXII. Jahrg., 1909.

70. von Seidlitz, W., Über die vordiluviale Wirbeltierfauna Mittelthüringens. Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch., Bd. 55, 1917.

71. Schmidt, Martin, Labyrinthodontenreste aus dem Hauptkonglomerat von Altenstieg im württembergischen Schwarzwald. Mitt. d. geol. Abt. d. württemberg. statist. Landesamts, Stuttgart, 1907, Nr. 2.

72. Stamm, K., Die Wirkungen des Windes und seine Bedeutung für den Ackerbau. Geol. Rundschau III, 1912.

73. Walther, K., Zwölf Tafeln der verbreitesten Fossilien aus dem Buntsandstein und Muschelkalk der Umgebung von Jena. Jena, 1906.

74. Walther, Joh. Über die Fauna eines Binnensees in der Buntsandsteinwüste. Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 1904, S. 5—12.

75. Willruth, K., Die Fährten von Chirotherium. Diss., Halle a. S., 1917, S. 10 (Mit Literaturverzeichnis von 1834 ab).

76. Wüst, E., Die Fossilführung des Mittleren Buntsandsteins der Mansfelder Mulde. Zeitschr. f. Naturwissensch., Bd. 79, Leipzig, 1907.

77. Zimmermann, E., Geogn. Aufschlüsse in der Umgebung von Gera. 21.—26. Jahresber. d. Gesellsch. von Freunden d. Naturwissensch. in Gera, 1878—1883.

78. Zimmermann, E., Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Hildberghausen, 1902.

79. Zimmermann, E., Über den Buntsandstein bei Saalfeld und über windgeschliffene Gerölle in dessen Konglomeraten. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch., 59, 1907, P., S. 227—230.

Das auf dem Meßtischblatt Kahla[1]) dargestellte Gebiet wird durch die in nordnordöstlicher Richtung fließende Saale in zwei Flächen mit so verschiedener Bodenplastik getrennt, daß sich Regel (67, 59 und 77) veranlaßt sah, hierher die Grenze zwischen der thüringischen Hochebene und ihrer östlichen Vorstufe zu legen. Allerdings bildet der Fluß nicht eine ganz scharfe Scheide, denn einerseits greift die östliche Vorstufe etwas auf das linke Ufer über und andrerseits liegen rechts der Saale einige Partien (Leuchtenburg, Dohlenstein, Pfaffenberg), die Abgliederungen der thüringischen Hochebene darstellen und daher dieser zuzurechnen sind. Aber im allgemeinen bildet die Saale die Trennungslinie der beiden genannten geographischen Bezirke, und dieser Umstand führt sich darauf zurück, daß links der Muschelkalk mit seinen scharfgeschnittenen, kulissenartig in das Tal vorspringenden Kämmen, rechts der Buntsandstein mit den ihm eigenen, sanftgerundeten Bergen vorherrscht.

Die abweichenden geologischen Verhältnisse zur Linken und Rechten der Saale äußern sich auch in der Ausnutzung des Bodens und in der Vegetationsdecke: auf der einen Seite mehr Waldwirtschaft, auf der anderen mehr Feldbau, hier eine bunte Mannigfaltigkeit kalkliebender Pflanzen mit mancher Seltenheit besonders aus der Familie der Orchideen, dort ein Gemisch von kalkscheuen Phanerogamen und zahlreichen Kryptogamen.

Die geologischen Verhältnisse der Gegend sind uns in großen Zügen seit dem Jahre 1885, in dem das Blatt von E. E. Schmid kartiert wurde, bekannt. Nach Schmid untersuchten Regel (67, 269), Passarge (64), Naumann (61) und Giers (44) mehr oder weniger ausgedehnte Gebiete unseres Meßtischblattes, bevorzugten freilich fast alle den Muschelkalk, bezw. den Röt, so daß wir über den Mittleren Buntsandstein noch sehr wenig unterrichtet sind. Das, was Schmid in den Erläuterungen zu Blatt Kahla über den Mittleren Buntsandstein gibt, läßt sich in wenige Sätze bringen: »Die herrschende Farbe ist die rote,

[1]) Alte Schreibweise: Cahla.

obgleich gelbe und graue Einlagerungen an keiner einigermaßen hohen Felswand fehlen. Im Zusammenhang mit dieser roten Farbe steht reichliche Beimengung von eisenschüssigem Letten und ein technisch geringer Wert. Fährtenabdrücke (*Chirotherium Kaupi*) auf der unteren Seite von Sandsteinen sind bei Gumperda gefunden worden; der Hauptfundort derselben im Reinstädter Grund liegt jedoch weiter talaufwärts jenseits des Randes von Blatt Kahla. Konglomeratische Bänke finden sich im Reinstädter Grund bei Bibra und im Bockedra'er Grund knapp über dem oberen Ende der Talsohle« (11, 3). Eine Gliederung gibt SCHMID nicht und konnte sie auch nicht geben, da zu seiner Zeit das Vorkommen fossilführender Schichten des Mittleren Buntsandsteins unbekannt war. Seitdem wir aber wissen (58), daß in der Kahlaer Gegend *Gervillia Murchisoni* GEIN. in großer Zahl auftritt und daß sie hier, wie in Ostthüringen überhaupt, vorzugsweise an eine ganz bestimmte Stufe gebunden ist, können wir ohne weiteres eine Dreiteilung des gesamten Mittleren Buntsandsteins vornehmen; ich gehe noch etwas weiter, indem ich vier Stufen unterscheide, die ich als sm_1, sm_2, sm_3 und sm_4 bezeichne.

Stufe sm_1

mit den Unteren Gervillienschichten. 60 m.

Im Jahre 1908 habe ich in Ostthüringen die Grenze zwischen Mittlerem (sm) und Unterem (su) Buntsandstein dahin gelegt, wo auf kalkführende Sandsteine (su) kaolinreiche Schichten (sm) folgen (56, 589). Ich stehe heute noch auf demselben Standpunkt, denn die in den letzten Jahren gemachten Erfahrungen haben mir bestätigt, daß sich su und sm nach dem aufgestellten Trennungsprinzip in den meisten Fällen bequem unterscheiden lassen. Zu dem gleichen Ergebnis ist GRUPE (47, 412) im Hannoverschen gekommen, indem er bei seinen Kartierungsarbeiten ebenfalls den »Kaolinmangel und den Kalkgehalt« einerseits, »den Kaolingehalt und den Kalkmangel« andrerseits als unterscheidendes Merkmal zwischen su und sm benutzte. Und

dem stimmt auch Heeger (49, 443) zu, wenn er sagt, daß »mit scharfer Grenze auf jene Kalksandsteine, genauer Dolomit-Oolith-Sandsteine, solche folgen, in denen das Carbonat fast vollständig zurücktritt«.

Auf Blatt Kahla kann man nur an einer einzigen, räumlich sehr beschränkten Stelle[1]) die Probe auf das Exempel machen: 400 m nordöstlich der Saalbrücke bei Kahla ist Unterer Buntsandstein in Form oolithischer Dolomit-Sandsteine, die teilweise schon zu schaumig aussehendem Sandstein verwittert sind, durch eine Dislokation über die Saalaue gehoben und von Schichten des Mittleren Buntsandsteins konkordant überlagert. Diese ältesten Schichten des sm_1 sind etwa 25 cm dicke Bänke eines grauen bis grauweißen, kaolinreichen Sandsteins, bei dem der Kaolin fast stets in Form von sogenannten Kaolinpunkten, seltener als eine »reine, erdige, weißliche, die Poren erfüllende Masse« (49, 446) auftritt; ich habe in dem letzteren Falle von einem Kaolinmycel gesprochen (56, 600). Die Sandsteine haben im allgemeinen ein feines[2]), aber selten ein gleiches Korn: die Quarzkörner unterscheiden sich nicht nur untereinander bezüglich der Größe, sondern auch gegenüber den Kaolinpunkten, und zwar sind sie meist größer als diese. Die einzelnen Gesteinskomponenten sind fast immer gut gerundet. Kaolinfreie, grau aussehende Sandsteine trifft man nur ganz selten; sie sind gleichfalls feinkörnig, aber ungleichkörnig; die größeren Quarze zeigen eine bessere Rundung als die kleineren. Die beschriebenen Sandsteine setzen ungefähr die unteren 20 m des sm_1 zusammen. Schiefertonzwischenlagen von graugrüner, seltener von gelber oder dunkelroter Farbe treten zwischen ihnen zwar auf, sind aber nicht häufig und erreichen nur ausnahmsweise eine Dicke von 3 cm. Auf der Unterseite der Sandsteinbänke beobachtet man häufig Netz-

[1]) Früher (K. Kolesch, Über die Grenze usw., S. 596) habe ich angenommen, daß auf dem Bl. Kahla überhaupt kein su vorkommt; das ist nicht richtig.

[2]) Als feinkörnig bezeichne ich Sandsteine, deren Korn bis 1 mm, als mittelkörnig solche, deren Korn 1—2 mm groß ist.

leisten, im Innern machen sich oft graugrüne Tongallen recht breit. Kreuzschichtung[1]) zeigt sich nur ausnahmsweise. — Eine Eigentümlichkeit der unteren Glieder des sm_1 kommt auf dem Blatt Kahla bei der unbedeutenden horizontalen Ausdehnung und bei den schlechten Aufschlüssen der ältesten Schichten des Mittleren Buntsandsteins nicht zur Geltung, tritt aber auf dem Nachbarblatt Orlamünde prachtvoll hervor: da, wo durch Steinbruchbetrieb oder Straßenbau mehrere Meter des unteren sm_1 angeschnitten sind, ist eine auffallend weiße oder grauweiße Fläche entstanden, die schon aus der Entfernung von mehreren Kilometern den älteren sm_1 erkennen läßt. Wählt man einen nahen Standort, so wundert man sich über die konstante Mächtigkeit der einzelnen Bänke; das Auskeilen, das sonst in jedem Steinbruch des Mittleren Buntsandsteins fast zur Regel wird, bildet hier eine Ausnahme. Ich greife etwas voraus, wenn ich schon an dieser Stelle darauf hinweise, daß auch für den jüngeren sm_1 die gleichbleibende Dicke der Sandsteinbänke kennzeichnend ist.

Die jüngeren Glieder der sm_1-Stufe trifft man an dem Fußweg Großpürschütz—Jägersdorf, an dem sie teilweise in einem alten Steinbruch, teilweise an einem von der Natur geschaffenen Steilabsturz bloßgelegt sind. Man findet hier einen grauweißen oder gelblichgrauen, feinkörnigen, sehr festen Sandstein, der zuweilen recht viel Feldspat, bezw. Kaolin führt, und der sich durch seinen splittrigen Bruch auszeichnet. Ich habe dieses, in den tieferen Lagen des Mittleren Buntsandsteins auffallende Gestein auch in der Schürfung an der Großpürschützer Brücke (links der Saale), sowie auf den Nachbarblättern Roda, Orlamünde, Rudolstadt, Saalfeld (Übersichtstafel auf S. 382) angetroffen und habe mich mit seiner Hilfe stets in dem großen Einerlei der Buntsandsteinschichten orientieren können.

Über dem splittrig brechenden Sandstein folgen verschieden

[1]) Im Anschluß an K. Andrée unterscheide ich Kreuzschichtung und Diagonalschichtung (1, 351).

gefärbte, mittelfeste, bankige, reine Quarzsandsteine, die bei ihrem feinen und gleichen Korn einen sehr guten Werkstein liefern. Die einzelnen Mineralindividuen sind immer gut gerundet, nur bei den allerjüngsten Schichten des sm_1, unter denen die kaolinführenden Sandsteine wieder vorherrschen, ist dies nicht der Fall.

Sowohl an der Großpürschützer Brücke wie an dem Fußweg Großpürschütz—Jägersdorf zeigt sich innerhalb der jüngeren Glieder des sm_1 dieselbe Armut an tonigen Zwischenlagen wie bei den tieferen Schichten des sm_1. Es ist das eine Eigentümlichkeit, die dem sm_1 überhaupt zukommt, und von der nur eine Ausnahme in dem Wiesental nördlich von Oberbodnitz festzustellen ist, in dessen verlassenen Steinbrüchen man außergewöhnlich viele und relativ dicke, dunkelrote Schiefertone beobachtet.

Die Armut an tonigen Zwischenlagen und die bankige Ausbildung der jüngeren sm_1-Schichten macht sich auch auf dem Nachbarblatt Roda bemerkbar und hat hier die Anlage vieler, in neuerer Zeit allerdings verlassener Steinbrüche zur Folge gehabt. Seit dem Erweiterungsbau der Weimar—Geraer Bahnlinie sind diese Schichten vorzüglich zwischen der Haltestelle Papiermühle und dem Bahnhof Roda aufgeschlossen. Aus den Tongallen, die zuweilen die jüngeren sm_1-Schichten der Rodaer Gegend einschließen, stammt die von Picard (66, 622) erwähnte *Estheriella nodosocostata* Giebel sp. In dem Kahlaer Gebiet konnte ich diese *Estheriella* nicht auffinden.

Das Basiskonglomerat, wie es E. Zimmermann I (79, 227) auf Blatt Saalfeld nachgewiesen hat, und wie es noch auf Blatt Rudolstadt in prachtvoller Entwicklung bei Kumbach vorkommt, fehlt auf Blatt Kahla, wie auch auf den weiter nach NO gelegenen Blättern Ostthüringens. —

Bei meinen bisherigen Veröffentlichungen bin ich stets von der Voraussetzung ausgegangen, daß im Buntsandstein Ostthüringens nur ein Gervillienhorizont vorkommt, nämlich der Schichtenstoß, dessen Basis 60 m über der Grenze $\frac{sm}{su}$ liegt. Die

in den letzten Jahren auf den Blättern Orlamünde und Roda gemachten Erfahrungen ließen aber noch ein zweites, tieferes Gervillienlager von relativ geringer Mächtigkeit vermuten. Ich habe versucht, auch auf Blatt Kahla diese Unteren Gervillienschichten nachzuweisen, obgleich es bei den schlechten Aufschlüssen in den ältesten sm-Schichten wenig wahrscheinlich war, hier die Frage endgültig zu entscheiden. Das Ergebnis war folgendes: 300 m nordöstlich der Saalbrücke bei Kahla liegen (2—3 m über der Flußaue) in dem Hangenden des vorhin erwähnten su an einem steilen, mit Buschwerk bewachsenen Hang zahlreiche Lesesteine, in denen man bei sorgfältiger Arbeit Steinkerne und Abdrücke von *Gervillia Murchisoni* GEIN. vorwiegend in einem rötlichgrauen, schwach porösen, ziemlich festen, ausnahmsweise in einem grauen, rostfleckigen, weniger festen Sandstein findet. Es ist möglich, daß diese Sandsteine von der Stelle stammen, an der man sie jetzt trifft; sie könnten aber auch von der in einem höheren Niveau entlang ziehenden Leuchtenburgchaussee, bei deren Ausbesserung früher zuweilen Sandsteine benutzt worden sind, abgerollt sein. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß 60 m über dem angegebenen Punkt die Oberen Gervillienschichten anstehen, daß mithin die erwähnten Lesesteine ursprünglich vielleicht noch höher lagen. Auf jeden Fall war an dieser Stelle die Entscheidung unmöglich, und deshalb untersuchte ich die Verhältnisse am Nordrande des Nachbarblattes Orlamünde, da hier im Leubengrund eine tiefe Erosionsfurche mit einigermaßen günstigen Aufschlüssen und mit ungestörter Lagerung vorhanden ist. Ich habe in diesem Tal die Unteren Gervillienschichten an sechs verschiedenen, nahe bei einander liegenden Punkten in einem grauroten, schwachporösen, ziemlich festen Sandstein gefunden; deshalb nehme ich an, daß dasselbe Gestein nordöstlich der Saalbrücke bei Kahla ansteht, d. h. daß die Unteren Gervillienschichten auch auf Blatt Kahla vorkommen.

Da weder im Leubengrunde noch an einer anderen Stelle die Unteren Gervillienschichten anstehend zu finden sind, ist

es nicht möglich, über ihre Lage innerhalb des sm_1 wie über ihre Mächtigkeit genaue Angaben zu machen. Auf jeden Fall aber liegen sie der Basis des Mittleren Buntsandsteins sehr nahe, und zwar wird im Leubengrund ihre Sohle von der Grenze $\frac{sm}{su}$ ungefähr 7 m, ihr Dach 10 m entfernt sein, so daß also ihre Mächtigkeit 3 m betragen würde.

Ich bin den Unteren Gervillienschichten auch südwestlich und nordöstlich von Blatt Kahla, bezw. Orlamünde nachgegangen und habe folgendes festgestellt: Während auf dem Blatt Orlamünde die Unteren Gervillienschichten im Leubengrund noch vorhanden sind, fehlen sie auf dem übrigen Teil des Blattes. Zwar findet man an dem Steilabhang südlich der Stadt Orlamünde 10 m über der Grenze $\frac{sm}{su}$ in den zahlreichen Rollsteinen Gervillien; da sie aber auch noch höher (18 m über der Grenze $\frac{sm}{su}$) auftreten, und da sie sehr häufig sind, vermute ich in ihnen verschlepptes Material; tatsächlich stellte ich fest, daß bei dem Bau von Weinberghäuschen, Gartenmauern und Bergterrassen Sandsteine aus den Oberen Gervillienschichten verwendet worden sind und sich so die gervillienführenden Rollsteine an der Felswand unterhalb Orlamünde erklären.

Die weiter südwestlich liegenden Blätter[1]) Rudolstadt, Saalfeld, Kranichfeld, Stadtremda, Blankenburg (früher Schwarzburg), Stadtilm, Königsee und Pläue sind frei von unteren Gervillien. Bezüglich des Blattes Rudolstadt habe ich aber eine Bemerkung zu machen: in der Wüstung Benndorf (zwischen Mötzelbach und Kirchhasel) trifft man 10—15 m über der Grenze $\frac{sm}{su}$ gervillienführende Sandsteine innerhalb einer alten Saaleterrasse[2]); da hier die Lagerung ungestört ist, und da die Nachbarschaft, soweit sie frei von Schottermassen ist, keine unteren Gervillien aufweist, sehe ich in den Gervilliensand-

[1]) Auf Bl. Blankenhain fehlt der sm_1.

[2]) Es handelt sich um Naumann-Picard's präglaziale Saalterrasse III, deren Basis 325 m hoch liegt (63, 401).

steinen der Wüstung Benndorf Material, das durch die Saale verfrachtet worden ist.

Anders liegen die Verhältnisse östlich und nordöstlich von Kahla, denn hier treten die Unteren Gervillienschichten überall da auf, wo überhaupt die ältesten Glieder des Mittleren Buntsandsteins angeschnitten sind. Ich muß bemerken, daß ich sie innerhalb eines Blattes immer nur an wenigen Punkten festgestellt habe. Sie finden sich

auf Bl. Roda: in der Nachbarschaft der Ziegen-Mühle (links vom Zeitz-Bach) in 290—295 m Höhe;

auf Bl. Münchenbernsdorf (früher St. Gangloff): 1. zwischen Hermsdorf und Reichenbach in 352 m Höhe; 2. in dem oberen Ölsnitztal in 357 m Höhe;

auf Bl. Eisenberg: 1. ostsüdöstlich von Klosterlausnitz zwischen den Jagen 87 und 88 in 342 m Höhe (5 m über der Grenze $\frac{sm}{su}$ in einem feinkörnigen, mittelfesten, roten schwach ins Graue spielenden Sandstein); 2. nördlich von Tautenhain; 3. nordwestlich von Thiemendorf;

auf Bl. Osterfeld am Südrand des Blattes zwischen Königshofen und Buchheim.

Meist habe ich große Mühe gehabt, die unteren Gervillien aufzufinden; man muß, wie BLANCKENHORN (2, 21) sagt, »immer viele Steine zerklopfen, bis man endlich auf die richtige Stelle kommt«. Leicht war der Nachweis in dem mittleren und nördlichen Teil des Bl. Eisenberg und besonders am Südrand des Bl. Osterfeld, so daß ich den Eindruck habe, als ob die Unteren Gervillienschichten in nördlicher Richtung relativ gut entwickelt seien[1]).

Die Unteren Gervillienschichten spielen bei der vielfach erörterten Frage über die Genesis des Mittleren Buntsandsteins insofern eine Rolle, als sie den Beweis für die aquatische Bildung gewisser Schichten des Mittleren Buntsandsteins liefern. Darüber hinaus geht ihre Bedeutung nicht; denn für den Feld-

[1]) Auf dem Bl. Stößen fehlt der sm_1.

geologen sind sie bei ihrer geringen Mächtigkeit und bei der Seltenheit der Fossilien unbrauchbar, aber auch unnötig, da wir in der wenige Meter tiefer liegenden Grenze $\frac{sm}{su}$ ein Mittel an der Hand haben, um Störungen nachzuweisen. Deshalb habe ich die Unteren Gervillienschichten nicht als eine besondere Stufe aufgefaßt, sondern als ein Glied des sm_1.

Außerhalb Ostthüringens finden wir die Unteren Gervillienbänke im Solling (am Homburgwald, im Vogler, am Kienenkopf südöstlich von Eschershausen, am Görtsberg bei Heinrichshagen; 45, 615; 46, 24; 12, 11), in der Mansfelder Mulde zwischen Wörmlitz und Beesen (Untere Muschelbänke Wüst's; 76, 124), am Rand des Kellerwaldes und im Knüllgebirge (6, 229; 19, 46; 2, 24).

Der sm_1 spielt auf Bl. Kahla eine unbedeutende Rolle, die von ihm eingenommene Fläche ist gegenüber den jüngeren Stufen des Mittleren Buntsandsteins verschwindend klein. Außer an den bereits erwähnten Punkten streicht er noch unter dem Ostbogen der Saalebrücke bei Kahla, in den tieferen Teilen von Kahla selbst, in dem Grunde nördlich von Ober-Bodnitz und in der nächsten Nähe der Jägersdorfer Mühle aus; wenig unterhalb dieser Mühle schießt er unter die Erdoberfläche.

Auf den jüngeren Gliedern des sm_1 wächst die im ostthüringischen Buntsandsteingebiet seltene *Berteroa incana* D.C.

Stufe sm_2

(Oberer Gervillienhorizont). 36 m.

Alle Mitteilungen, die bis jetzt über Buntsandstein-Gervillien Ostthüringens veröffentlicht worden sind, beziehen sich auf die oberen Gervillien. Als erster beschrieb H. B. Geinitz (42) im Jahre 1861 die von ihm als *Gervillia Murchisoni* bezeichnete Bivalve, die Geheimrat von Weissenbach bei Trockhausen[1]) (nördlich von Roda S. A.) gefunden hatte, und die mit der

[1]) Der Fundort ist nicht genau; bei Trockhausen fehlen die Gervillien, sie kommen weiter südlich (bei Lotschen) vor.

VON WEISSENBACH'schen Sammlung nach Dresden gekommen war. 1885 beobachtete R. RICHTER (26, 6) die Gervillia auf dem Bl. Orlamünde »als Seltenheit in den tieferen Schichten des Mittleren Buntsandsteins«, und 1892 fand sie R. EISEL (43, 191) südlich von Roda am Bartels-Berg bei Geisenhain. Ich selbst veröffentlichte später über das Vorkommen der *Gervillia Murchisoni* eine kleine Notiz (55, 660), und im Anschluß daran gab JOH. WALTHER (74, 5) seine Beobachtungen über das Auftreten der Muschel im Zeitzgrund bei Roda. Im Jahre 1909 machte ich dann auf die weite Verbreitung der *Gervillia Murchisoni* in Ostthüringen aufmerksam (57, 12) und gab endlich 1910 eine kurze Beschreibung der muschelführenden Sandsteine mit besonderem Hinweis auf die Mächtigkeit der Stufe und auf ihren Abstand von der Grenze $\frac{sm}{su}$ (58).

Ich kann heute etwas ausführlicher als in meiner letzten Publikation über diesen Gegenstand sein und auf alle die Einzelheiten eingehen, die dem Beobachter an den gervillienführenden Schichten entgegentreten. Ehe ich aber mit der Schilderung beginne, möchte ich bemerken, daß es sich bei dem Kahlaer wie bei dem gesamten ostthüringischen Oberen Muschelsandstein um einen Horizont handelt, denn es liegt eine Schichtenfolge vor, die durch ein Fossil wohl charakterisiert ist und die sich durch Ostthüringen auf einer Strecke von 80 km Länge verfolgen läßt. Nach meinen Erfahrungen ist der sm_2 der am schärfsten ausgeprägte Schichtenstoß des ganzen ostthüringischen Hauptbuntsandsteins, so daß wir es uns nicht entgehen lassen dürfen, ihm bei der Gliederung, der gegenüber sich gerade der Mittlere Buntsandstein bisher sehr spröd gezeigt hat, eine selbständige Stellung einzuräumen. Deshalb habe ich auch die Oberen Gervillienschichten als eine besondere Stufe ausgeschieden, obgleich ich damit im Gegensatz zu denjenigen Autoren trete, die den Mittleren Buntsandstein bis zum Dach der Oberen Gervillienschichten als sm_1 zusammenfassen.

Über die Form der *Gervillia Murchisoni* GEIN. sind wir durch GEINITZ (42), EBERT (8, 237), K. VON FRITSCH (32, 9),

K. Walther (73, 24) u. a. unterrichtet. K. von Fritsch hat unter Berücksichtigung der Schalenwölbung und des Wirbels von der *Gervillia Murchisoni* die *Aucella Geinitzi* von Fritsch abgetrennt, und Joh. Walther schließt sich ihm an, indem er von der kleinen *Gervillia Murchisoni* und der großen *Aucella Geinitzi* spricht (74, 6 u. 7). Es ist richtig, daß das Leitfossil des sm_2 in Form und Größe wechselt, aber es ist fraglich, ob hier wirklich zwei verschiedene Arten oder gar Genera (2, 23) vorliegen; und selbst, wenn das der Fall wäre, so würde man doch mit den beiden Bezeichnungen *Gervillia Murchisoni* und *Aucella Geinitzi* die außerordentliche Mannigfaltigkeit, die unsere Bivalve zeigt, nur angedeutet, aber nicht erschöpft haben. Ich halte es nicht für angebracht, die vorhandenen Unterschiede durch Aufstellung einer Serie neuer Gattungen und Arten zum Ausdruck zu bringen, da nach meiner Auffassung der paläontologische Wert der Gervillien gegenüber der lithogenetischen und stratigraphischen Rolle, die sie spielen, ganz untergeordnet ist.

Wie anderwärts treten auch in der Umgebung von Kahla die Gervillien nur als Steinkerne und Abdrücke auf und zwar oft so zahlreich, daß man sie als gesteinsbildend bezeichnen kann; vollständige, d. h. zweischalige Steinkerne sind allerdings sehr selten.

Die Schalen der Gervillien können nach Joh. Walther nicht dick gewesen sein, dafür spricht nach seiner Auffassung die geringe Breite der gekrümmten Furche, die vielfach an abgewitterten Lesesteinen auf dem Querbruch zu beobachten ist (74, 6). Zuweilen trifft man an Stelle der Schale pulverigen Brauneisenstein; dies zeigt sich nicht nur in der Nachbarschaft von Kahla (an der Leuchtenburgchaussee zwischen Kilometerstein 0,6 und 0,7), sondern auch am Salzenberg bei Teichröda (Bl. Stadtremda), am Galerie-Berg bei Rudolstadt und außerhalb Thüringens im Waldeckischen (59, 40). Südöstlich von Zöllnitz sind die Steinkerne der Gervillien mit einem braunschwarzen, also wohl manganhaltigem Mulm überzogen, infolgedessen sie sich sehr scharf von dem wesentlich heller, nämlich gelbgrau

gefärbten Sandstein abheben; dieselbe Beobachtung haben JOH. WALTHER (74, 6), EBERT und VON KOENEN gemacht, der erstere an der Kursdorf-Mühle bei Roda, die beiden letzteren auf den Blättern Lindau (24, 7), Waake (34, 9) und Gelliehausen (17, 10).

Steinkerne wie Abdrücke trifft man auf der Ober- bezw. Unterseite nicht so häufig, wie im Innern der Bänke an; sie liegen bei normaler Parallelschichtung in der Schichtebene, bei Kreuzschichtung, einer Erscheinung, die im sm_2 viel seltener als in der nächst höheren Stufe ist, in der Schichtebene zweiter Ordnung.

Die Gesteine der sm_2-Stufe sind nicht ausschließlich gervillienführende Sandsteine; vorherrschend ist vielmehr eine lockere, petrefaktenleere Masse (a), in welche festere, gervillienfreie (b) und feste, gervillienführende Sandsteine (c) eingelagert sind. Dies tritt allerdings nur an Aufschlüssen zutage, durch die eine Schichtenfolge von mehreren Metern Mächtigkeit angeschnitten ist, und daran ist im Buntsandstein ein großer Mangel. Auf dem Bl. Kahla kenne ich nur zwei derartige Stellen, nämlich an der Leuchtenburgchaussee (zwischen Kilometerstein 0,6 und 0,7) und in einem Hohlweg südöstlich von Zöllnitz. Daß aber diese Zusammensetzung des sm_2 aus vorherrschend lockeren Massen und untergeordnet festen Bänken keine örtliche, auf Bl. Kahla beschränkte Eigentümlichkeit, sondern eine allgemeine Erscheinung ist, geht aus dem Aufschluß in der Tongrube bei Osterfeld (Bl. Osterfeld) und aus der ausgezeichneten Schichtenentblößung am Salzenberg bei Teichröda (Bl. Stadtremda) hervor.

a) Die lockeren, zerdrückbaren Massen treten in Bänken auf, deren Mächtigkeit bis zu 3 m anschwellen kann; sie finden sich in den älteren wie jüngeren Teilen des sm_2 und stellen graue, graugelbe oder gelbe feinkörnige Sande dar, in denen sich neben Quarz verschwindend wenig oder kein Kaolin bemerkbar macht. Die Quarzkörner sind zuweilen auffallend gerundet, außergewöhnlich klein und dabei nahezu gleich groß. In diese schüttigen

Sande sind dunkelrote, reine Schiefertone und dunkelrote lettige Schichten, die reich an Sandkörnern sind, derart eingelagert, daß schüttige Sande, dunkelrote Schiefertone und lettig-sandige Schichten zuweilen außerordentlich schnell wechseln. In den schüttigen Sanden beobachtet man vielfach Kreuzschichtung. »Die außergewöhnliche Gleichartigkeit des Materials, die geringe Größe der einzelnen Körnchen«, sowie »die nahezu gleiche Korngröße« (72, 360) zeigt eine äolische Entstehung des Sandsteins an.

b) Die gervillienfreien Bänke (je 20—35 cm dick) sind entweder

α) feinkörnige, mittelfeste, verschieden gefärbte Quarzsandsteine; oder

β) rote, feinkörnige, nicht feste Tonsandsteine.

Vielfach habe ich an diesen Bänken auf der Oberseite Wellenfurchen, auf der Unterseite Netzleisten festgestellt.

c) Die Schichten mit Gervillien sind im Maximum je 28 cm mächtig. Eine einzelne Bank auf größere Entfernung zu verfolgen, ist in den dichten und ausgedehnten Wäldern des ostthüringischen Buntsandsteingebietes vollständig ausgeschlossen, so daß man nicht sagen kann, ob sie schnell auskeilt oder in ihrer Mächtigkeit konstant bleibt. Wenn ich trotzdem im Nachstehenden meine Beobachtungen über die Anzahl der Gervillienbänke auf Bl. Kahla niederlege, so tue ich das nur in der Hoffnung, daß später einmal bessere Aufschlüsse entstehen und dann die gewonnenen Resultate mit meinen Zahlen verglichen werden können. In dem Hohlweg südöstlich von Zöllnitz sind von der 36 m mächtigen sm_2-Stufe nur die oberen 24 m entblößt; dieser 24 m dicke Schichtenstoß schließt 6 gervillienführende Sandsteinbänke ein; es liegen also in der Gegend von Zöllnitz innerhalb des gesamten sm_2 mehr als 6 Gervillienbänke. — Nach SW nimmt die Anzahl der Gervillienbänke ab: am Salzenberg bei Teichröda (Bl. Stadtremda), an dem der ganze sm_2 der Be-

obachtung zugänglich ist, sind nur noch 4 Gervillienbänke vorhanden, und auf Bl. Plaue konnte ich nicht mehr als ein einziges Gervillienbänkchen feststellen. — Nach NO fehlen die Aufschlüsse bis auf die Tongrube bei Osterfeld (Bl. Osterfeld); hier sind 3 gervillienführende Bänke zu beobachten, aber die aufliegende Diluvialdecke läßt nicht entscheiden, ob nach oben hin etwas fehlt, und ebenso fraglich ist es, ob nach unten hin der Aufschluß vollständig ist, d. h. bis zu den ältesten Gliedern des sm_2 reicht. — Die Mächtigkeit der zwischen zwei aufeinanderfolgenden Gervillienbänken liegenden fossilfreien Schichten ist großen Schwankungen unterworfen, beträgt aber nirgends mehr als 6 m.

Die Muschelbänke sind alle stark zerklüftet, und daraus erklärt es sich, daß die durch Zerfall einer Schicht entstehenden Lesesteine eine auffallend parallelepipedische, scharfkantige Form besitzen, die sie bei der relativ hohen Festigkeit der Sandsteine auch einige Zeit beibehalten. Der gervillienführende Sandstein c) ist nämlich fester als die unter b) aufgeführten Gesteine, aber auch fester als die meisten Sandsteine des Hangenden und Liegenden; er wird in diesem Punkte nur von dem splittrig brechenden Sandstein des sm_1, von wenigen (durch kieseliges Bindemittel ausgezeichneten) Sandsteinen des sm_3 und vor allen Dingen von dem eingekieselten Sandstein des sm_4 übertroffen. Eine Ausnahme von der oben angegebenen Regel machen einige nordöstlich von Löbschütz auftretende Gervilliensandsteine, deren Festigkeit so unbedeutend ist, daß man sie ohne Schwierigkeit mit der Hand zerbrechen kann.

Das Korn ist fein. Mittelkörnige Sandsteine habe ich nur in der Tongrube nördlich von Osterfeld (Bl. Osterfeld) angetroffen.

Über den mineralogischen Bestand hat sich schon Joh. Walther (74, 6) ausgesprochen und auf die Ton- und Glimmerarmut, wie »auf die Beimengung zahlloser kleiner Feldspatbröckchen« aufmerksam gemacht. Ich kann ihm hier nur

im allgemeinen zustimmen: zwar ist es richtig, daß der Ton fehlt oder nur in ganz untergeordneter Menge[1]) vorhanden ist, Glimmer aber findet sich zuweilen recht reichlich, und andrerseits ist Feldspat manchmal sehr spärlich.

Die Farbe der gervillienführenden Sandsteine ist außerordentlich mannigfaltig: von Weiß über Gelb nach einem dunklen Rot begegnet man allen möglichen Übergängen, trifft allerdings in den so verschieden gefärbten Gesteinen die Gervillien weder in gleicher Zahl noch in gleicher Erhaltung; sie bevorzugen diejenigen Sandsteine, die dem dunklen Ende der oben angegebenen Farbenskala verhältnismäßig nahe stehen und sind in diesen auch besser erhalten als in den heller gefärbten Sandsteinen. Nach Heeger (49, 447) enthalten die Gervilliensandsteine ankeritischen Dolomit, und die »lichten Farben sind die frischen«, während »alle anderen Töne durch wechselnde Mischung aus Zersetzungsprodukten klastischen und ankeritischen Materials« hervorgegangen sind.

Zuweilen zeigen die muschelführenden Sandsteine zahlreiche, unregelmäßige Poren, denen das Gestein unter gewissen Umständen, auf die ich noch zu sprechen komme, das Aussehen einer »blasenreichen Lava« (74, 6) verdankt; viele gervillienreiche Schichten freilich sind vollständig derb, besonders habe ich in den hellgefärbten Gervilliensandsteinen diese Poren nicht oder nur ausnahmsweise angetroffen.

Tongallen finden sich in den gervillienführenden Sandsteinen in verschiedener Größe und Farbe, in tiefen wie hohen Lagen des Horizontes, in unmittelbarer Nachbarschaft der Gervillien wie in geringerer oder größerer Entfernung von ihnen; zuweilen liegen sie mit den Gervillien auf derselben Schichtfläche. Häufig sind die Tongallen nur in der jüngsten Muschelbank (S. 332, Schicht 24), in der sie bei einer den Gervillien

[1]) Muschelführende Sandsteine mit einem reichlichen tonigen Bindemittel sind nur auf Bl. Rudolstadt einigermaßen häufig; am besten kann man sie in einer kleinen Schürfung (in 265 m Höhe) an der Straße Dorndorf-Kuhfraß beobachten.

gleichkommenden Größe oft eine gewölbte Breitseite zeigen und infolgedessen Gervillien vortäuschen.

Wie in den meisten Buntsandsteinlagen treten auch in dem sm_2 der Kahlaer Gegend Wellenfurchen auf, wenn auch nicht so schön und so häufig wie in der obersten Stufe des Mittleren Buntsandsteins. Der Natur der Wellenfurchen entspricht ihr Vorkommen auf der Sohl- wie Dachfläche einer Schicht. In dem Pürschützer Tal habe ich sie mehrfach an anstehendem Gestein auf der Oberseite der Muschelbänke beobachtet, die Gervillien aber nicht nur in großer Zahl im Innern der Schicht, sondern auffallenderweise auch auf deren Dach gefunden und dabei festgestellt, daß die Muscheln die Wellenberge meiden oder sich wenigstens auf diesen gegenüber den Wellentälern nur selten zeigen. Bei einigen, aus dem Schichtenverband herausgenommenen Gervillienbänken war der Wellenberg nach oben durch eine mehr oder weniger breite Ebene abgegrenzt, die den Eindruck machte, als ob sie durch Abhobeln des Kammes entstanden sei; auf diesen Ebenen fehlten die Muscheln regelmäßig. Es kann sich bei dem geschilderten Verhältnis der Gervillien zu den Wellenbergen bezw. Wellentälern nicht um eine Zufallserscheinung handeln, da diese Eigentümlichkeit zu oft auftritt und zwar nicht nur in der Umgebung von Kahla, sondern auch auf dem Nachbarblatt Roda (am Südfuß des Forst-Berges bei Gröben). Die Erscheinung erinnert an die Beobachtungen, wie sie W. DEECKE (5) an rezenten Rippelmarken gemacht hat: »geht das Wasser zurück, so greifen die kleinen Wellen die Kämme an, spülen dieselben eben und glatt und verbreitern die Grate zu bandartigen Erhebungen«. Mit dem Sand werden die auf den »Kämmen« liegenden Muscheln fortgeführt, und so erklärt sich die geringe Zahl, bezw. das Fehlen der Gervillien auf den Wellenbergen wie auch die erwähnte mehr oder weniger breite Ebene.

Bei der Beurteilung der Genesis des Buntsandsteins spielen die Netzleisten eine Rolle, die mich bestimmt, auch noch auf diesen Gegenstand einzugehen. Ich habe anfangs die Netz-

leisten als eine nur ausnahmsweise auftretende Besonderheit der Oberen Gervillienschichten aufgefaßt und ihnen so lange keine Bedeutung zugeschrieben, bis ich einmal in dem schon mehrfach erwähnten Hohlweg südöstlich von Zöllnitz ausschließlich auf Netzleisten an anstehendem Gestein achtete und über ihre große Zahl wie über ihr Vorkommen in höheren und tieferen Muschelbänken erstaunt war. Eine Untersuchung der im Pürschützer Tal angeschnittenen Gervillienschichten sowie der Aufschlüsse in der Rodaer und Eisenberger Gegend hatte das gleiche Ergebnis, so daß ich jetzt in den Netzleisten des sm_2 zwar nicht eine regelmäßige, so doch sehr häufige Erscheinung sehe. Die Gervillien liegen oft nur wenige (2—5) Millimeter von den Netzleisten entfernt.

Steinsalzpseudomorphosen habe ich an den Sandsteinen des sm_2 nicht beobachtet.

In einem, einer »blasenreichen Lava« gleichenden Gervilliensandstein hat Joh. Walther (74, 6) kleine Hohlräume gefunden, in denen *Turbonilla Weissenbachi* Joh. Walth. gesessen und ausnahmsweise auch noch spärliche Reste des Steinkerns in Gestalt wurmförmiger Zylinder zurückgelassen hat. Die *Turbonilla* ist durchaus nicht selten, aber das Gestein, in dem sie vorkommt, ist derart mit schneckenförmig gewundenen, besonders aber mit ganz unregelmäßigen, 2—3 mm großen Hohlräumen durchsetzt, daß es nur bei sehr günstigen Beleuchtungsverhältnissen möglich ist, die Abdrücke und Steinkernbruchstücke der ebenso kleinen Schnecken zu erkennen. Der Schneckensandstein ist reich an Feldspat.

Bei dem in jedem Buntsandsteingebiet herrschenden Mangel an Aufschlüssen und bei der daraus folgenden Notwendigkeit, mit Lesesteinen zu arbeiten, ist es wünschenswert, ein Merkmal zu besitzen, das einen Sandstein als muschelführend erkennen läßt, ohne daß man ihn zerschlägt. Aus der gegebenen Charakteristik der Sandsteine des sm_2 aber geht hervor, daß ein solches nicht existiert; verhältnismäßig zuverlässig ist neben der parallelepipedischen, scharfkantigen Form das feine Korn

der Sandsteine, und deshalb habe ich mich auch in erster Linie durch diese beiden Eigentümlichkeiten leiten lassen.

Ehe ich das Kapitel »Gesteine des sm_2« schließe, muß ich noch mit wenigen Worten auf die dem Horizont eingelagerten tonigen Elemente zu sprechen kommen. Da, wo mehrere Gervillienbänke schnell aufeinander folgen, sind sie durch 1—2 cm dicke, dunkelrote, glimmerleere, zuweilen aber auch glimmerführende Schiefertonlagen getrennt. Es kann vorkommen, tritt aber nur ganz selten auf, daß sich die Gervillien auch in diesen einstellen, dann allerdings schwer aufzufinden sind. Ich habe diese Beobachtung nur einmal auf Bl. Kahla (Hohlweg südöstlich von Zöllnitz) und nur einmal auf Bl. Rudolstadt (Aufschluß in 265 m Höhe an der Straße Dorndorf-Kuhfraß) gemacht. Die Schiefertonlagen sind diejenigen Schichten, welche die Voraussetzung für die Bildung der Netzleisten bilden; daher findet man an ihnen oft genug senkrecht zur Schichtrichtung einsetzende, meist mit gelbgrauem Sand ausgefüllte Sprünge und damit einen scharfen Gegensatz eines dunklen Rot gegenüber einem grauen Gelb.

Es ist mir nicht möglich gewesen, innerhalb des Gervillienhorizontes einen Unterschied zwischen älteren und jüngeren Muschelbänken, sei es in petrographischer oder paläontologischer Hinsicht zu machen; allerdings habe ich auch auf Bl. Kahla nicht einen einzigen Punkt gefunden, an dem der Gervillienhorizont, von unten bis oben hin gut entblößt, ein vergleichendes Studium der älteren und jüngeren Schichten erlaubt hätte. Abgesehen von den jüngsten Muschelbänken, deren Identifizierung unter Berücksichtigung der geröllführenden Sandsteine im Hangenden des Gervillienhorizontes (S. 330) keine Schwierigkeit bietet, mußte ich mich deshalb vielfach mit der Tatsache begnügen, überhaupt den muschelführenden Sandstein vor mir zu haben. Aus diesem Grunde habe ich mich auch bei der Beurteilung der tektonischen Verhältnisse in erster Linie auf die jüngsten Glieder unseres Horizontes gestützt.

Verbreitung des sm_2. Die Oberen Gervillienschichten

nehmen auf Bl. Kahla links der Saale einen recht kleinen Raum ein, indem sie nur im unteren Teile des Reinstädter Grundes, in Kahla (dessen höher liegende Gebäude teilweise auf sm_2 stehen) und auf den Feldern zwischen Schöps und dem Punkt 179,3 (an der Chaussee Kahla—Rothenstein) ausstreichen. Rechts der Saale dagegen bedecken sie eine viel größere Fläche: hier finden sie sich auf den Höhen von Seitenroda, Seitenbrück, Oberbodnitz, wie in sämtlichen Seitentälern des Saaletales mit Ausnahme der beiden Tälchen zwischen Eich-Berg und Helenen-Berg; auch in das Rodatal greifen sie hinein, treten allerdings nur oberhalb Zöllnitz auf.

Die Verbreitung der Oberen Gervillienschichten in Ostthüringen überhaupt gibt die Übersichtskarte auf S. 382 an; aus dieser geht hervor, daß der sm_2 das für Ostthüringen normale Streichen SW—NO hat; das vereinzelte Auftreten der Oberen Gervillienschichten in der Umgebung von Eckartsberga hängt mit der Finnestörung zusammen. In den meisten Fällen ist die Feststellung der Gervillien auf den verschiedenen, in der Übersichtskarte angegebenen Blättern leicht gewesen, da die Lage der Oberen Gervillienschichten gegenüber der Grenze $\frac{sm}{su}$ im allgemeinen überall die gleiche ist und auch die petrographische Zusammensetzung des Horizonts nicht wechselt. Nur im äußersten Südwesten, auf Bl. Plaue, habe ich bei den hier herrschenden besonderen Verhältnissen große Mühe gehabt, die Gervillien aufzufinden. Wie ich bereits auf S. 322 bemerkt habe, verringert sich die Anzahl der Muschelbänke nach SW hin, aber auch die gesamte Mächtigkeit des gervillienführenden Schichtenstoßes wie die Dicke der einzelnen Muschelbänke erfährt nach dieser Himmelsrichtung eine Abnahme. Während der sm_2 auf Bl. Kahla eine Mächtigkeit von 36 m hat, ist die muschelführende Zone im Bereiche des Bl. Rudolstadt (Ostrand und Mitte) auf 27—28 m, am Salzen-Berg bei Teichröda (Bl. Stadtremda) auf 12 m und auf Blatt Plaue auf 6 cm zusammengeschrumpft; und während eine Muschelbank auf Bl. Kahla im Maximum 28 cm mißt, beträgt ihre größte Dicke

auf dem Bl. Rudolstadt (Ostrand) 20 cm, am Salzen-Berg 15 cm und auf Bl. Plaue 6 cm. Dieses 6 cm dicke Bänkchen des Mittleren Buntsandsteins nachzuweisen ist um so schwieriger, als sich gerade da, wo es ansteht, auf Bl. Plaue intensive Schichtenverlagerungen bemerkbar machen[1]). — Nordöstlich von Kahla wird die Untersuchung durch den Mangel an guten Aufschlüssen erschwert, doch habe ich wenigstens feststellen können, daß auf Bl. Eisenberg die Mächtigkeit des sm_2 etwa 40 m beträgt. Noch weiter nordöstlich steht uns die Schürfung in der Osterfelder Tongrube zur Verfügung, aber hier ist man im Zweifel, ob man den gesamten sm_2 vor sich hat oder nicht.

Jenseits des Thüringer Waldes habe ich den Buntsandstein auf den Blättern Schleusingen, Themar und Ostheim vor der Rhön kennen gelernt und frei von Gervillien gefunden. Da die beiden ersten Blätter von mir nicht eingehend untersucht worden sind, ist es vielleicht doch möglich, wenn auch für mich wenig wahrscheinlich, daß hier die Oberen Gervillienschichten in schwacher Entwicklung noch vorhanden sind. Auf Bl. Ostheim fehlen sie bestimmt.

Den Kahlaer und damit den ostthüringischen sm_2 erkennen wir wieder im Solling (am Kesselberg oberhalb Bollensen, am Gr. Streitrodt oberhalb Volpriehausen, in der Schachtbohrung von Hildasglück bei Altenhöfe; 46, 24), im Eichsfeldgebiet bei Waake und Gelliehausen südöstlich von Göttingen (8), in der Warburger Gegend (22, 10), im Knüllgebirge (Bl. Schwarzenborn; 2, 27) und in der Mansfelder Mulde (Obere Muschelbänke Wüst's; 76). Unter Berücksichtigung der Verbreitung der Unteren Gervillienschichten (S. 318) ergeben sich demnach für Nord- bezw. Mitteldeutschland vier Bezirke, in denen die Oberen und Unteren Gervillien festgestellt sind: der Solling, die Mansfelder Mulde, das Knüllgebirge und Ostthüringen. In der gegenseitigen Lage der Unteren und Oberen Gervillienschichten

[1]) Am besten sind die Oberen Gervillienschichten auf dem Bl. Plaue an dem Wege zwischen dem Dorfe Gera (S.-Gotha) und dem Wasserwerk Gera aufgeschlossen.

besteht zwischen Bl. Kahla und den Verhältnissen in Hessen (Bl. Schwarzenborn) insofern eine Übereinstimmung, als bei Kahla die beiden Gervillienlager durch etwa 50 m, auf Bl. Schwarzenborn durch etwa 60 m (2, 27) gervillienfreie Schichten getrennt sind.

Stufe sm_3

105—110 m.

Innerhalb dieses mächtigen Schichtenkomplexes läßt sich auf Bl. Kahla als älteste Zone der untere, geröllführende Sandstein, die Unterstufe

$sm_3(u)$,

ausscheiden. Diese Zone setzt sich aus Sandsteinen zusammen, in denen Gerölle bis $4 \times 2 \times 2$ cm Größe mehr oder weniger zerstreut liegen; zuweilen tritt der Sandstein zugunsten der Gerölle zurück, und in relativ seltenen Fällen fehlt der Sandstein überhaupt, so daß ein Haufwerk nahezu unverkitteter Gerölle, ein Kieselkonglomerat[1]) entsteht. Es ist möglich, daß E. E. Schmid (11, 3) diese Zone meint, wenn er in den Erläuterungen zu Bl. Kahla auf »konglomeratische Bänke im Reinstädter Grund bei Bibra und im Bockedraer Grund, knapp über dem oberen Ende der Talsohle« hinweist. Bei dem Mangel einer Höhenangabe läßt sich das nicht entscheiden, doch ist es mir wahrscheinlich, daß Schmid wohl bei Bibra, aber nicht im Bockedraer Grunde die unteren, geröllführenden Sandsteine beobachtet hat. Die erste sichere Notiz über den unteren, geröllführenden Sandstein gibt Naumann (61, 138), indem er auf »grobkörnige Schichten (in einer Zone Gerölle von bis 1 Centimeter Durchmesser)« südlich von Seitenroda[2]) aufmerksam macht. Da zur Zeit, als Naumann seine Arbeit ausführte, das Vorkommen der Gervillien noch unbekannt und somit eine Gliederung des Mittleren Buntsandsteins unmöglich war, konnte er das Alter der »grobkörnigen Schichten« nicht an-

[1]) Geröllehorizonte, bezw. Kieselkonglomerate hat E. Zimmermann (1) in drei tieferen Niveaus auf Bl. Saalfeld beobachtet und kartiert (28, S. 91 u. f.).

[2]) Die Stelle liegt auf Bl. Orlamünde.

geben. Der NAUMANN'schen Auffassung, daß »die konglomeratischen Zonen meist schnell auskeilen«, kann ich nicht zustimmen, denn ich habe den unteren gerölleführenden Sandstein nicht nur in der Umgebung von Kahla, sondern auch auf den Nachbarblättern Orlamünde und Roda überall da angetroffen, wo überhaupt die ältesten Glieder des sm_3 ausstreichen.

Die Zone der unteren, gerölleführenden Sandsteine ist auf Bl. Kahla vollständig und dabei gut südöstlich von Zöllnitz in zwei Hohlwegen aufgeschlossen, von denen der östliche folgendes Profil lieferte:

Hangendes sm3(m):

1. 0,25 m Mittelfester, graurötlicher, mehr fein- als mittelkörniger Sandstein.
2. 0,20 » Dunkelrote, glimmerreiche Schieferletten.
3. 0,10 » Auf der Oberseite wulstige, auf der Unterseite ebene Bank eines grauen, mehr fein- als mittelkörnigen, ziemlich festen Sandsteins; in der Mitte der Bank viele dunkelrote Tongallen.
4. 0,60 » Dunkelrote, feinkörnige, ganz schwach zementierte Sandsteine mit wenigen grauen und gelben, bis 3 cm dicken Sandsteinlagen.
5. 0,20 » Rötlichgrauer, nicht fester, feinkörniger, in einzelnen Lagen deutlich mittelkörniger Sandstein; die mittelkörnigen Lagen führen Feldspat.
6. 0,11 » Grauroter, feinkörniger, nicht fester Sandstein.

sm3(u):

7. 0,50 m Feldspatführender Sandstein von roter, etwas ins Graue spielender Farbe. In einzelnen Lagen feinkörnig, meist aber mittelkörnig und dann Gerölle bis zur Größe einer Erbse führend. Im oberen Teil der Bank herrscht das feine, im unteren das mittlere Korn vor. Die Gerölle finden sich in den tieferen Lagen der Bank (Oberste Geröllebank).
8. 1,00 » Dunkelroter, ins Graue spielender Sandstein mit großen, dunkelroten Tongallen. Feldspatführend. Vorherrschend mittelkörnig, einzelne Lagen feinkörnig. In der Mitte etwas fester als oben und unten. Kreuzschichtung.

Hohlkehle.

9. 0,75 m Ziemlich fester, graubräunlicher, feinkörniger Sandstein; feldspatführend; haselnußgroße Gerölle.
10. 0,55 » Ganz schwach zementierter, mehr grob- als mittelkörniger, dunkelroter Sandstein mit haselnußgroßen Geröllen. Im unteren Teil der Bank ist der Sandstein feinkörniger, frei von Geröllen und von grauer Farbe.
11. 0,85 » Vorherrschend roter Sandstein. Gerölle bis haselnußgroß, an einzelnen Stellen häufig, an anderen weniger häufig.

Hohlkehle.

12. 0,07 m Wechsel von dunkelroten, $^1/_2$ cm dicken Schieferletten und ebenso dicken Sandsteinlagen. Der Sandstein ist schwach zementiert, gelblichgrau und führt erbsengroße Gerölle.
13. 0,28 » Dunkelrote Sandsteinschiefer, ganz schwach zementiert; im oberen Teil mit haselnußgroßen Geröllen.
14. 0,12 » Grauroter, mittel- bis grobkörniger, nicht fester Sandstein mit erbsengroßen Geröllen.
15. 0,26 » Ebenso wie 14, noch weniger fest.
16. 1,60 » Vorherrschend grauer Sandstein, dessen Korn von oben nach unten zunimmt. Gerölle bis walnußgroß. Graugrüne Tongallen.
17. 0,20 » Dunkelrote Schiefertone mit Sandsteinzwischenlagen.
18. 0,06 » Kieselkonglomerat; Gerölle bis erbsengroß.
19. 0,25 » Roter, feinkörniger, ganz schwach zementierter Sandstein.
20. 0,05 » Kieselkonglomerat; Gerölle bis haselnußgroß.
21. 0,06 » Roter, feinkörniger, ganz schwach zementierter Sandstein.
22. 0,02 » Graubräunlicher, etwas toniger, feinkörniger Sandstein mit erbsengroßen Geröllen (Unterste Geröllebank).
23. 0,10 » Dunkelroter Schieferton, in einzelnen Lagen reich an Glimmer.

sm_2:

24. 0,17 m Mittel- bis feinkörniger, feldspatarmer, in frischem Zustand splittrig brechender, glimmerführender Sandstein von grauer Farbe. Reich an Tongallen. Gervillien spärlich und schwierig nachzuweisen (Oberste Gervillienbank).
25. 6,00 » Wechsel von roten, sehr wenig festen, feinkörnigen Sandsteinschiefern mit feinkörnigen, kaum zementierten, graugelben Sandsteinen und 1—3 cm dicken, dunkelroten Schieferletten.
26. 0,28 » Grauer, feinkörniger, glimmerarmer Sandstein mit Gervillien. (Diese Bank habe ich früher als die oberste Gervillienbank angesehen, da mir bis vor kurzem die Gervillien in Bank 24 entgangen waren.)

Die gerölleführende Zone, die in dem Profil die Schichten 7—23 umfaßt, hat eine Mächtigkeit von 6,72 m. Unter den Geröllen herrscht der Quarz gegenüber dem Kieselschiefer und Feldspat ganz wesentlich vor; letzterer hat eine weiße Farbe, zeigt nichtglänzende Spaltflächen und bleibt in seinen Dimensionen hinter dem Quarz zurück. Auffallend ist es, daß sich unter den Geröllen viele finden, die nur schwach bestoßene Kanten und eine mit Löchern oder kleinen, flachen Einsenkungen bedeckte Oberfläche besitzen. In seltenen Fällen habe ich an Quarzgeröllen von durchschnittlich $3 \times 2 \times 2$ cm Größe beobachtet, daß von jeder Ecke einer polygonalen Grundfläche eine schräg nach oben verlaufende Kante zieht und sich an

jede Seite des Polygons eine schräg gestellte Fläche anlehnt, daß also das von PFANNKUCH (65, 311) für »Kantenkiesel« aufgestellte Gesetz verwirklicht wird[1]). Auch diese, allerdings durch Wasserschliff »rückgebildeten« Kantenkiesel zeigen auf ihren Flächen zuweilen die erwähnten Löcher und die kleinen, flachen Einsenkungen. Das Kieselkonglomerat ist in dem bezeichneten Hohlweg schlecht entwickelt, besser tritt es in einer Schürfung (Hermann'sche Sandgrube) an dem Weg Kahla—Greuda auf, und außerdem findet es sich westlich von Oberbodnitz in der unmittelbarsten Nähe des Punktes 299 (Totenpfütze). An letzterem Ort fällt die Zone der gerölleführenden Sandsteine mit der Erdoberfläche zusammen und läßt einen Waldboden entstehen, dessen außergewöhnlich zahlreiche Gerölle die Gegenwart des Kieselkonglomerats anzeigen. Im allgemeinen ist das Kieselkonglomerat selten; ich habe es nur noch einmal auf dem Nachbarblatt Roda und zwar am Südwestausgang der Stadt Roda in dem nach Gneus führenden Hohlweg gefunden.

Während die jüngsten Schichten des Gervillienhorizontes ein rotes Verwitterungsprodukt geben, zeigt die Zone der unteren gerölleführenden Sandsteine eine mehr graue Farbe. Ferner hebt sie sich von ihrem Liegenden wie auch von dem Hangenden durch ihre bankige Beschaffenheit und ihre etwas größere Festigkeit ab, infolgedessen sie sich in der Landschaft zuweilen als Gehängestufe bemerkbar macht.

Früher wurde der untere gerölleführende Sandstein als Bausand benutzt, gegenwärtig versucht man ihn bei der Herstellung von Beton zu verwenden.

Der sm$_3$(u) läßt sich auf Bl. Kahla überall bequem nachweisen, tritt auch in der Umgebung von Orlamünde noch deutlich zutage, ist aber schon auf Bl. Rudolstadt verhältnismäßig schwer festzustellen, da hier die Gerölle seltener wie

[1]) Vergl. die von E. ZIMMERMANN (I) in den Erläuterungen zu Bl. Saalfeld (Aufl. 2) mitgeteilten Windschliffbeobachtungen an den Geröllen des Basalkonglomerats. Ferner 79, 227.

kleiner werden und nur ausnahmsweise einmal Haselnußgröße erreichen. Die beiden Blätter Saalfeld und Stadtremda zeigen zwar im Hangenden des sm_2 erbsengroße Gerölle, doch ist dies nicht die Regel. Auf Bl. Plaue fehlt der $sm_3(u)$ vollständig. — Ganz entsprechend liegen die Verhältnisse nordöstlich von Kahla, indem der $sm_3(u)$ auf Bl. Roda sehr gut entwickelt ist, in der Nachbarschaft von Eisenberg aber nur noch Gerölle von Erbsengröße führt und auf Bl. Osterfeld nicht mehr festzustellen ist. — Außerhalb Ostthüringens ist diese Zone nicht beobachtet.

Der etwa 100 m mächtige Schichtenstoß über der Zone der unteren gerölleführenden Sandsteine läßt sich wiederum in eine untere und eine obere Abteilung trennen. Wenn ich auch nicht imstande bin, diese beiden Zonen genügend scharf gegeneinander abzugrenzen, möchte ich doch, um mich möglichst kurz fassen zu können, besondere Bezeichnungen einführen und die tiefere Zone $sm_3(m)$, die höhere $sm_3(o)$ nennen. Man wird der Wirklichkeit sehr nahe kommen, wenn man dem $sm_3(m)$ eine Mächtigkeit von 50 m, dem $sm_3(o)$ eine solche von 50—55 m zuschreibt. — Vielleicht gelingt es einem Anderen, diese beiden Zonen besser voneinander zu trennen, als es mir möglich gewesen ist; notwendig ist das, denn solange wir mit dem Schichtenkomplex von 100—105 m arbeiten müssen, wird sich für uns jede Verwerfung, die in diesen mächtigen Stoß eindringt, verlieren.

$sm_3(m)$.

5 km nördlich von Kahla hat die Saale bei Rothenstein einen 100 m hohen Prallhang, den Trompeter-Felsen, geschaffen, der sich in seinem unteren Teil aus $sm_3(m)$-Schichten aufbaut und genügende Aufschlüsse, also Gelegenheit zum Studium des $sm_3(m)$ gibt. Ich beginne mit dem Hinweis, daß vorwiegend graue bis grauweiße, zuweilen auch gelbliche und nur untergeordnet braunrote Sandsteine angetroffen werden. Trotzdem sieht der Steilabsturz, als Ganzes betrachtet, rot aus, da die außer-

ordentlich zahlreichen, dunkelroten Schiefertonzwischenlagen bei der Verwitterung leicht zerfallen und den ganzen Hang mit einer dünnen roten Haut überziehen. Wenn der Name »Rothenstein« stets mit besonderer Betonung der roten Farbe der hier auftretenden Sandsteine erklärt wird, so ist das die Folge einer ungenauen Beobachtung. — Außer reinen Quarzsandsteinen findet man noch Sandsteine, die auch ein wenig Feldspat, Kaolin, Lydit und Glimmer führen, fernerhin solche, die man als Tonsandsteine bezeichnen kann, und endlich Sandsteine mit Carbonat. Letztere sind selten, führen das Carbonat nicht als Oolith, sondern in Form unregelmäßiger Körner und geben bei der Verwitterung einen gefleckten Sandstein (sog. Tigersandstein). Die Festigkeit der Sandsteine ist sehr gering und deshalb der technische Wert unbedeutend; nur dann, wenn auf mehrere Meter Mächtigkeit die tonigen Zwischenschichten fehlen und der sonst vorherrschend plattige Sandstein etwas bankig wird, hat man in ihm Schürfungen angelegt, um das Material als Bau- und Stubensand abzubauen. — In den verschiedensten Höhen des sm_3(m) zeigt sich Kreuz- und Diagonalschichtung; am schärfsten tritt sie hervor, wenn bei grauen Sandsteinen in den Schichtebenen zweiter Ordnung dunkelrote Tongallen liegen. Die Tongallen machen sich auch vielfach bei parallel geschichteten Sandsteinen bemerkbar. — Netzleisten sind selten.

So wie am Trompeter-Felsen liegen die Verhältnisse nicht überall: südsüdöstlich von Großpürschütz treten die dunkelroten Schiefertone zurück, nördlich von Bibra macht sich der braunrote Sandstein sehr breit, zwischen Kahla und Bibra steht viel dickbankiger Sandstein an usw. Nur in dem einen Punkt herrscht auf dem ganzen Blatt Kahla eine Übereinstimmung, nämlich in dem Fehlen der Gerölle.

sm_3(o)

Die Untersuchung der oberen Zone des sm_3 wird durch die zahlreichen Schürfungen, die zur Gewinnung von Werksteinen in den verschiedensten Gebieten des Bl. Kahla ausgeführt worden sind, wesentlich erleichtert. Stets fallen bei dem

Besuch eines Steinbruchs drei Eigentümlichkeiten auf: 1. die Dickbankigkeit; 2. die Farbe; 3. die Gerölleführung.

1. Die 1,5—4 m mächtigen Bänke sind derart vorherrschend, daß die mehr plattig ausgebildeten Sandsteine in den Hintergrund treten und den Abbau des technisch wertvollen Materials nicht wesentlich stören.

2. Die Farbe des Sandsteins ist in den meisten Fällen ein rotes Braun, das zuweilen etwas nach dem Grau neigt. Dieser Ton macht das Bild eines jeden Steinbruchs zu einem trüben, selbst wenn er noch nicht alt ist und die Beleuchtungsverhältnisse günstig sind. Unerfreulicher wirkt schon ein verlassener, mit Nadelbäumen besetzter Steinbruch, da in diesem Falle das rotbraune Gestein von oben wenig belichtet wird; ist ein solcher Aufschluß außerdem mit Brombeergestrüpp bedeckt und betritt man ihn an einem trüben Herbsttage, dann wird der unangenehme Eindruck durch das braune Rot der Brombeerblätter, die sich nur schwach von dem nahezu gleichfarbigen Gestein abheben, noch erhöht. Auf der anderen Seite können auch freundliche Bilder entstehen: eine Gesellschaft von Farnkräutern, Eschen, Berg- und Feldahorn bedingt in einem verlassenen Steinbruch zur Herbstzeit einen außergewöhnlichen Farbengegensatz, dessen Wirkung an heiteren Tagen noch eine Steigerung durch den Reflex der Sonnenstrahlen an den zahllosen kleinen Krystallflächen der sekundär weiter gewachsenen Sandkörner erfahren kann. — Die vorstehende scharfe Betonung der Farbe des sms(o) habe ich mit Rücksicht auf den Umstand für nötig gehalten, daß auch in anderen Gegenden ähnliche Beobachtungen wie in Ostthüringen gemacht worden sind; ich führe nur Grupe an (47, 397), der in seiner zusammenfassenden Arbeit über die Gliederung des deutschen Buntsandsteins die »düsterrote Färbung« dieses Schichtenkomplexes besonders hervorhebt. — Wenn auch auf Bl. Kahla grauweiße, gelblichgraue und gelbe Sandsteine nicht ganz fehlen, so treten sie doch stark zurück.

3. Die Gerölle, unter denen der Quarz gegenüber dem

Feldspat weitaus vorherrscht, erreichen eine Größe von $4 \times 2{,}5 \times 2$ cm; sie sind nicht gerade häufig, liegen innerhalb einer Bank sehr zerstreut und lassen dadurch weniger ein Konglomerat als einen kiesigen Sandstein entstehen; ausnahmsweise trifft man sie als erbsengroße, gut gerundete, dicht nebeneinander liegende Quarze. —

Diese drei Züge des sm_3(o), vor allen Dingen seine Dickbankigkeit und die Farbe, deuten darauf hin, daß die Zone dem Bausandstein anderer Gegenden äquivalent ist, so daß ich nicht das geringste Bedenken trage, diese Bezeichnung auch für die Kahlaer Gegend einzuführen. Im Gegensatz zu dem unteren gerölleführenden Sandstein [sm_3(u)] könnte man bei dem sm_3(o) auch von dem oberen gerölleführenden Sandstein sprechen. Höchstwahrscheinlich sind es Sandsteine aus dieser Zone gewesen, die E. E. SCHMID bei der Kartierung des Bl. Kahla »im Bockedraer Grund, knapp über dem oberen Ende der Talsohle«, beobachtet und in den Erläuterungen als »konglomeratische Bänke« erwähnt hat.

Nach der allgemeinen Charakterisierung des Bausandsteins wende ich mich den Einzelheiten zu und beginne mit den Begrenzungsflächen der Sandsteinbänke. Die Schichtoberseite stellt nur in seltenen Fällen eine Ebene dar, da sie meist kleine halbkugelförmige Höcker, größere und kleinere wurstähnliche Erhebungen oder breite, flache Aufwölbungen trägt. Beim Anblick dieser Gebilde legt man sich regelmäßig die Frage nach ihrer Entstehung vor, aber ebenso regelmäßig muß man sich sagen, daß unsere Erfahrungen über den Buntsandstein noch nicht umfangreich genug sind, um derartige Formen ursächlich zu erfassen. In einem Falle, in dem es sich um eine ganz eigenartige Erscheinung handelt, habe ich eine Erklärung versucht, ohne aber sicher zu sein, ob ich damit auf Zustimmung rechnen kann. In Gesellschaft der oben erwähnten breiten, flachen Aufwölbungen beobachtet man in seltenen Fällen auf der Schichtoberseite eine Anzahl von Furchen, die in ihrer Anordnung und Verzweigung (Fig. 1) zuweilen an Algen aus der Fa-

milie der Fucaceen, manchmal aber an Fließrinnen erinnern. Die betreffenden Bänke werden von einem plastischen, steifen Ton überlagert. Der vollständige Mangel an Vergleichsmaterial bestimmte mich, bei der Deutung dieser eigenartigen Skulpturen die Beobachtung der in der Gegenwart sich abspielenden Vorgänge entscheiden zu lassen und festzustellen, ob ähnliche Formen sich jetzt noch bilden, und unter welchen Umständen



Fig. 1. Platte mit Fließrinnen aus dem $sm_3(o)$.
Nördlich von Altendorf bei Rothenstein. $^1/_2$ nat. Gr.

sie entstehen. Auf Grund meiner Erfahrung neige ich dazu, in den fraglichen Furchensystemen Erscheinungen zu sehen, die auf mechanischem Wege zustande gekommen sind: Wenn bei einem heftigen Gewitterregen das abfließende Wasser den Sand von steilen Buntsandsteingehängen wegführt, in einem Hohlweg oder einer kleinen Talrinne nach unten transportiert und dann auf einer horizontalen Fläche, z. B. einem Weg oder einer Wiese ausbreitet, dann entsteht hier nicht eine einzige Sand-

ebene, sondern es bilden sich zahlreiche, terrassenförmig gegeneinander abgesetzte Teilebenen, die bei wechselnder Form und Größe immer in der Richtung des abfließenden Wassers in die Länge gezogen sind. Die Böschung zwischen zwei Nachbarebenen ist steil, aber niedrig (3—5 mm). Das zuletzt abfließende Wasser erzeugt nun bei dem Fall von einer höheren zu einer tiefer liegenden Teilebene an der niedrigen Böschung eine unbedeutende Erosionsfurche, die sich rückschreitend mehr und mehr verlängert und auch vertieft. Wenige Millimeter entfernt von dieser Rinne entsteht bald eine zweite, deren Wasser sich mit dem der ersten vereinigt oder selbständig nach unten fließt. Kommt noch eine dritte, vierte usw. dazu und tritt außerdem, wie das oft genug der Fall ist, eine Verästelung der einzelnen Furchen ein, dann entsteht eine Zusammenstellung von außerordentlich mannigfaltigen und außergewöhnlich zarten, oft gekrümmten Miniaturtälern; man braucht nicht lange zu suchen, um aus der großen Zahl von Furchensystemen das eine herauszufinden, das einen Vergleich mit den Rieselspuren auf den Bänken des Bausandsteins zuläßt. — Im Bereich des Bl. Kahla trifft man die zahlreichsten und besten Rieselspuren nördlich von Altendorf, weniger häufig finden sie sich nordöstlich von Bibra. Auf Bl. Orlamünde sind sie am Ostabfall des Walpers-Berges, auf Bl. Stadtremda südlich von Teichel zu beobachten.

Ebenso wie die Schichtoberseite zeigt auch die Unterseite vielfach Unregelmäßigkeiten, vor allen Dingen haselnußgroße, halbkugelförmige, dicht bei einander liegende Gruben. — Bei der großen Zahl eingelagerter Schiefertonschichten habe ich auf der Unterseite der Bausandsteinbänke Netzleisten erwartet, bin aber trotz alles Suchens in den vielen Steinbrüchen des Bl. Kahla nicht imstande gewesen, diese in anderen Buntsandsteinstufen so häufige Erscheinung mehr als ein einziges Mal festzustellen. Und selbst dieser Fall ist zweifelhaft: es handelte sich um 10—15 cm lange, 5 mm breite und 5 mm hohe Kämme, die sich nach beiden Enden hin spindelförmig zuspitzten und mehrfach stark bogenförmig gekrümmt waren.

Die Zuspitzung und die Krümmung sind auffallend, so daß es fraglich ist, ob hier wirklich ausgefüllte Trockenrisse vorliegen.

Wellenfurchen habe ich im Gebiet des Bl. Kahla auf den Begrenzungsflächen der Bausandsteinbänke nicht gefunden. Ähnliche Beobachtungen hat Grupe auf Bl. Sieversbausen gemacht; er unterscheidet hier innerhalb des Bausandsteins eine untere und eine obere Stufe, die letztere entspricht meinem sm$_3$(o). »Während die Sandsteine und Tonschichten der unteren Bausandsteinstufe vielfach Wellenfurchen und Trockenrisse aufweisen, wird der massige obere Bausandstein in hervorragendem Maße von der diskordanten Parallelstruktur beherrscht« (30, 7).

Betreffs der Schichtung ist zu bemerken, daß in keiner anderen Abteilung des Kahlaer Mittleren Buntsandsteins die Abweichungen von der normalen Parallelschichtung in Gestalt von Diagonal-, besonders aber von Kreuzschichtung, so häufig sind wie im sm$_3$(o). Die Diagonalschichtung äußert sich zuweilen in recht grober Weise, indem eine Bank in ihrem oberen wie unteren Teile normal parallel geschichtet ist, in dem größten mittleren Teil aber aus 3—4 cm dicken, schief zur Hauptrichtung gestellten Platten besteht; nördlich der Leuchtenburg sind die Platten 20° gegen die horizontalen Begrenzungsschichten gestellt und fallen nach N ein, zwischen Altendorf und Schirnewitz zeigen sie Str. N. 60° O., F. 20° NNW.

Das Korn der Sandsteine ist fein; mittelkörnige Lagen schieben sich zuweilen in der Schichtrichtung ein, sind aber nicht allzu häufig. — Auf den Sandkörnern haben sich nachträglich kleine Quarzkrystalle angesetzt, deren Flächen das Glitzern in der Sonne zur Folge haben. Zwar macht sich diese Erscheinung auch in anderen Stufen des Buntsandsteins bemerkbar, aber ich erwähne sie gerade hier, da sich der sm$_3$(o) in dieser Hinsicht besonders auszeichnet. Neben den Quarzkörnern treten Feldspat- und Kaolinkörner zurück; Glimmer, der sonst in dieser Zone eine große Rolle spielt (47, 410), fehlt nicht vollständig, ist aber selbst Feldspat und Kaolin gegenüber als selten zu bezeichnen.

Das Bindemittel ist tonig, seltener kieselig. Carbonat fehlt nicht vollständig, darauf deuten schon die Tigersandsteine hin, die man gelegentlich antrifft. Nur ausnahmsweise ist das Carbonat in Form von walnußgroßen oder etwas größeren Knollen zu beobachten, die sich durch ihre graue Farbe von dem rotbraunen carbonatfreien oder wenigstens carbonatarmen Sandstein deutlich abheben.

Im Anschluß an die Carbonatknollen möchte ich auf die Kugeln hinweisen, die als carbonatfreie Konkretionen in den jüngeren Schichten des sm_3 vorkommen. Sie hatten sich bis jetzt auf Bl. Kahla der Beobachtung entzogen, da sie sowohl bei anstehendem Gestein wie auch im Verwitterungsschutt gegenüber der Nachbarschaft nur wenig hervortreten und daher trotz ihrer großen Zahl leicht übersehen werden. Es handelt sich meist um 1—4 cm große massive Sandsteinkugeln, von denen zuweilen zwei zu einer Doppelkugel mit lemniskatenförmigen Längsschnitt verwachsen sind. Der größte Teil des Inneren hat eine graue Farbe, ein kieseliges Bindemittel und dementsprechend eine große Festigkeit, die äußere Rinde sieht graurötlich aus und ist weniger fest. In seltenen Fällen ziehen sich um die Kugeln ringförmige Wülste, die stets in der Schichtrichtung liegen und die in ihrem Verlauf mit den Breitenkreisen der Erde verglichen werden können. — Ich habe die Kugeln auf Bl. Kahla nur einmal anstehend gefunden und zwar (in 218 m Höhe) an dem Weg der von Bibra in nordöstlicher Richtung nach dem Jecke'schen Steinbruche führt; da sie sich auch noch in 233 m Höhe sowohl im Waldboden wie auf dem Weg zeigen, muß der Schichtenstoß, in dem sie vorkommen, wenigstens eine Mächtigkeit von 15 m haben. Ihr Muttergestein ist hier ein rötlichgrauer, feinkörniger, carbonatfreier und, im Gegensatz zu den Kugeln, wenig fester Sandstein. Ich bin längere Zeit im Zweifel gewesen, ob diese Bibraer Kugeln zu dem sm_3(m) oder dem sm_3(o) zu stellen sind: die Farbe ihres Muttergesteins spricht für sm_3(m), der geröllführende Sandstein und die bankige Absonderung in der Nachbarschaft aber

für $sm_3(o)$; unter Berücksichtigung der Verhältnisse, wie sie auf Bl. Rudolstadt herrschen, sehe ich jetzt in den kugelführenden Schichten sehr tiefe Glieder des $sm_3(o)$. — Bei Gumperda konnte ich nur noch die hohlkugelförmigen, mit Ringwülsten versehenen Näpfe, nicht aber die Kugeln selbst auffinden; nach der Größe der Näpfe zu urteilen, hatten die Gumperdaer Kugeln einen Durchmesser von 10 cm. — Da im Eichsfeldgebiet (17, 11) und auch auf Bl. Freudenstadt (15) derartige kugelige Konkretionen ein »kalkiges Bindemittel« führen, werden wohl auch die Kugeln des Bl. Kahla ursprünglich ein solches besessen haben. Trotz ihres massenhaften Vorkommens an einzelnen Stellen der Umgebung Kahla's ist es bei der ausgedehnten Walddecke, die der sm_3 trägt, doch unmöglich, einen besonderen Kugelhorizont auszuscheiden. Wenn somit diese Konkretionen in erster Linie theoretisches Interesse haben, so ist ihnen doch nicht jeder praktische Wert abzusprechen, da sie bis zu einem gewissen Grad bei der Altersbestimmung der Schichten benutzt werden können. — In der Führung der karbonatfreien Konkretionen nimmt unter den ostthüringischen Blättern das Bl. Rudolstadt insofern eine Sonderstellung ein, als hier an manchen Stellen die Kugeln oolithische Struktur besitzen und aus konzentrischen Schalen (29, 16) eines mehr fein- als mittelkörnigen Sandsteins bestehen. An keinem Punkt tritt dieser Bau deutlicher hervor als in der Schürfung an dem Weg Heilingen—Partschefeld, in der man an zerbrochenen, abgewitterten Kugeln die Sandsteinschalen als konzentrische Ringe deutlich beobachten und feststellen kann, daß sie die Konkretionen bis zum Mittelpunkt hin ausfüllen; an dieser Stelle gehört das Muttergestein sicher dem $sm_3(o)$ an. Westlich von Beutelsdorf (Bl. Rudolstadt) liegen die Kugeln (in 270 m Höhe) in einem grauweißen, ungleichkörnigen, kaolinarmen, schüttigen Quarzsand; man trifft hier neben frischen, grauweißen auch angewitterte und dann gelbbraun gefärbte Kugeln. Da nur die letzteren den konzentrisch-schaligen Bau zeigen, liegt es nahe, die oolithische Struktur als eine rhyth-

misch von außen nach innen vorgeschrittene Verwitterungserscheinung anzusehen. Andeutungen der konzentrisch-schaligen Ausbildung findet man an den Kugeln des Bl. Saalfeld (westlich von Ober-Preilipp). — Bemerkenswert erscheint mir das Vorkommen derartiger Konkretionen in gleichaltrigen oder wenigstens nahezu gleichaltrigen Stufen anderer deutscher Buntsandsteingebiete: wenn im Eichsfeld (17, 10), in der Rhön (16, 29; 18, 12; 36, 27), am Nordfuß des Spessarts (39, 243), im Odenwald (47), in der Haardt (47) und im Schwarzwald (15) die Kugeln in einem Niveau auftreten, das im allgemeinen dem ostthüringischen entspricht, dann weist dieser Umstand deutlicher auf gleiche Entstehungsbedingungen hin als die Übereinstimmung in Kleinigkeiten; aber auch diese ist vorhanden und äußert sich in den parallel zur Schichtrichtung liegenden Riefen und Wülsten, die auf den Blättern Fulda, Gersfeld, Weyers, Rudolstadt, Kahla beobachtet sind.

An vielen Orten schließen die Sandsteine des $sm_3(o)$ dunkelrote und graugrüne, der Zahl wie der Größe nach stark wechselnde Tongallen ein; erreichen sie die Dimension einer Faust und häufen sie sich, dann wird der Wert des Sandsteins als Baustein heruntergedrückt.

Gegenüber den Sandsteinen sind die meist dunkelrot gefärbten, mehr oder weniger glimmerreichen Sandsteinschiefer verhältnismäßig selten.

Überall schieben sich zwischen die Sandsteine und Sandsteinschiefer dunkelrote, glimmerreiche, fette oder gleichfalls dunkelrote, glimmerfreie Schiefertone ein; tonige Zwischenlagen von gelber oder resedagrüner Farbe treten selten auf und sind niemals so dick wie die dunkelroten. Innerhalb der jüngsten Schichten des Bausandsteins macht sich vielfach eine 1—1,75 m mächtige, rote Schiefertonlage bemerkbar, die in ihrer petrographischen Beschaffenheit an Mittleren Röt erinnert und deshalb leicht Veranlassung zu Irrtümern geben kann. Sollte diese außergewöhnlich dicke Schiefertonbank äquivalent der an der Grenze des Bausandsteins zum Chirotheriumsandstein erschei-

nenden, »zu ziemlich großer Mächtigkeit anschwellenden, roten Tonbank« (38, 347) der Meininger Gegend sein? (Vergl. 78, 437). — Am Trompeter-Felsen bei Rothenstein zeigen zwei tonige Zwischenschichten kleine Steinsalzpseudomorphosen (siehe Profil S. 351).

Auf eine sehr seltene Erscheinung muß ich noch hinweisen und das Vorkommen von Gips in den jüngsten $sm_3(o)$-Schichten erwähnen. In dem nördlichen Teile des Jecke'schen Steinbruchs bei Bibra steht eine 0,50 m mächtige Bank eines feinkörnigen, rötlichbräunlichen Sandsteins an, der in seinen tiefsten Partien (1—2 cm) bräunlichgelb, bezw. gelb oder gelbweiß aussieht. Diese Sandsteinbank hat auf ihrer Unterseite einen Belag von Fasergips in Form einer 1—2 mm dicken Platte, an der sich die bei den Fasergipsen des Röts so häufige Mittelfuge bemerkbar macht. —

Ich wende mich dem fossilen Inhalt der Bausteinzone zu. Während der ganze $sm_3(u)$ und $sm_3(m)$ sowie der größte, nämlich älteste Teil des $sm_3(o)$ vollständig frei von Petrefakten ist, stellen sich in den jüngsten Schichten des $sm_3(o)$ die auf Organismen hinweisenden Spuren in großer Zahl ein; allerdings haftet dem $sm_3(o)$ in dieser Hinsicht dieselbe Eintönigkeit wie dem sm_2 an, er ist zwar reich an Individuen, aber arm an Arten.

5—6 m unter der oberen Grenze der Bausteinzone treten an den verschiedensten Stellen der Umgebung von Kahla, besonders aber westlich und nordwestlich der Stadt, zwei Bänke mit seltsam gefurchter Schichtoberseite auf (Fig. 2). Man hat den Eindruck, als ob beide Bänke durch Bearbeitung mit einem kleinen Beil eine große Zahl verschieden gerichteter, teilweise sich kreuzender Furchen von wechselnder Länge (1—3,8 cm) und wechselnder Tiefe (4—10 mm) erhalten hätten. Die einfachsten, allerdings relativ seltenen Furchen sind in der Mitte verhältnismäßig tief (10 mm) und verflachen sich nach den beiden Enden hin, so daß also der Furchenboden einen nach unten konvexen Kreisbogen darstellt. Häufiger trifft man Fur-

chen mit den umgekehrten Tiefenmaßen, d. h. solche, die an den beiden Enden tiefer sind als in der Mitte, und deren Boden somit ein nach oben konvexer Kreisbogen ist; diese Furchen zeigen die Eigentümlichkeit, daß sie nach ihren beiden Enden hin breiter werden und dadurch die Form eines Hantels annehmen. Die besten hantelförmigen Furchen habe ich nördlich und südlich von Altendorf an Lesesteinen gefunden, bei denen das sandig-tonige Material des Hangenden durch Verwitterung vollständig verschwunden war (Fig. 3). Neben geradlinigen Furchen zeigen sich auch oft gekrümmte. — Die Mächtigkeit der

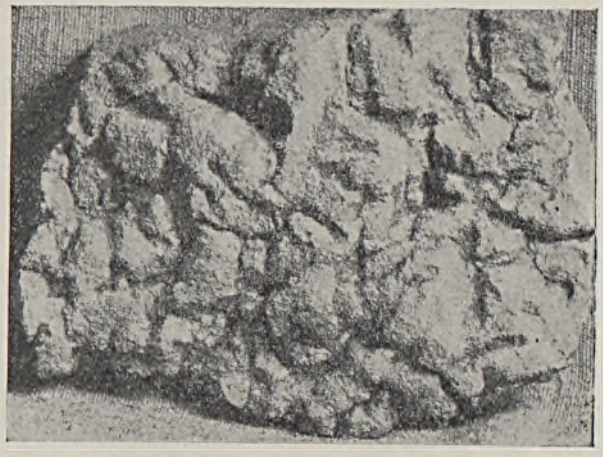


Fig. 2. Sandsteinplatte mit zahlreichen Furchen. $sm_3(o)$. Nordöstlich von Bibra bei Kahla. $^2/_3$ nat. Gr.

beiden Bänke ist wenig konstant, sie wechselt nicht nur in den verschiedenen Gegenden unseres Blattes, sondern ist auch innerhalb eines Steinbruchs ganz ungleich, indem vielfach ein Auskeilen oder ein Anschwellen um das Doppelte der an einer Stelle gemessenen Dicke beobachtet wird. Mit Rücksicht darauf ist es wünschenswert, sich bei der Schilderung an eine bestimmte Stelle anzulehnen; ich charakterisiere die Verhältnisse im mittleren Teile des Jecke'schen Steinbruchs (nordöstlich von Bibra), fasse aber zunächst nur die Erscheinungen an der unteren der beiden Bänke ins Auge.

Eine 20 cm dicke Schicht eines feinkörnigen, wenig festen Sandsteins, der ein toniges, ganz selten ein schwach kieseliges Bindemittel hat, zeigt in der Mitte das Rotbraun des $sm_3(o)$, während nach oben und unten die Farbe heller wird und schließlich an der Liegend- wie Hangendfläche in ein graues



Fig. 3. Hantelfurchen aus $sm_3(o)$.
Nördlich von Altendorf bei Rothenstein. $^2/_3$ nat. Gr.

Gelb übergeht. Stellt man sich eine Bruchfläche senkrecht zur Schichtebene her, so erkennt man, daß von der Oberseite aus 3 mm weite Röhren nach unten gehen, die in 6 cm Tiefe rechtwinklig umbiegend als Quergang von 2,5 cm Länge verlaufen, dann ein zweites Mal umbiegen und nun in einem 6 cm langen

Kanal die Oberfläche der Schicht wieder erreichen. Diese eigentümlichen Röhren sind mit dunkelrot gefärbtem Sand ausgefüllt, der seinerseits, wenn er isoliert werden könnte, einen zweimal gebogenen Zylinder, ein U, darstellen würde. In diesem U-förmigen Rahmen steht eine 1—1,5 mm dicke, gleichfalls dunkelrot gefärbte Platte ungefähr so, wie ein Diapositiv in der Tasche eines Diapositivhalters. Die Platte oder »Spreite«, die nach dieser Schilderung selbst die Form eines U hat, ist durch zahlreiche, untereinander parallele, nach unten konvexe Bogen gekennzeichnet, die man Anwachsstreifen oder -wülste nennen



Fig. 4. *Arenicolites lunaeformis* Blanckenh. mit abgewitterter Spreite. $sm_3(o)$. Südsüdwestlich von Eisenberg. $^2/_3$ nat. Gr.

kann. Bröckelt, etwa infolge von Verwitterung, die Spreite ab, dann treten auf dem gleichsam den Hintergrund darstellenden graugelben Sandstein ebensolche konvexe Bogen wie auf dieser selbst zutage — mit anderen Worten: Vorder- wie Rückseite der Spreite zeigen dieselben bogigen Verzierungen (Fig. 4). — Der Querschnitt des Röhreninhaltes ist drehrund, vielfach aber stellt er eine Ellipse dar, deren große Achse mit der Spreitenebene zusammenfällt; die Füllmasse ist ein feinkörniger, biotitführender, sehr schwach verkitteter und deshalb unter dem Druck des Fingers leicht zerfallender Sand, vermischt mit dunkelrotem Schieferton und daher selbst von

dunkelroter, etwas ins Graue spielender Farbe; mehrfach habe ich beobachtet, daß im peripheren Teil der Füllmasse der rote, im zentralen der graue Farbenton überwiegt, ja daß zuweilen ein rein grauer sandiger Kern von einer rein tonigen, dunkelroten Hülle umgeben war. Auch die Spreite besteht aus glimmerhaltigem, feinkörnigen, durch Schieferton dunkelrot gefärbten Sand; zuweilen allerdings stellt sie, wenn auch nicht in ihrer ganzen Ausdehnung, so doch an einzelnen Stellen, eine reine Schiefertonplatte mit speckigem Glanz dar, und in diesem Fall erkennt man auf ihr oft kurze, untereinander nahezu parallele, senkrecht zu den beiden Längsschenkeln des U verlaufende Ritze.

Die Größe dieser seltsamen Gebilde ist ebenso wechselnd wie das Verhältnis von Länge zu Breite; ziemlich konstant aber ist die Dicke, die bei langen wie kurzen Exemplaren von 3 mm nur wenig abweicht. In der folgenden Tabelle habe ich die bei häufiger vorkommenden Röhren gefundenen Maße zusammengestellt; es handelt sich in allen Fällen um vollständige Exemplare, nicht um Bruchstücke.

Länge	Breite	
13 cm	2,5 cm	
8,5 »	5 »	
8 »	3 »	
6,5 »	3 »	
6 »	4,5 »	
6 »	2,5 »	
5,8 »	4 »	
5 »	2 »	
4 »	1,3 »	
3,5 »	2,5 »	
2,5 »	2 »	
3,8 »	5 »	diese Exemplare sind mehr breit als lang
3 »	3,5 »	
2 »	3,5 »	
1,8 »	3 »	
1,5 »	2,6 »	
1,5 »	2 »	

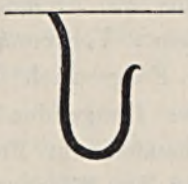
Das beschriebene Exemplar mit einer Länge von 6 cm und einer Breite von 2,5 cm stellt eine mittelgroße Form dar.

Zuweilen findet sich eine Abweichung von der reinen U-Form, bedingt durch eine Einschnürung im oberen Teil (Fig. 5).

Ein einziges Mal habe ich eine Abnormität beobachtet: der eine Schenkel des U ging senkrecht nach unten, ihm schloß sich der Querteil und diesem der aufsteigende Ast an; letzterer aber erreichte nicht wieder die Schichtoberseite, sondern endete unterhalb derselben und war hier in ein der Spreite abgewendetes Häkchen ausgezogen (Fig. 6).



Arenicolites lunaeformis Blanckenh. mit einer Einschnürung im oberen Teil. Fig. 5.



Abnorme Form von *Arenicolites lunaeformis* Blanckenh. Fig. 6.

Die beiden Längsschenkel des U sind parallel und dabei senkrecht zur Schichtfläche gestellt, so daß eine durch ein U gelegte Ebene auch senkrecht zur Schichtoberfläche steht. Die Zahl der U-Formen nebeneinander ist oft ganz außerordentlich; ein Durcheinander großer und kleiner Exemplare erfüllt auf engem Raume zuweilen den ganzen oberen Teil der 20 cm dicken Sandsteinbank, infolgedessen es kaum gelingt, einen Querbruch herzustellen, ohne auf sie zu stoßen. Die Schnittlinie der durch ein U gelegten Ebene mit der Schichtoberseite hält keine bestimmte Himmelsrichtung ein, und daher kommt es, daß sich die U-Formen oft durchschneiden.

Zwischen den auf S. 344 geschilderten Furchen auf der Schichtoberseite und den U-Formen im Innern einer Schicht besteht ein Zusammenhang, denn fast ausnahmslos sitzt da, wo eine Furche auf der Schichtoberseite entlang zieht, in der Schicht selbst eine U-Form, und immer entsprechen den verbreiterten Enden der Hantelfurche die obersten Stellen des U. Treten ein-

mal die U-Formen in geringer Zahl in einer Schicht auf, so verringert sich auch die Anzahl der Furchen auf der Schichtoberseite; in einem solchen Falle macht sich dann die Hantelfurche deutlich bemerkbar (Fig. 3), während bei einer Häufung und der damit vielfach verbundenen Durchkreuzung von Furchen die Gestalt eines Hantels mehr oder weniger verwischt ist (Fig. 2).

Als ich die U-Formen das erste Mal in dem Bibraer Steinbruche sah, erschienen sie mir infolge ihrer dunkelroten Farbe und ihrer scharfen Abgrenzung gegenüber dem Graugelb des Sandsteins als Fremdkörper in der Schicht. Bei ihrem ausschließlichen Vorkommen in der nächsten Nähe der Oberseite war die Frage nach ihrer Entstehung nur unter Berücksichtigung des Hangenden zu beantworten; deshalb gebe ich im Nachstehenden ein Profil durch die in Betracht kommenden Schichten des Bibraer Steinbruchs und schließe in dieses auch die zweite, die obere Bank mit U-Formen ein:

Hangendes.

1. 9 cm Dunkelroter, glimmerführender Schieferton, im unteren Teil sandig; der obere Teil zeigt braune Flecke.
2. 2 » Gelber, feinkörniger, schwach zementierter Sandstein; im oberen Teil U-Formen mit sandiger, dunkelroter Füllmasse. Das Bänkchen keilt nach S schnell aus, schwillt nach N auf 5 cm an, um weiter nördlich gleichfalls zu verschwinden. Da, wo die Schicht die Dicke von 5 cm erreicht, führt der Sandstein einzelne Quarzgerölle von Erbsengröße (Obere Bank mit U-Formen).
3. 4 » Glimmerführender, durch Schieferton dunkelrot gefärbter, feinkörniger, ganz schwach zementierter Sandstein; in ihm liegen festere, erbsen- bis haselnußgroße Knollen eines feinkörnigen, graugelben Sandsteines.
4. 20 » Feinkörniger, mittelfester Sandstein; in der Mitte zeigt die Bank das charakteristische Rotbraun des $sm_3(o)$, nach oben und unten wird die Farbe heller und geht schließlich an der Ober- wie Unterseite in ein graues Gelb über; im oberen Teil U-Formen mit sandiger, dunkelroter Füllmasse. Nach N schwillt die Bank an und erreicht eine Dicke von 45 cm (Untere Bank mit U-Formen).
5. 20 » Dunkelroter, glimmerführender Schieferton; im oberen Teil ein graurötliches Sandsteinschieferbänkchen.

Ganz entsprechend wie in dem Steinbruch nordöstlich von Bibra liegen die Verhältnisse nördlich von Altendorf, da auch

hier zwei Bänke (die obere 20 cm, die untere 16 cm dick) mit U-Formen in geringem Abstand (4 cm) voneinander auftreten und auch hier beide Bänke von feinkörnigem, durch Schiefertonmassen dunkelrot gefärbten Sandstein überlagert werden. Beide Bänke sind in ihrer Mächtigkeit ebensowenig konstant wie nordöstlich von Bibra. In den verlassenen Steinbrüchen zwischen Altendorf und Altenberga finden sich abermals zwei Bänke mit U-Formen, allerdings mit dem Unterschied, daß hier die obere wie untere bei einer Dicke von 24 cm bezw. 2 m das gewöhnliche Maß weit übersteigt; in diesen Steinbrüchen fiel zur Zeit, als sie noch in Betrieb waren, die zerhackte, graugelbe Oberseite der Schicht, auf die auch hier die U-förmigen Gebilde beschränkt sind, besonders auf. — Während an den drei erwähnten Punkten die U-Formen sich durch ihre dunkelrote Farbe auszeichnen, liegen die Verhältnisse am Trompeter-Felsen bei Rothenstein anders, indem hier graugelbe U-Formen in grauem Sandstein stehen und deshalb auf dem Querbruch nicht besonders deutlich hervortreten. Das verschiedene Bild erklärt sich aus der Beschaffenheit des Hangenden der Bank mit U-Formen, das hier nicht dunkelrot aussieht, sondern eine graugelbe Farbe hat. Das Profil ist folgendes:

Hangendes.

1. 10 cm Gelbgrüner Schieferton mit kleinen Steinsalzpseudomorphosen; im unteren Teil (1,5 cm) sandig und von graugelber Farbe.
2. 20—25 cm Grauer, feinkörniger Sandstein; im oberen Teil U-Formen mit graugelber, sandig-toniger Füllmasse.
3. 5 cm Graugrüner Schieferton mit kleinen Steinsalzpseudomorphosen.
4. 20 » Dünngeschichteter, feinkörniger, glimmerführender, ganz schwach zementierter Sandstein.

Das gegebene Profil findet sich an dem vom Haagendenkmal nach oben führenden Pfad; es ist nur eine Bank mit U-Formen vorhanden, eine Erscheinung, die bei dem häufigen Auskeilen, besonders der oberen Bank, nicht auffällt.

Außer an den bezeichneten Punkten treten die U-Formen im Gebiet des Meßtischblattes Kahla noch bei Sulza, Greuda, Zöllnitz, Ilmnitz und westlich von Rutha auf. In dem übrigen Teil

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Ostthüringens finden sie sich auf den Blättern Saalfeld, Blankenburg, Rudolstadt, Orlamünde, Jena, Roda, Bürgel und Eisenberg. Auffallend schöne, wenn auch nicht sehr große Exemplare schließt der Bausandstein ein, der südsüdwestlich von Eisenberg in einem Steinbruch aufgeschlossen ist; deshalb habe ich bei der Herstellung einer photographischen Abbildung (Fig. 4) ein Stück von diesem Punkte gewählt. Um die Übereinstimmung zwischen den Kahlaer und Eisenberger Lagerungsverhältnissen zu kennzeichnen, gebe ich das Profil, wie ich es in dem erwähnten Steinbruche gefunden habe:

Hangendes.

1. 5 cm Dunkelroter Schieferton, sandig.
2. 14 » Grauer Sandstein, im oberen Teil mit undeutlichen U-Formen (Obere Bank mit U-Formen).
3. 24 » Magerer, dunkelroter Schieferton, sandig.
4. 14 » Graugelber Sandstein mit zerhackter Schichtoberseite; im oberen Teil der Bank zahlreiche, schöne U-Formen. Sandstein reich an Tongallen, die besonders häufig unterhalb der U-Formen auftreten (Untere Bank mit U-Formen).
5. 10 » Dunkelroter Schieferton.

Der Baustein kommt noch auf mehreren anderen ostthüringischen Meßtischblättern vor (siehe S. 366), doch kann ich nicht sagen, ob er hier U-Formen führt, da mir diese noch unbekannt waren, als ich die fraglichen Blätter besuchte. In Steinbrüchen habe ich die U-Formen immer sehr schnell aufgefunden, dagegen ist mir ihr Nachweis in einem Gebiet mit fehlenden oder schlechten Aufschlüssen recht schwer geworden; auf den beiden Blättern Saalfeld und Blankenburg z. B. wäre ich höchst wahrscheinlich zu einem negativen Ergebnis gekommen, wenn nicht die Hantelfurchen die Gegenwart der U-Formen angezeigt hätten. Der kartierende Geologe wird deshalb die beiden Bänke wohl nie als stratigraphische Einheit abtrennen können, sondern sie nur als Anzeichen für die jüngsten Glieder des sm$_3$(o) verwerten.

Bei dem Versuch einer genetischen Deutung dieser eigenartigen Formen stehen wir unter Berücksichtigung ihrer Gestalt, der Beschaffenheit des Röhreninhalts, sowie des Verhält-

nisses der Füllmasse zum unmittelbaren Hangenden auf einer Basis, die zwar noch nicht so fest ist, um jeden Zweifel auszuschließen, die uns aber doch instand setzt, ein ziemlich scharfes Bild von der Entstehung der Röhren zu entwerfen. Wir werden dabei sehr wesentlich durch die Arbeiten von FUCHS (40, 369; 41, 335), DOUVILLÉ (7) und REIS (68, 615; 69) unterstützt und gelangen zu dem Ergebnis, als Bewohner der U-förmigen Röhren Individuen aus der Gruppe der tubikolen Anneliden zu bezeichnen. Unter den lebenden Anneliden haben wir verschiedene Arten (*Chaetopterus pergamentaceus, Arenicola piscatorum, Polydora ciliata, Polydora hoplopleura*), die mit Hilfe besonderer Scharrwerkzeuge in den Boden ihrer Wohngewässer U-förmige Röhren bohren und in diesen wohnen. Stirbt ein solches Tier, dann füllt sich die Röhre mit dem später zum Absatz gelangten Detritus oder mit bereits vorhandenem, durch Strömungen aus der Nachbarschaft herbeigeführten Sediment, also mit einem Material, das im allgemeinen jünger als die Masse ist, in der die Röhre steht. Unter Anlehnung an diese Verhältnisse würde sich nicht nur die Form der Buntsandsteinröhren, sondern auch die Beschaffenheit des Füllmaterials ohne Schwierigkeit erklären lassen, denn wir haben ja gefunden, daß der Röhreninhalt in petrographischer Hinsicht mit dem Hangenden der U-Bank übereinstimmt. Der Bewohner der Röhre muß zu einer Zeit gelebt haben, als bereits ein Teil des sandigen Schiefertons sedimentiert war, sonst würde sich die tonige Beschaffenheit, wie die Farbe der Spreite nicht deuten lassen: »Ein- und Ausschlupfloch« (14, 8) lagen nicht im Sandstein, sondern in seinem Hangenden. — Mit dem Wachstum der Anneliden machte sich eine Vergrößerung des Wohnraums notwendig und diese erfolgte durch Tieferlegen der die senkrechten Schenkel »verbindenden Schleife«. Unmittelbar unter dieser wurde durch Scharren und Kratzen ein neuer Quergang angelegt, und das bei der Nachbohrung entstandene Material gab mit »klebrigem Schleim« und mit dem Schlamm der hangenden Schicht einen Mörtel, der zur Ausfüllung des verlassenen Quer-

stücks diente. So entstand die Spreite als eine vom Bewohner zwischen den Längsschenkeln ausgespannte Wand mit den Andeutungen früherer Quergänge, den nach unten konvexen Bogen. Bei dem Tieferlegen des Querstücks mußte sich das Verhältnis von Länge und Breite der Wohnröhre ändern, das relativ breite U der Jugendformen machte dem langen U der ausgewachsenen Individuen Platz. Beurteilt man die Umstände rein theoretisch, so könnte man vermuten, daß der im Sandstein bohrende Röhrenbewohner erst nach Anlage einer mehr oder weniger tiefen Röhre zur Herstellung einer Spreite geschritten sei und daß deshalb die verbindende Wand zwischen den beiden Längsschenkeln im oberen Teil aus graugelbem Sandstein, im unteren Teil aus dunkelrotem, sandigen Schieferton bestehen müsse. Das ist nicht der Fall, vielmehr reicht die Spreite bei großen wie bei kleinen Exemplaren bis zum Dach der Sandsteinbank, und mit der Spreite gehen auch die Spreitenbogen bis oben hin. Wie tief der Röhrenbewohner innerhalb des sandigen Schiefertons gebohrt hat, wie weit, mit anderen Worten, »Ein- und Ausschlupfloch« von der Oberseite der Sandsteinbank entfernt war, habe ich nicht entscheiden können, da bei der Gleichartigkeit des Materials eine Differenzierung ausgeschlossen ist. — Bei dem Tieferlegen des Querstücks blieben Teile der alten Röhrenwand stehen, und deshalb wird sich auf einer abgewitterten, von der Spreite befreiten Bruchfläche der Verlauf der älteren Querstücke in Gestalt von Bogen bemerkbar machen, die nach unten konvex sind. Hatten die alten Querstücke Kratzspuren und wurde bei der Herstellung der Spreite verhältnismäßig viel toniges Material verwendet, dann drückten sich die feinen Scharrstreifen auf der weichen Spreite ab und erzeugten die auf S. 348 erwähnten Ritze. Aus ihrer Richtung senkrecht zu den Längsschenkeln des U geht hervor, daß das Tier bei seiner Arbeit innerhalb des Quergangs die ihm zur Verfügung stehenden Werkzeuge handhabte, indem es kurze, wenig tiefe Furchen parallel der Achse des Querstücks zog.

Daß es sich bei den U-Formen um Ausfüllungen von Röhren

handelt, und daß diese Röhren von Tieren, in Sonderheit von Würmern hergestellt worden sind, ist durch die gegebenen Ausführungen zwar nicht streng bewiesen, so doch wenigstens sehr wahrscheinlich gemacht. Zu sichereren Resultaten ist REIS (69, Kap. 34) bei der Untersuchung des *Rhizocorallium*'s des fränkischen Muschelkalks gelangt; das *Rhizocorallium* hat die Form einer Röhre, einen »Ausgang und einen Eingang mit einer U-förmigen Umbiegung«, eine Spreite und auch die Spreitenbogen, gleicht also den Kahlaer U-Formen in mehreren Punkten. »Unbedenklich« betrachtet REIS die Rhizocorallien »als Ausfüllungen der Wohnröhren von tubikolen« Anneliden, und da ich, hauptsächlich angeregt durch ihn, bei der Frage nach der Entstehung der ostthüringischen U-Formen zu demselben Ergebnis gekommen bin, könnte man auch die U-Formen des sms (o) als Rhizocorallien ansehen. Aber nach REIS ist die Wand der *Rhizocorallium*-Röhre mit einer Hülle ausgekleidet, die von dem Besiedler »aus eigens geformten Baukörperchen und einem Zement«, zwei »aus sedimentärem Material geschaffenen Bildungen«, hergestellt worden ist. Dieser »Einbau« ist nach REIS ein wesentlicher Teil des *Rhizocorallium*-Körpers, und da er bei unseren U-Formen fehlt, bleibe ich bei der neuerdings von BLANCKENHORN (2, 39) für diese Formen eingeführten Bezeichnung *Arenicoloides luniformis*, allerdings mit der durch Prioritäts- und sprachliche Gründe gerechtfertigten Umänderung in

Arenicolites lunaeformis.

Dazu liegt um so mehr Grund vor, als der hessische Sandstein, in dem BLANCKENHORN seinen *Arenicoloides luniformis* nachgewiesen hat, ebenso den oberen Schichten des Bausandsteins angehört wie der *Arenicolites*-Sandstein Ostthüringens. Dasselbe gilt von den Verhältnissen bei Ostheim vor der Rhön (27, 16), wo sich der *A. lunaeformis* zwischen Lichtenburg und Königsburg in dem Plattensandstein, dem Liegenden des Chirotheriumsandsteins, findet. In Württemberg und Baden sind die seltsamen Furchen auf der Schichtoberseite unseres *Arenicolites*-Sandsteins schon seit längerer Zeit unter dem Namen »Hühnertrappen« be-

kannt, weil sie sich in ihrer Form und Anordnung mit den Eindrücken, die Hühner beim Betreten einer Schlammfläche erzeugen, vergleichen lassen. Die »Hühnertrappen« liegen innerhalb des Plattensandsteins und zwar 10—15 m über dem Hauptkonglomerat (3, 123), dessen oberste Geröllebank die Württembergische Geologische Landesanstalt als Grenze des Mittleren gegen den Oberen Buntsandstein ansieht. Die »Hühnertrappen« werden demnach in Württemberg in den Röt gerechnet, vorausgesetzt allerdings, daß der württembergische Plattensandstein wirklich als Röt anzusprechen ist. Vielleicht ergibt sich, sagt Blanckenhorn (2, 41), »daß es nicht ganz richtig ist, den Voltzien- und Plattensandstein Süddeutschlands einfach als Vertreter des unteren oder ganzen Röt anzusehen«, sondern, daß es notwendig ist, ihn »— als das Äquivalent des Oberen Bausandsteins — dem Mittleren Buntsandstein zuzurechnen«. Ähnlich wie in Württemberg liegen vielleicht die Verhältnisse auch in Bayern, wo auf dem Bl. Euerdorf innerhalb der tonig entwickelten oberen Abteilung des Röts als »Äquivalent der fränkischen Chirotheriumbank eine weißliche quarzitische Bank« auftritt; »hier finden sich an der unteren Grenze gegen die Tone sogen. Rankensteine, d. h. mit dem hangenden Gesteinskörper zusammenhängende Füllungen von Bohrröhrchen mit U-förmiger Krümmung und einem Ein- und Ausschlupfloch nach Art des *Rhizocorallium*« (14, 8).

In dem schon mehrfach erwähnten Steinbruch nordöstlich von Bibra zeigt sich 0,32 m über der oberen *Lunaeformis*-Bank noch ein zweiter *Arenicolites*, der

Arenicolites Zimmermanni n. sp.

Mit diesem Speziesnamen bringe ich, wenn auch nur in bescheidener Weise, meinen Dank gegenüber Herrn Geh. Bergrat E. Zimmermann (I) zum Ausdruck, der mir bei meinen Arbeiten im ostthüringischen Buntsandstein stets anregend und beratend zur Seite gestanden hat.

Eine 20 cm dicke Bank eines glimmerführenden, braunroten

Schiefertons wird in dem erwähnten Steinbruch von einem kaum zementierten, bräunlichgelblichen Sandstein überlagert, der nach oben hin eine blaugraue Farbe annimmt. In dem oberen Teil der 20 cm dicken Schiefertonbank stehen senkrecht oder wenigstens nahezu senkrecht zur Schichtfläche zahlreiche U-förmige Röhren von wechselnder Länge und Breite.

Länge	Breite
3 cm	2 cm
3,5 »	1,5 »
1,5 »	1,6 »

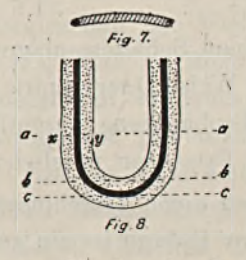
Da man die einzelnen Schiefertonlagen bequem voneinander abheben und auf diese Weise Querschnitte durch den Röhrenbau erhalten kann, ist die Beobachtung wesentlich erleichtert und die Feststellung folgender Tatsachen möglich:

1. Die Röhren haben einen Durchmesser von 1,5—3 mm.
2. Die Füllmasse der Röhren ist ein gelbgrauer, biotitführender Sand.
3. Die Röhren sind zylinderförmig, zuweilen allerdings etwas zusammengedrückt, so daß der Querschnitt nicht die Form eines Kreises, sondern die einer Ellipse hat; es kommt vor, daß ein und derselbe Röhrenschenkel an einer Stelle im Querschnitt kreisförmig und wenige Millimeter tiefer ellipsenartig ist.
4. Die zylinderförmige Röhre und damit auch der zylinderförmige Röhreninhalt zeigt zuweilen kleine blasige Auftreibungen.
5. Es ist eine Spreite vorhanden, deren Dicke dem Durchmesser des Röhreninhalts entspricht.
6. Die Spreite besteht aus Quarz, Biotit und etwas Schiefertonmasse; der Quarz ist feinkörnig, aber nicht immer gleichkörnig, da neben den überwiegenden $^1/_4$—$^1/_2$ mm großen Körnern zuweilen ein größeres Korn (über 1 mm) in die Spreite eingebaut ist. Bei der oben angegebenen Zusammensetzung der Spreite nähert sie sich in der Farbe stark dem braunroten Schieferton, hebt sich aber dann,

wenn die Schiefertonmasse in ihr fehlt, sehr deutlich von der Nachbarschaft ab und gleicht mehr der sandigen Füllmasse der Röhre.

7. Die Spreite ist (im Gegensatz zum *Arenicolites lunaeformis*) keine Ebene, sondern eine »sattelförmig« gekrümmte Fläche.

Unter ausschließlicher Berücksichtigung der bis jetzt gegebenen Tatsachen zeigt demnach ein Querschnitt das Bild Fig. 7.



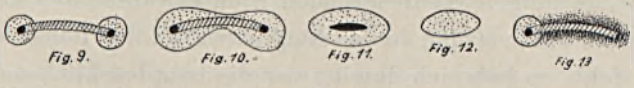
Ehe ich die weiteren Merkmale des *Arenicolites Zimmermanni* behandle, möchte ich im Anschluß an Punkt 7 auf die von Fuchs (40, 419) erwähnten Rhizocorallien hinweisen, die, »als flache Körper betrachtet, nicht vollkommen eben sind, sondern sattelförmig gekrümmt erscheinen, so daß man eine hohle und eine gewölbte Seite unterscheiden kann«. Infolge der gekrümmten Spreite würde auch ein Exemplar von *A. Zimmermanni*, wenn man es aus dem Schieferton herauspräparieren könnte, eine derartige Form zeigen.

8. Am auffallendsten ist bei dem *A. Zimmermanni* eine verschieden gefärbte, den Röhrenbau umgebende Zone von wechselnder Farbe und Größe. Bei einem Längsschnitt, geführt durch beide Röhrenschenkel und die »verbindende Schleife«, erkennt man rings um die Röhre eine graugrüne Bleichzone. Einen Längsschnitt mit dem Messer oder durch Anschleifen herzustellen, ist zwar nicht schwer, aber bei der geringen Härte des Schiefertons verwischt sich das Bild sehr stark, und deshalb ist es ratsam, die Längsschnitte an Abbruchflächen, wie sie oft genug in

Steinbrüchen entstehen, aufzusuchen; an diesen findet man dann im Falle regelmäßiger Ausbildung das Bild Fig. 8.

Die graugrüne Bleichzone (an der Figur punktiert) oder der »Hofring« (69, 142) ist oft sehr scharf gegen die braunrote Farbe des Muttergesteins abgegrenzt und kontrastiert dann auffallend gegenüber seiner Nachbarschaft; der Durchmesser (x...y) wechselt, scheint aber 15 mm nicht zu übersteigen. Die Beziehungen der Bleichzone zum eigentlichen Röhrenbau und zur Spreite treten sehr deutlich hervor, wenn man durch Abheben der Schiefertonlagen Querschnitte herstellt. Wird der Schnitt bei a...a geführt, so entsteht das Bild eines Hantels mit der schwach gekrümmten Spreite als Verbindungsstück (Fig. 9).

Legt man den Querschnitt so tief (b...b), daß er durch die Bleichzone der Schenkel und auch durch die Bleichzone der »verbindenden Schleife« geht, dann erhält man eine Brillenform (Fig. 10).



Bei einem Schnitt in der Tiefe von c trifft man nur das verbindende Querstück mit seiner Bleichzone (Fig. 11) und bei einem noch tieferen Schnitt nur die letztere (Fig. 12).

In allen Querschnitten oberhalb c...c bildet die Spreite das orientierende Moment, sie setzt uns instand, das Zusammengehörige auch als zusammengehörig zu erkennen und dadurch Klarheit in das Durcheinander der vielen Querschnittsbilder zu bringen. Denn der *Arenicolites Zimmermanni* war ein gesellig lebendes Tier; wenn er auch an der erwähnten Stelle in der 20 cm dicken Schiefertonbank nur auf einer Strecke von 3 m vorkommt, so ist er doch so zahlreich und der Himmelsrichtung nach so verschieden gestellt, daß man ohne Spreite die beiden, zu einem Individuum gehörigen Querschnittsbilder der Wohnröhre nicht in Beziehung zu einander bringen kann.

Derartige, scharf umrissene und regelmäßige Figuren, wie

ich sie oben gegeben habe, findet man allerdings nicht immer. So tritt oft ein allmählicher Übergang des graugrünen »Hofrings« in den braunroten Schieferton auf, oder ein Querschnittsbild um den einen Schenkel zeigt einen scharf abgegrenzten, kreisförmigen, graugrünen »Hofring«, während der andere Schenkel und auch die Spreite von einer blauroten, nach außen sich allmählich und unregelmäßig verlierenden Hülle umgeben ist (Fig. 13).

Zuweilen ist der graugrüne Hofring auch nur sehr schmal oder er fehlt überhaupt, und statt dessen beobachtet man in der Nähe der Schenkel wie der Spreite eine mehr oder weniger breite Zone, deren blaurote Farbe allmählich dem Rotbraun des Schiefertons Platz macht. Aber selbst derartige, weniger ins Auge springende Querschnittsbilder erleiden noch vielfache Verzerrungen, denn die große Zahl der dicht gedrängten Bohrröhren hat eine Berührung, oft auch eine Verschmelzung benachbarter Entfärbungsgebiete und damit eine große Unregelmäßigkeit der Formen zur Folge. Wenn ich auch noch erwähne, daß zuweilen jede Farbenveränderung in der Nachbarschaft der Röhre wie der Spreite fehlt, so habe ich damit zwar die hauptsächlichsten Fälle aufgeführt, aber doch noch nicht alle möglichen und in der Natur auch verwirklichten Kombinationen berücksichtigt.

Bei der Frage nach der Entstehung des Bleichungshofes stütze ich mich in erster Linie auf die eingehenden Reis'schen Untersuchungen über Bohrröhren aus dem fränkischen Muschelkalk (69). Daß die Bildung des Hofrings von der Röhre aus erfolgt ist, steht bei seiner räumlichen Beziehung zu dieser außer Zweifel; als sicher kann man ferner annehmen, daß in einzelnen Fällen, besonders bei graugrüner Farbe des Hofrings, eine Reduktionserscheinung vorliegt, eine Umwandlung des Eisenoxyds, welches die Rotfärbung des Schiefertons bedingt, in Eisenoxydul. Fraglich ist es nur, ob der lebende Organismus, dessen Kot oder der abgestorbene Röhrenbewohner als Ursache der Farbenveränderung angesehen werden muß. Wären die Exkremente verantwortlich zu machen, dann würde zwar eine Ver-

färbung an einzelnen Stellen, nicht aber eine oft die ganze Röhre begleitende Hofringbildung zu erwarten sein. Der abgestorbene Körper kann bei der Verwesung den benachbarten Schieferton zwar verändert haben, aber mir erscheint es sehr fraglich, ob hierdurch eine Bleichzone von 15 mm Durchmesser entstehen konnte; dazu war eine länger andauernde Beeinflussung nötig. Deshalb neige ich dazu, in dem lebenden Organismus die Ursache zu suchen und anzunehmen, daß durch Einwirkung von »Respirations- usw. Gasen und Flüssigkeiten« auf die umgebende Masse diese eine Umwandlung, speziell eine Farbenveränderung erfuhr. Es ist für mich sehr wahrscheinlich, »daß nur solche Röhrenbewohner in Betracht kommen, welche ihre Röhre fast nie freiwillig verlassen und sich in diesen Röhren durch Anpressung des nackten Hautmuskelschlauchs an die Wandung hin und her bewegen, nämlich tubikole Anneliden« (69, 144). — Es gibt unter den Anneliden Formen, die bei weitgehender äußerer Gliederung und bei einer damit verbundenen inneren Segmentierung in jedem Segment einen besonderen Exkretionsapparat, ein sogen. Segmentalorgan, besitzen. Da das Exkret rechts und links durch je einen Porus austritt, ist die abgeschiedene Flüssigkeit gleichsam über die ganze Körperoberfläche verteilt. Vielleicht sind es Produkte dieser Segmentalorgane gewesen, die den benachbarten Schieferton beeinflußten und damit eine Verfärbung in der Umgebung der gesamten Wohnröhre herbeiführten.

Wenn man mit der Annahme der gegebenen Deutung des Hofrings auch manche Eigentümlichkeit der Quer- und Längsschnittbilder erklären kann, so bleiben doch noch viele Rätsel übrig. Warum ist in dem einen Fall eine Verfärbung eingetreten, in dem anderen nicht? Warum ist der braunrote Schieferton einmal graugrün, ein andermal blaurot geworden? Warum ist hier die verfärbte Zone gegen den Schieferton scharf abgesetzt, während sie dort allmählich in das Braunrot übergeht? Vielleicht ist es möglich, diese Fragen zu beantworten, wenn es gelingt, den *Arenicolites Zimmermanni* noch an anderen

Stellen aufzufinden; ich habe ihn nur auf Bl. Kahla und auch hier nur in dem Steinbruch nordöstlich von Bibra beobachtet.

Ich muß noch darauf hinweisen, daß in der Nachbarschaft des *Arenicolites Zimmermanni* eine große stratigraphische Unruhe herrscht, daß Kreuzschichtung, schnelles Auskeilen, plötzliches Auftreten und Wiederverschwinden von Tongallen auf einen kleinen Raum zusammengedrängt sind.

Bei Besprechung der Schichtunterseite (S. 339) der Sandsteinbänke und auch bei der Erwähnung der dünnen Gipsplatte habe ich es unterlassen, auf eine Erscheinung aufmerksam zu machen, die ich mit Rücksicht auf ihre Entstehung nun an dieser Stelle noch behandeln möchte. Es betrifft einen Gegenstand, der sich gleichfalls in dem Steinbruch nordöstlich von Bibra zeigt; das Profil an der betreffenden Stelle ist folgendes:

Hangendes.

1. 0,50 m Rötlichbräunlicher, im unteren Teil (1—2 cm) bräunlichgelber, bezw. gelber oder gelbweißer Sandstein; feinkörnig und mittelfest; auf der Unterseite die 1—2 mm dicke Gipsplatte (S. 344).
2. 0,10 » Glimmerführender, schwach sandiger Schieferton; dunkelrot mit einem Stich ins Graue; im unteren Teil zwei sandige Bänkchen von gelber Farbe.
3. 1,00 » Mittelfester, feinkörniger, rötlichbräunlicher, schwach toniger Sandstein.
4. 0,06 » Dunkelroter Schieferton; sandig.
5. 0,45 » Untere *Lunaeformis*-Bank (die obere *Lunaeformis*-Bank fehlt an dieser Stelle).

Die Bank 1 (0,50 m) zeigt auf der Unterseite außer der Gipsplatte noch eine große Zahl verschieden geformter, gleichfalls mit Gips bedeckter Höcker von 1—2,5 mm Höhe. Ein Schnitt senkrecht zur Schichtfläche zeigt folgendes Bild:



Fig. 14.

In Fig. 15 ist ein Teil der Schichtunterseite mit ihren zahlreichen, teilweise abgebrochenen Höckern dargestellt, unter denen neben den vielen kreisförmigen und ovalen besonders die

hantelförmigen auffallen; die Erstreckung in die Länge geht ausnahmsweise so weit, daß 1,5—2 cm lange Wälle entstehen, die entweder gekrümmt bratwurstförmig oder geknickt-bumerangartig sind. — Die Schicht 2 (0,10 m) wird vertikal oder annähernd vertikal von zahlreichen 5—6 cm langen und 2—3 mm



Fig. 15. *Arenicolites kahlaensis* n. sp.
Schichtunterseite mit ausgefüllten Offnungen von Bohrröhren. $sm_3'(o)$.
Nordöstlich von Bibra bei Kahla. $^1/_2$ nat. Gr.

dicken Sandzylindern durchsetzt; ihr Querschnitt ist ein Kreis oder eine Ellipse; der Sand hat eine graugelbe Farbe und ist feinkörnig. — Ich vermute, daß diese Sandzylinder und die Höcker zueinander in Beziehung stehen, daß in den Höckern die ausgefüllten Öffnungen von Bohrröhren und in den Sand-

zylindern die Ausfüllungsmassen von Bohr-Kanälen vorliegen. Beachtet man die charakteristische Hantelform, so kann man noch etwas weiter gehen und von U-förmigen Bohrkanälen sprechen, selbst wenn man die »verbindende Schleife« in der Tiefe noch nicht festgestellt hat; trotz aller aufgewendeten Mühe ist es mir nämlich tatsächlich noch nicht gelungen, das untere Querstück nachzuweisen. Aber es deutet noch ein anderer Umstand auf das Vorhandensein einer U-förmigen Röhre hin: eine Fläche von 1 qdm hat durchschnittlich 60 Höcker; unter Berücksichtigung der Form und Größe sowie der gegenseitigen Stellung ist es nicht allzu schwer, je zwei als zusammengehörig zu betrachten und als Doppelöffnung einer einzigen Röhre anzusehen. Deshalb neige ich dazu, in den Höckern der Schicht 1 und den Sandzylindern der Schicht 2 die durch den Sedimentationsprozeß veränderten Spuren eines Bohrwurms zu sehen, den ich *Arenicolites Kahlaensis* n. sp. nennen möchte.

Nördlich von Altendorf bei Rothenstein ist vor einiger Zeit in den jüngsten Schichten des $sm_3(o)$ von Lehrer Fuchs† (Altendorf) ein *Trematosaurus*-Schädel aufgefunden worden, dessen Präparation und Bestimmung W. von Seidlitz (70) ausgeführt hat; die fragliche Stelle lag etwa 3 m unter der Grenze $\frac{sm_4}{sm_3}$ und 18 m unter der Grenze $\frac{so}{sm_4}$. Ich habe in dieser Sache nur auf die in gleichem Niveau vorkommenden Labyrinthodontenreste von Bernburg und von Altensteig (71) hinzuweisen.

Der $sm_3(o)$ gibt ein rotbraunes, etwas ins Graue spielendes, auffallend mulmiges Verwitterungsprodukt, das meist arm an Lesesteinen ist und sich leicht bearbeiten läßt. Bei der Häufigkeit der tonigen Zwischenschichten entsteht ein nicht zu warmer, für Früchte aller Art (ausgenommen Weizen) geeigneter Boden, dessen Güte nur durch außergewöhnlich mächtige Schiefertonschichten heruntergedrückt wird. Im allgemeinen ist der Boden für Wasser leicht durchlässig, wenn auch nach Regenwetter die Wege an manchen Stellen etwas glitschig sind und das Wasser in Form größerer oder kleinerer Pfützen zuweilen

einige Tage stehen bleibt. Aber das kommt in anderen Stufen des Mittleren Buntsandsteins ebenso oft vor, allerdings ist dann das Bild ein ganz anderes als in dem $sm_3(o)$; hier zeigt das in kleinen Senken oder in Wagenfurchen stehende Wasser ein so charakteristisches, schmutziges Ziegelrot, daß man schon auf Grund dieses Farbentons unbedenklich auf $sm_3(o)$ schließen kann. — Da, wo sich der Carbonatgehalt an einzelnen Stellen zu kleinen Knollen angehäuft hat (S. 341), beobachtet man mehr oder minder gedrängt stehende Löcher und in ihnen als Verwitterungsrückstand eine geringe Menge einer lockeren, schwarzbraunen, eisen-manganhaltigen Masse (Sommer-Berg bei Magersdorf). — Ausnahmsweise zeigen sich bei anstehend aufgeschlossenem Gestein seltsame Verwitterungserscheinungen: die nach NW geneigte Schiebelau-Sulzaer Platte fällt im Eich-, Felsen- und Helenen-Berg scharf nach der Saale hin ab und bildet einen nach WSW gekehrten Steilhang; an diesem habe ich an zwei Stellen, nämlich am Eich-Berg und Helenen-Berg, in carbonatfreiem Sandstein zahlreiche, durchschnittlich walnußgroße, hohlkugelförmige Löcher beobachtet, die so angeordnet sind, daß durch sie sowohl die normale Parallelschichtung wie auch die Kreuzschichtung außergewöhnlich deutlich angezeigt wird. Außer Strukturunterschieden werden mineralogisch-chemische Abweichungen innerhalb des Gesteins und damit verbundene größere oder geringere »Widerstandsfähigkeit gegen die gesteinszerstörenden Kräfte« (48, 264) verantwortlich zu machen sein; daß neben der chemischen Verwitterung auch mechanische, speziell äolische Kräfte eine Rolle gespielt haben, ist mir wenig wahrscheinlich, da ich dieselbe Erscheinung, aber in potenzierter Form, d. h. ausgedehnter und besser entwickelt, innerhalb des sm_4 an Stellen gefunden habe, die der Wetterseite abgekehrt sind (S. 378).

Wie anderwärts tritt auch auf Bl. Kahla die Bausandsteinzone an den Hängen des Saaletales und der Nebentäler in Form mehrerer Felsstufen hervor, vorausgesetzt, daß die Böschungen steil sind und die Vegetationsdecke nicht zu

dicht ist; das ist z. B. an dem mit spärlichem, in wenigjährigen Perioden immer wieder gelichteten Buschholz besetzten Eich-Berg und an dem benachbarten Felsen-Berg der Fall. Im gepflegten Forst mit langen Wirtschaftsperioden zeigen sich die Felsstufen selten, hier aber deuten sehr oft große, zerstreut umherliegende oder von den Waldarbeitern zu Haufen und Reihen zusammengetragene Blöcke auf die Gegenwart des sm$_3$(o) hin.

Über die technische Verwendung des Bausteins könnte ich das wiederholen, was schon oft gesagt worden ist. Erwähnenswert erscheint mir darum hier nur die Tatsache, daß unsere Vorfahren die Sandsteine der Zone sm$_3$(o) ebenso zu schätzen wußten wie die lebende Generation; das beweisen die alten Stadtmauern von Kahla und die Befestigungswerke der Leuchtenburg. —

Abgesehen von der äußersten Südwestecke des Blattes kommt der Bausandstein überall vor, wenn er sich dem Beobachter auch nicht immer so aufdrängt wie im unteren Teil des Reinstädter Grundes; hier finden sich die zahlreichen Steinbrüche, die das Baumaterial für Kahla und die Nachbarorte geliefert haben und noch liefern.

Es liegt nahe, eine derartig wohlcharakterisierte Zone in der weiteren Umgebung unsers Blattes zu verfolgen, um so mehr, als dadurch einem von von Koenen (53, 610) geäußerten Wunsch Rechnung getragen wird, den Bausandstein überall da auszuscheiden, wo er überhaupt vorkommt. In tabellarischer Übersicht stelle ich meine Beobachtungen, die ich hauptsächlich, aber nicht ausschließlich in Steinbrüchen, Hohlwegen und an Felsen gemacht habe, zusammen; der sm$_3$(o) findet sich auf dem

Bl. Bibra:	Bei Nebra.
Bl. Naumburg:	Bei Groß-Jena.
Bl. Jena:	Hinter dem Schießhaus (jetzt Oberrealschule).
	Am Kochersgraben mit *Arenicolites lunaeformis* (nachstehend abgekürzt: *A. l.*).
	Am Felsenkeller.

Bl. Bürgel:	Zwischen Ilmsdorf und Beulbar.
	An der Langetals-Mühle.
	Südwestlich von Bürgel mit *A. l.*
	Zwischen Bürgel und Graitschen.
Bl. Eisenberg:	Südsüdwestlich von Eisenberg mit *A. l.*
Bl. Kranichfeld:	Zwischen Berka und Waldrast.
	Südöstlich von Berka.
	In dem Steingraben.
	Östlich von Tonndorf.
Bl. Blankenhain:	Bei Rottdorf.
Bl. Roda:	In Gröben und westlich von Gröben.
	Südöstlich von Schlöben mit *A. l.*
Bl. Plaue:	Bei Martinroda.
Bl. Stadtilm:	Westlich von Singen.
	Südlich von Dörnfeld.
	Zwischen Gänsetanne und Solsdorf.
Bl. Stadtremda:	Südlich von Teichel.
	Zwischen dem Vorwerk Klöswitz und Teichel.
	Zwischen Groß- und Kleingölitz.
	Südöstlich von Milbitz.
Bl. Rudolstadt:	Zwischen Röbschütz und Winzerla.
	Südlich von Heilingen mit *A. l.*
	Südlich von Engerda.
	Zwischen Neusitz und Kuhfraß.
Bl. Orlamünde:	Am Walpers-Berg mit *A. l.*
	Zwischen Eichenberg und Forst-Berg.
	Forst-Berg mit *A. l.*
	Südlich vom Buch-Berg.
Bl. Blankenburg:	Nordöstlich von Blankenburg mit *A. l.*
Bl. Saalfeld:	Nordnordöstlich von Schloßkulm.
	Westlich von Ober-Preilipp.
	Nordostausgang von Unter-Preilipp mit *A. l.*
	Südsüdwestlich der Preilipper Kuppe mit *A. l.*

Die auf S. 336 erwähnte, auffallend rotbraune Farbe der Sandsteine des sm3(o) zeigt sich auf den Blättern Bibra, Jena,

Bürgel, Roda, Blankenhain, Kranichfeld, Stadtremda (Nordteil), Saalfeld (Nordwestecke)[1]), Rudolstadt und Orlamünde, während auf den Blättern Eisenberg, Plaue, Stadtilm, Stadtremda (Südteil), Blankenburg und Saalfeld (nördlich von Schloßkulm) graue oder graugelbe Sandsteine vorherrschen. Die Dickbankigkeit und die Gerölleführung geben dann die Mittel zur Identifizierung an die Hand. — Jenseits des Thüringer Waldes habe ich den Bausandstein auf dem Bl. Themar (nordöstlich von Dillstedt zu beiden Seiten der Hasel) mit denselben Eigenschaften, vor allen Dingen mit dem gleichen intensiven Rotbraun wie auf Bl. Kahla kennen gelernt.

Bei dem Versuch, die Unterstufen des sm_3 mit den sm-Gliedern anderer deutscher Buntsandsteingebiete zu parallelisieren, stößt man auf Schwierigkeiten, da einerseits in der Kahlaer Gegend der Untere Chirotheriensandstein, bezw. Carneolhorizont fehlt, andrerseits außerhalb Ostthüringens das Fundament unseres sm_3, die Oberen Gervillienschichten, nicht überall entwickelt oder noch nicht nachgewiesen sind. Den Ergebnissen einer vergleichenden Betrachtung haftet daher so lange eine gewisse Unsicherheit an, als es nicht gelingt, durch weitere Untersuchungen das Fehlende zu ergänzen oder neue, charakteristische Horizonte aufzufinden. — Der sm_3(u) fehlt in anderen Buntsandsteindistrikten Deutschlands, hat daher für die Gegend von Kahla, Roda und Orlamünde nur örtliche Bedeutung. Allerdings muß damit gerechnet werden, daß die Oberen Gervillienschichten (sm_2) vielfach noch nicht ausgeschieden sind und daß daher bei genauer Verfolgung dieser Stufe auch ihr Hangendes, der untere gerölleführende Sandstein, eventuell festgestellt wird. — Den sm_3(m) sehe ich wieder in dem oberen Teil des Schwarzwälder geröllefreien Hauptbuntsandsteins, in der Trippstadt- oder Karlsthalstufe der Haardt und in den »fein-

[1]) Vielleicht nur 20 m oder weniger unter der oberen Grenze des sm liegt eine Sandsteinbank, die durch einzelne, bis 10 oder 15 mm große Gerölle auch etwas konglomeratisch werden kann. »Sie selbst und die angrenzenden Gesteine sind rötlich bis tiefrot gefärbt« (28, 98).

körnigen Sandsteinen mit Letten« des Odenwaldes; vielleicht ist noch ein Teil der Pseudomorphosensandsteine der Haardt und des Odenwaldes gleichaltrig mit unserem sm_3 (m) (47, Tabelle). Dem sm_3 (o) entsprechen wahrscheinlich:

im Schwarzwald: Hauptkonglomerat + Unterer Chirotheriensandstein + Plattensandstein;

im Odenwald: Kugelsandstein + Hauptkonglomerat + Unterer Chirotheriensandstein + Plattensandstein;

in der Haardt: Kugelsandstein + Hauptkonglomerat + Zwischenschichten = Unterer Chirotheriensandstein + Voltziensandstein.

Bei dieser Auffassung würden die Gerölle des sm_3 (o) als eine schwache Andeutung des Hauptkonglomerats und der süddeutsche Plattensandstein, bezw. der Voltziensandstein als Äquivalente des oberen ostthüringischen Bausandsteins anzusehen sein (2, 41).

sm_4

= $sm\chi$ der neueren geologischen Karten von Thüringen. 8–16 m.

Auf Grund meiner Erfahrungen in Ostthüringen unterschied ich früher innerhalb des Mittleren Buntsandsteins nur drei Stufen (sm_1, sm_2, sm_3), indem ich den gesamten Schichtenstoß über dem Oberen Gervillienhorizont zu einer einzigen Stufe, dem sm_3, zusammenzog. Bei näherer Beschäftigung mit dem Kahlaer Buntsandstein bin ich aber zu der Überzeugung gekommen, daß es von petrographischem Standpunkt aus notwendig ist, die jüngsten Schichten des sm, den alten »Chirotheriensandstein«, als vierte Stufe abzutrennen. Der Begriff Chirotheriensandstein war zur Zeit, als er aufgestellt wurde, etwas unklar, da man bei dem Wort an die Grenzschichten des Hauptbuntsandsteins gegen den Röt ganz im allgemeinen dachte, nicht aber nach der Mächtigkeit und nach dem petrographischen Unterschied zwischen Chirotheriensandstein und seinem Liegenden fragte. PASSARGE (64, 4) faßte sich schärfer, bezeichnete »nur die

Schichten, die wirklich Fährten enthalten«, als Chirotheriensandsteine und beschränkte damit die Grenzzone auf einen Komplex von 1,50 m Mächtigkeit. Noch weiter ging Naumann (21, 13; 62, 496), indem er sich überhaupt gegen eine Abtrennung der obersten Glieder des sm aussprach, da nach seiner Auffassung »weder nach Passarge's Abgrenzung noch nach der im westlichen Thüringen vielfach geübten Abgrenzung nach Farbe, Carneolführung und Korngröße eine einigermaßen scharfe Abtrennung erzielt werden« kann. Ich möchte den alten Chirotheriensandstein wieder aufleben lassen und zwar im Sinne der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die unter diesem Namen Sandsteine mit einem besonderen petrographischen Gepräge zusammenfaßt. Dieses besteht in dem Reichtum an Carbonat. Die Chirotherienfährten stellen zwar eine interessante Erscheinung dar, sind aber nicht kennzeichnend für den ganzen sm_4, sondern nur für dessen oberste Schichten und fehlen zuweilen selbst in diesen. — Auf die Carbonatführung in dem jüngsten sm ist schon mehrfach hingewiesen worden, z. B. von Bücking (25, 10), Zimmermann I (37, 51; 78, 438), Moesta (13, 11 und 12), Grupe und Haack (23, 25).

Wie ich bereits bei der Behandlung der älteren Stufen des Mittleren Buntsandsteins erwähnt habe, tritt das Carbonat auch in diesen auf, aber hier ist es ganz untergeordnet, während es in dem sm_4 gleichsam leitend ist. — Die Frage nach der Art des Carbonats hat Herr Dr. Heeger, dem ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen muß, in zuvorkommendster Weise beantwortet, indem er auf meine Bitte hin eine Reihe von Sandsteinen des sm_4 mikrochemisch[1]) untersuchte und mir darüber folgende Mitteilung machte: »Da viele der Proben, die Calcit und Dolomit enthalten, den an sich schwerer angreifbaren Dolomit in weniger frischem Zustand zeigen als den Calcit und der Calcit auch oft gerade die Poren und Zwischenräume besser, d. h. geschlossener ausfüllt, so liegt die Annahme nahe, daß ur-

[1]) Angewandt wurde das »Ferricyankalium-Säure-Reagenz«. Vergl. Centralbl. f. Min. usw. 1913, S. 14.

sprünglich nur Dolomit vorhanden war und der Calcit sich erst infolge einer Zersetzung dieses oder überhaupt später ausgeschieden hat«[1]). — Das Material, das ich Herrn Dr. HEEGER zur Verfügung stellte, stammt aus verschiedenen Gegenden des Bl. Kahla, etwas bevorzugt wurde der ausgezeichnete Aufschluß, der seit einigen Jahren durch den Erweiterungsbau der Weimar—Geraer Eisenbahn östlich von Göschwitz entstanden ist. Ich gebe das an dieser Stelle von mir aufgenommene Profil:

Hangendes.

1. 2,00 m Platten von 0,5—3 cm Dicke; grauer und graugelblicher, feinkörniger, nicht fester Sandstein. U. d. M.: »Meist sehr feinkörniger Quarz und Feldspat, schwebend in schmutzig-bräunlicher Stützfülle (49, 414); dazu viel sericitische Produkte; z. T. eisenschüssig. — Carbonat: Stützfülle! Hier trüb »filzig«, dort klare Kryställchen: Calcit und Dolomit durcheinander; der Calcit erscheint in besseren Formen und frischer« (H).
2. 1,00 » Hell braunroter, feinkörniger, schwach zementierter Sandstein, in dem festere, graugelb gefärbte, im allgemeinen linsenförmige Schollen eines carbonatführenden Sandsteins eingelagert sind. »Das Carbonat ist als reichliche Fülle, z. T. sogar als Stützfülle gleichmäßig verteilt und besteht aus trüb-gelblichen, z. T. rhomboëdrischen Dolomitkryställchen (Calcit nur in winzigen Beimengungen)« (H).
3. 0,05 » 1,30 m lange Linse von rotem Carneol, nach NW und SO rasch auskeilend.
4. 1,00 » Graue, feinkörnige Sandsteine, an einzelnen Stellen gelblich, an anderen braunrot; carbonatführend. »Carbonat reichlich, dichtes Stützfüllen-Mosaik, teils rhomboëdrisch, teils in unregelmäßigen Formen. Calcit und Dolomit durcheinander, letzterer größer, Calcit als letzte Fülle« (H).
5. 0,36 » Dunkelrote Letten mit eingelagerten linsenförmigen, gelbgrauen, feinkörnigen, nicht festen, carbonatführenden Sandsteinen; nach NW auskeilend.
6. 0,20 » Dunkelrote Sandsteinschiefer mit gelbgrauen, sandigen Flecken.
7. 0,35 » Braunroter, feinkörniger, nicht fester, carbonatfreier Sandstein; nach SO grau werdend und auskeilend.
8. 1,40 » Graugelber Sandstein, bestehend aus scharfkantigen, verschieden großen Quarzkörnern und vereinzelten, gleichfalls scharfkantigen, erbsengroßen Quarzgeröllen. Carbonat lokal (in Kugelform) gehäuft; die carbonatführenden Stellen (St.) heben sich durch ihre weiße Farbe von der Umgebung ab; St. oft der Schichtrichtung entsprechend nebeneinander. — Beschreibung von St.: »U. d. M. im allgemeinen

[1]) Bei einer späteren Berücksichtigung der HEEGER'schen Mitteilungen werde ich stets ein (H) setzen.

dichtes Korn, 1/2 und 1/4 mm; Quarz rundlich und eckig; etwas Feldspat; sericitisch. Carbonat nur an einzelnen Stellen, feinkörnig: Calcit« (H).

9. 0,40 m Braunrote, feinkörnige Sandsteine, nach SO auskeilend.
10. 1,20 » Gelbgraue, etwas tonige, feinkörnige Sandsteine; dunkelrot gestreift. Die Bank enthält im unteren Teil zahlreiche, haselnußgroße Kugeln; die Kugeln wittern aus und liegen in großer Zahl umher. 0,40 m über der Sohle der Bank liegt eine 1 cm dicke und 40 cm lange Carneollinse; die erwähnten Kugeln liegen unter der Carneollinse.
11. 0,05 » Dunkelrote Schiefertone.
12. 0,50 » Mittelfester, weißgrauer Sandstein mit wenigen gelbbraunen Flecken; vielfach kaolinisches Aussehen; feinkörnig, mit einzelnen gröberen Körnern; in dem tiefsten Teil der Schicht treten Quarzgerölle von der Größe einer Erbse auf. — »U. d. M.: Korn im allgemeinen 1/4 mm, oft aber bis 3/4 mm. Quarz in gewöhnlichen, mehr oder weniger rundlichen Formen, dazu verhältnismäßig viel trüber Feldspat; sericitische Produkte, auch als Kitt. Gefüge nicht fest. Carbonat: nur an einzelnen Stellen geringe Porenfülle aus feinkörnigem Calcit« (H). — Die Bank führt neben viel Carneol drei Linsen von eingekieseltem Sandstein (S. 376). Die größte Linse hat bei einer durchschnittlichen Dicke von 15 cm die außergewöhnliche Länge von 60 m; sie besteht nicht an allen Stellen von unten bis oben aus eingekieseltem Sandstein, sondern baut sich zuweilen aus 2—3 Lagen von eingekieseltem und aus relativ schwach zementiertem Sandstein auf.
13. 1,40 » Gelbgrauer, nicht fester, feinkörniger Sandstein, in dem an einzelnen Stellen Carbonat gehäuft ist; diese Stellen haben gewöhnlich einen Durchmesser von 1 cm, sehen rein grau aus und heben sich von der Umgebung nicht scharf ab. Im oberen Teil der Bank wittern diese Stellen als Kugeln aus. — Die Bank 13 ist an einigen Stellen des Aufschlusses reich an Carneol, der in einzelnen Stücken eingesprengt, aber auch in Linsenform erscheint; an einer Stelle finden sich zwei übereinander liegende, durch Sandstein getrennte Carneollinsen. Im südöstlichen Teil des Aufschlusses zeigt die Bank 13 Kreuzschichtung mit außerordentlich zahlreichen Löchern; hier erkennt man sehr deutlich, daß der Sandstein ein verkittetes Haufwerk scharfkantiger, ungleichkörniger Quarz- und Feldspatbrocken, vermischt mit erbsengroßen, gleichfalls scharfkantigen Geröllen darstellt.
14. 0,20 » Braunrote Sandsteinschiefer.
15. 0,25 » Braunrote, rote oder graue, feinkörnige Sandsteine; ist der Sandstein grau, dann zeigt er zuweilen braune Flecke. Carbonat in geringer Menge
16. 0,60 » Grauer, fein- bis mittelkörniger, nicht fester, carbonatführender Sandstein.

Graugrüner Lettenbesteg.

17. 1,70 m Braunroter Sandsteinschiefer; keilt nach NW aus.
18. 1,10 » Feinkörnige, bräunlichgraue, carbonatfreie Sandsteine, die erbsengroße Löcher zeigen; an einzelnen Stellen sieht der Sandstein mehr gelb aus und zeigt dann kleine braunrote Tigerflecken.

19. 0,70 m Dunkelrote Schieferletten mit grauen, sandigen Zwischenlagen; die eingelagerten Sandsteine sind entweder

α) graue, feinkörnige, feste, carbonatführende Sandsteine, die erbsengroße Gerölle führen; oder

β) graugelbe, feinkörnige, nicht feste, tonige, carbonatführende Sandsteine.

Die Dicke der grauen Sandsteinzwischenlagen, die höchstens 15 cm beträgt, ist nicht konstant; an manchen Stellen fehlen diese Zwischenlagen.

20. 0,02 » Gelbgrauer, feinkörniger Sandstein.
21. 0,13 » Roter, nicht fester, feinkörniger Sandstein.
22. 0,30 » Dunkelroter Schieferton.
23. 1,80 » Braunroter, feinkörniger Sandstein; die Bank setzt sich aus Lagen von 10 cm Dicke zusammen; im oberen Teil grubige Vertiefungen und erbsengroße Quarze.
24. 0,10 » Dunkelroter Schieferton.
25. 0,90 » Dunkelrote, grau gestreifte, glimmerreiche Sandsteinschiefer.

Nach unten folgen bankige, braunrote, feinkörnige Sandsteine und rötlichgraue Sandsteinschiefer mit eingelagerten dunkelroten Schiefertonen; letztere schwellen zuweilen auf 1 m an, nehmen aber bald wieder an Mächtigkeit ab. Es finden sich auch graue Sandsteine, doch treten diese gegenüber den braunroten ganz bedeutend zurück. Die vorherrschende Farbe ist das Braunrot, bedingt durch die braunroten Sandsteine und die dunkelroten Schiefertone.

Zu dem Profil habe ich zu bemerken, daß es nach oben hin nicht ganz vollständig ist; das Fehlende wird aber unbedeutend sein, denn dieselben plattigen Sandsteine, wie ich sie im Profil unter 1 geschildert habe, finden sich an anderen Stellen in nächster Nähe des Röts. Die plattige Absonderung im oberen Teile, die mehr bankige im unteren zeigt sich überhaupt öfter und ist wahrscheinlich ein allgemeines Merkmal des sm_4; sicher konnte ich das auf Bl. Kahla bei der geringen Zahl guter Aufschlüsse nicht entscheiden, aber unter Berücksichtigung der Verhältnisse auf dem Nachbarblatt Jena, wo an der Sophienhöhe, in dem Ziegenhainer Tal, in der Nachbarschaft des Gasthauses »Terrasse« und an der Straße Jena—Wogau die oberen Schichten des sm_4 stets plattig, die unteren mehr bankig entwickelt sind, läßt sich die Annahme der verschiedenen Absonderung innerhalb des sm_4 als einer allgemeinen Erscheinung rechtfertigen. Die obere, plattige Abteilung des sm_4 hat eine Mächtigkeit von

1,50—2 m. — Die Grenze $\frac{sm4}{sm3}$ lege ich in dem angegebenen Profil dahin, wo die carbonatführenden Sandsteine aufhören (also zwischen die Nummern 19 und 20) und erhalte damit für den sm_4 eine Mächtigkeit von 13,86 m. Dieselbe oder wenigstens nahezu die gleiche Mächtigkeit habe ich nördlich von Altendorf (15 m), zwischen Zwabitz und Gumperda (13—14 m) und nordöstlich von Gumperda (16 m) festgestellt, dagegen fand ich südlich von Gumperda den sm_4 als eine nur 8 m dicke Schichtenfolge. — Aus dem mitgeteilten Profil geht weiter die Armut an tonigen Zwischenschichten hervor, eine Eigentümlichkeit, die auch an anderen Punkten unseres Blattes, vor allen Dingen in der Umgebung von Gumperda und Röttelmisch, zu Tage tritt, die aber auch außerhalb Ostthüringens, z. B. auf dem Bl. Treffurt (33, 15) beobachtet worden ist; im Gegensatz dazu stehen die gleichaltrigen, von Grupe (46, 26; 47, 408) als »Tonige Grenzschichten« ausgeschiedenen jüngsten sm-Glieder des Sollings. — Bei den Profilnummern 8 und 13 habe ich einen Sandstein erwähnt, der durch die scharfen Kanten der kleinen Quarzbrocken wie der erbsengroßen Gerölle ganz erheblich von allen übrigen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins abweicht. Derselbe Sandstein findet sich an der Südwand des Burgauer Schloß-Berges, nördlich von Zweifelbach und südlich von Großbockedra; an letzterem Ort häufen sich die Gerölle, werden haselnußgroß und lassen ein Gestein entstehen, das beim Zerfall einen scharfen, sandigen Kies bildet. Ich sehe in diesem Sandstein ein Quarz- bezw. Feldspathaufwerk, das ein Produkt der mechanischen Zertrümmerung durch Insolation darstellt; dafür spricht außer den scharfen Kanten das Zusammenvorkommen der unzersprungenen Gerölle und der abgesprungenen kleinen Brocken. — An dem Aufschluß östlich von Göschwitz und überhaupt immer tritt der Gegensatz zwischen den grauen bezw. gelben Sandsteinen des sm_4 und den dunkelroten Tönen des sm_3 hervor; braunrote Sandsteinschiefer, bräunlichgraue Sandsteine und dunkelrote Schieferletten in den tiefsten Lagen des sm_4 bilden den Übergang zum sm_3, sind aber

wegen des reichlichen Carbonatgehalts der Sandsteine noch zum sm_4 zu stellen.

Die grauen Sandsteine erscheinen dem unbewaffneten Auge einheitlich grau, bei Lupenvergrößerung aber erkennt man in ihnen öfter kleine, schwarzbraune Körner von höchstens $^1/_2$ mm Durchmesser; man vermutet in ihnen Brauneisensteinknöllchen, findet aber, daß es sich nur um Quarzkörner handelt, die von Brauneisen umhüllt sind.

Da, wo die Schichten des sm_4 durch die Hand des Menschen oder durch natürliche Vorgänge senkrecht zur Schichtrichtung angeschnitten und der Verwitterung unterworfen sind, fallen zahlreiche konkretionäre Bildungen (54. 156; 46, 27) von Erbsen- bis Walnußgröße auf; sie haben die Form einer Kugel, einer morgensternartigen Knolle oder eines Eies mit höckeriger Oberfläche. Da sie fester als der umgebende Sandstein sind, treten sie bei der Verwitterung aus diesem als kleine Erhebungen heraus und erzeugen, wenn sie dicht gedrängt stehen, ein Bild, das an Streuselkuchen erinnert. Fallen sie bei fortschreitender Verwitterung aus dem Sandstein, dann werden sie vom Wasser oft zu Hunderten in Ackerfurchen, auf Wegen usw. zusammengeschwemmt. Abgesehen von sehr wenigen Hohlkugeln, deren Innenwand mit Quarzkrystallen, Dolomitrhomboëdern oder Kalkspatkrystallen (Kombination von Rhomboëder und Skalenoëder) besetzt ist, stellen die meisten Konkretionen massive Kugeln dar. Ihr Inneres sieht grau aus, ist quarzitisch, führt aber etwas Carbonat. Ich sehe in diesen vollen Konkretionen Carbonatausscheidungen, bei denen das Carbonat zum größten Teil durch Kieselsäure verdrängt wurde. Am auffallendsten ist die geschilderte Erscheinung an der Südwand des Burgauer Schloß-Berges; sie zeigt sich aber auch auf dem nördlich angrenzenden Bl. Jena und tritt hier besonders südlich und südöstlich vom Schießhaus (jetzt Oberrealschule) auf einer Fläche zu Tage, die seit kurzem als Villengelände geschätzt wird und die bei ihrer Bebauung hinreichende Gelegenheit zu Beobachtungen gegeben hat.

Es liegt für mich nahe, im Anschluß an die Konkretionen einige Mitteilungen über den Carneol zu geben, da ich in diesem, ebenso wie andere Autoren, nicht eine ursprüngliche Bildung, sondern eine sekundäre Erscheinung, eine Verkieselung von Carbonatgesteinen (50) sehe. Zunächst habe ich darauf hinzuweisen, daß der Carneol im allgemeinen nur innerhalb des sm_4 vorkommt, daß also der untere Carneolhorizont, wie er sich im Spessart, in der Haardt und im Odenwald findet, hier fehlt. Nur ein einziges Mal habe ich in dem jüngsten sm_3 eine haselnußgroße Carneolbildung als Ausfüllungsmasse des zentralen Teils einer 12 cm großen, braunroten Sandsteinkugel (südlich von Altendorf) beobachtet; diese obersten sm_3-Schichten entsprechen aber nicht dem unteren Carneolhorizont des Spessarts, der Haardt und des Odenwalds, sondern sind jünger als dieser. Abgesehen von diesem einen Fall ist der Carneol auf den sm_4 beschränkt, er tritt indes nicht nur, wie Grupe (47, 408) für Ostthüringen annimmt, an der Unterkante des sm_4, sondern auch noch in der Nähe des Röts auf (Profil S. 371, Nr. 3). Entsprechend dem Vorkommen des Carbonats sammelte sich die infiltrierte Kieselsäure entweder an einzelnen Punkten an und bildete Carneolknauer, oder sie erfüllte mehr oder weniger ausgedehnte Schichten und ließ auf diese Weise Carneollinsen entstehen. Nördlich von Altendorf und westlich der Straße Rothenstein—Maua habe ich in den jüngsten, plattigen Sandsteinen des sm_4 als Seltenheit 1—1,5 mm große Carneolhexaëder beobachtet, die ich als Pseudomorphosen von Chalcedon nach Steinsalz auffasse.

Dem Carneol steht ein außergewöhnlich fester, splittrig brechender Sandstein von weißer, grauer, blaßroter oder gelblicher Farbe und speckiger Bruchfläche sehr nahe; aber bei diesem liegt nicht eine »Verkieselung«, sondern eine »Einkieselung« (50), d. h. eine Verkittung loser Sande durch zugeführte Kieselsäure vor (Profil S. 372, Nr. 12). Infolge seiner petrographischen Zusammensetzung zeigt der eingekieselte Sandstein eine große Widerstandsfähigkeit gegen chemische wie mechanische

Einflüsse und wird deshalb gern zur Beschotterung der Wege und als Pflasterstein benutzt.

Der Vollständigkeit halber erwähne ich noch die aus Sandstein bestehenden Steinsalzpseudomorphosen, die Trokkenleisten und die Wellenfurchen als drei, besonders an den oberen, plattig entwickelten Sandsteinen auftretende Erscheinungen. Symmetrische Wellenfurchen bilden die Regel, unsymmetrische habe ich nur einmal zwischen Winzerla und Burgau angetroffen.

In Schichten mit ungestörter Lagerung beobachtet man zuweilen flachwellige, nach 0,2—1 m wieder verschwindende Schichtenverbiegungen, deren Entstehung wahrscheinlich auf eine durch diagenetische Prozesse bedingte Volumvermehrung zurückzuführen ist (4, 196). —

Von organischen Resten habe ich (südlich von Altendorf) ein fingerlanges, bleistiftdickes Stamm- oder Aststück gefunden, das aus Sandstein besteht und von einer schwarzen Masse überkrustet ist; der schlechte Erhaltungszustand läßt eine genaue Bestimmung nicht zu, die Längsstreifung erinnert in erster Linie an *Equisetum*.

Die Chirotherienschichten im engeren Sinne, d. h. die Schichten, die wirklich Fährten von *Chirotherium Barthi* KAUP. aufweisen, sind gegenwärtig nur nördlich des Punktes 305,8 (zwischen Sulza und Großbockedra) in einem Steinbruch aufgeschlossen; da das Hangende, der Röt, abgebaut wird, sind von den Fährtenplatten nur die jüngsten gelegentlich ausgebrochen worden, so daß ich leider keine Angabe über die Mächtigkeit der chirotherienführenden Schichten machen kann. Es handelt sich um 8 cm dicke Platten eines weißlichgrauen, feinkörnigen, mittelfesten bis festen Sandsteins, der in gleichmäßiger Verteilung gelbbraun gefleckt ist. »U. d. M.: Dichtes Korn, $^1/_4$ und $^1/_2$ mm: Quarz, etwas Feldspat, ersterer oft sekundär umwachsen, letzterer erdig zersetzt; stellenweise eisenschüssige und erdige Zersetzungsprodukte. Carbonat: hier gering, dort reichlich gehäuft, in Stützfülle übergehend; der Dolomit

ist unregelmäßig angefressen und eisenrandig, der Calcit meist frischer, die letzten Räume ausfüllend; Calcit herrscht vor« (H.). Früher sind Chirotherienfährten im Bereich des Meßtischblattes Kahla südöstlich von Punkt 305,8 (64,6) und bei Gumperda (11, 3) gefunden worden, auf den Nachbarblättern wurden sie unterhalb Reinstädt (9, 4; 51, 162), bei Waldeck (10, 3), an der Hohen Saale bei Jena (20, 4; 52; 75, 10), bei Ehrenstein (31, 15) und westlich von Markwerben (35, 8) angetroffen.

Nach meinen Erfahrungen ist die erwähnte Schürfung nördlich vom Punkt 305,8 die einzige Stelle in Ostthüringen, an der noch Chirotherienfährten beobachtet werden können; sie beansprucht schon aus diesem Grunde ein gewisses Interesse, ist aber auch deshalb von Wichtigkeit, weil durch die hier zu Tage tretenden Lagerungsverhältnisse die zuerst von E. E. Schmid ausgesprochene und später von Passarge (64) bestätigte Anschauung unterstützt wird, nach welcher die Chirotherienplatten das unmittelbare Liegende des Röts bilden. Außer dieser Chirotherienzone in den obersten Schichten des Mittleren Buntsandsteins gibt es nach meinen Beobachtungen eine zweite Zone mit gleichen[1]) Fährten im ostthüringischen Buntsandsteingebiet nicht; der untere Chirotherienhorizont, wie er im Spessart, Odenwald, Schwarzwald und in der Haardt ausgeschieden worden ist, fehlt also.

Ich habe mich noch mit der Verwitterung der Gesteine des sm_1 zu beschäftigen und beginne mit den Erscheinungen an anstehendem Gestein. Auf einige Punkte konnte ich bereits früher hinweisen, so daß ich hier vor allem die seltsamen Formen am Trompeter-Felsen bei Rothenstein zu erwähnen habe. An dem nach SO gekehrten Steilabsturz zieht wenige Meter unter dem Plateaurand eine Felsstufe von etwa 1 m Mächtigkeit ent-

[1]) Die in der Geraer Sammlung aufgestellten Platten von Klein-Pörthen (Bl. Großenstein, jetzt Kayna) und Kraftsdorf (Bl. St. Gangloff, jetzt Münchenbernsdorf) zeigen Fährten von ganz anderer Form; die Platten stammen aus dem su_3, der oberen Stufe des Unteren Buntsandsteins. Vergl. 77, 176 und 60, 11.

lang; sie besteht aus einem carbonatführenden Sandstein und ist derart von großen und kleinen, hohlkugelförmigen Löchern, von geraden und gewundenen, häufig unter sich kommunizierenden Höhlen durchsetzt, daß an manchen Stellen das Volumen der Hohlräume das Volumen der Pfeiler und Scheidewände übertrifft und das Gestein einem groblöcherigen Schwamm gleicht. Die Abmessungen der hohlkugelförmigen Löcher sind sehr schwankend, die kleinsten haben Haselnußgröße, die größten sind faustgroß; ebenso wechseln die Gänge, deren Querschnitt ungefähr dem Durchmesser einer Haselnuß, bezw. einer Faust entspricht. In der Frage nach der Entstehung dieser eigenartigen Verwitterungsformen schließe ich mich HÄBERLE an, dessen Auffassung ich bereits (S. 365) gegeben habe. Häufig sind die Löcher-Höhlen-Sandsteine in dem sm_4 Ostthüringens nicht; ich habe sie in der Kahlaer Umgebung noch nordöstlich von Gumperda, auf Bl. Orlamünde bei Eichenberg und auf Bl. Naumburg zwischen der Jenaer und Hallischen Fähre beobachtet. — Bei weitgehender Verwitterung entsteht aus dem sm_4 infolge des Vorherrschens grauer und gelber Sandsteine ein mehr grauer als braunroter Sandboden. Aber die im Felde notwendige Abgrenzung des sm_4 gegen den sm_3 wird sich weniger auf die Farbe des Bodens als auf die Lesesteine stützen und dabei in erster Linie berücksichtigen, daß die Sandsteine des sm_4 vielfach Löcher, farbige Flecke und Streifen zeigen, während die Gesteine des sm_3, in Sonderheit des sm_3 (o), einen homogeneren Bau besitzen und deshalb ein ruhiges Gepräge tragen. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal bietet die Festigkeit: selten einmal besteht eine Bank des sm_4 aus durchgehend gleichartigem Material, sondern meist liegen feste, durch Carbonat verkittete Partien neben lockeren, sandigen Massen; die letzteren verwittern relativ schnell, und ihr Zerfallsprodukt umschließt die verhältnismäßig festen Lesesteine, die gegenüber denen des sm_3 viel schärfere Kanten besitzen. Dazu tritt noch eine Erscheinung, die in ursächlichem Zusammenhang mit der Absonderung steht, und die sich bei den

Sandsteinen des sm_3 in Gestalt großer Blöcke, bei denjenigen des sm_4 in Form verhältnismäßig kleiner, oft plattiger Lesesteine äußert. — Wenn man somit eine ganze Reihe von Mitteln zur Ausscheidung des sm_4 an der Hand hat, so schwankt man zuweilen doch und gelangt erst unter Beachtung aller in Betracht kommenden Momente zu einem einigermaßen sicheren Ergebnis. Freilich ebenso oft ist die Trennung leicht; ich will nur eine Stelle erwähnen, die in dieser Hinsicht als charakteristisch bezeichnet werden kann: am Heiden-Berg, südöstlich von Altendorf, ruht eine kleine Scholle von sm_4 auf sm_3; der sm_4 wird zum größten Teil von Feldern eingenommen und bietet nicht den geringsten Aufschluß; aber die zahlreichen Lesesteine zeigen in Gestalt von Carneol, von gefleckten, gestreiften, eingekieselten und plattigen Sandsteinen, von kopfgroßen, durch reichliches Carbonat verkitteten Massen echte Vertreter des sm_4; die zerbrochenen carbonatischen Stücke färben sich an der Luft schmutzig-grau, erhalten viele gelbbraune Flecke und erinnern dann, wenn sie von dem Landwirt auf Haufen zusammengeworfen sind, an Bauschutt. Geht man aus dem Hangenden ins Liegende, so findet man nach dem Überschreiten der Grenze $\frac{sm_4}{sm_3}$ statt des abwechselungsreichen Materials des sm_4 nichts Anderes als braunrote, kantengerundete Sandsteinblöcke, deren gleichmäßige Zusammensetzung höchstens durch Gerölle eine geringe Abwechselung erfährt.

Wie ich bereits erwähnt habe, versuchte Naumann bei der Kartierung des Bl. Jena die obersten sm-Schichten von der Hauptmasse des Buntsandsteins abzutrennen, kam aber zu keinem befriedigenden Ergebnis. In den Erläuterungen zu Bl. Jena gibt er ein Profil (21, 12), das ein alter Steinbruch auf dem Bl. Kahla (zwischen Maua und Göschwitz) lieferte, beachtete indes die Carbonatführung und die damit in Zusammenhang stehenden Erscheinungen zu wenig, so daß er auch auf Grund dieses Profils die Trennung nicht durchführen konnte. Unter Berücksichtigung aller der Eigentümlichkeiten, die der sm_4 ge-

genüber dem $sm_3(o)$ aufweist, ist es aber nicht schwer, in dem fraglichen Steinbruch die Grenze $\frac{sm_4}{sm_3}$ zu ziehen: ich würde sie zwischen Nummer 7 und 8 des NAUMANN'schen Profils legen.

Nach PASSARGE (64, 7) »liegt der Gips (des Röts) direkt auf dem Mittleren Buntsandstein, resp. Chirotheriumsandstein und seine Grenze gegen denselben ist absolut scharf«. Schon NAUMANN (21, 13; 62, 495) weist darauf hin, daß dies auf dem Bl. Jena nicht immer der Fall ist, daß sich vielmehr »an vielen Punkten lettige Zwischenlagen zwischen Rötgips und Sandstein einschalten«. Ähnlich liegen die Verhältnisse auf Bl. Kahla: zwischen Gumperda und Zwabitz werden die obersten plattigen Sandsteine von graugrünen, an einzelnen Stellen auch von bräunlichgelben Mergeln und diese erst von Gips überlagert; nordwestlich von Großbockedra folgen auf die Chirotheriensandsteine 2—2,50 m mächtige blaugraue oder gelblichbraune Mergel mit eingelagerten, $^1/_2$—1 cm dicken, carbonatischen Sandsteinen, die ihrerseits als Hangendes den Gips zeigen. Ich weise diese Übergangszone dem Röt zu und sehe also ganz allgemein die obersten, plattigen Sandsteine, die Chirotheriensandsteine im engeren Sinne, als das Dach des gesamten Mittleren Buntsandsteins an.

Die sm_4-Schichten haben auf unserem Blatt eine weite Verbreitung, sie finden sich überall da, wo man sie wegen der Rötnähe zu erwarten hat. Nur südöstlich von Seitenroda trifft man sie (in 300 m Höhe) in einem rötfreien Gebiet an; es steht dieses isolierte Vorkommen mit der nach SO fortsetzenden Leuchtenburgstörung in Zusammenhang (58).

Die ostthüringische Stufe sm_4 ist äquivalent den »Tonigen Grenzschichten« des Sollings, dem Chirotheriensandstein Niederhessens, dem (oberen oder fränkischen) Chirotheriensandstein im Spessart und Odenwald (47, Gliederungstabelle).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

				Bibra	Freyburg	
				Eckartsberga	Naumburg	Stößen
					Camburg	Osterfeld
				Jena	Bürgel	Eisenberg
		Kranichfeld	Blankenhain	Kahla	Roda	Münchenbernsdorf (St. Gangloff)
Plaue	Stadtilm	Stadtremda	Rudolstadt	Orlamünde	Neustadt (Orla)	
	Königsee	Blankenburg (Schwarzburg)	Saalfeld			

Blätter, auf denen bisher nur die Oberen Gervillienschichten gefunden sind.

Blätter, auf denen die Oberen und Unteren Gervillienschichten vorkommen.

Druckfertig abgeschlossen am 11. Februar 1920.
Druck verfügt am 20. November 1920.



Prof. Dr. G. Berendt

Gottlieb Michael Berendt †

Gottlieb Michael Berendt ist in Berlin am 4. Januar 1836 als Sproß einer evangelischen Pfarrerfamilie geboren. Nach Ablegung der Reifeprüfung am Friedrich-Wilhelm-Gymnasium Ostern 1857 beschäftigte er sich zunächst zwei Jahre praktisch im Berg- und Hüttenwesen Rheinland-Westfalens, legte 1859 die Bergexpektantenprüfung ab und widmete sich dann während der folgenden 6 Semester dem Studium des Bergfaches an der Friedrich-Wilhelms-Universität in Berlin. Hier promovierte er am 11. März 1863 mit einer Dissertation »De formatione diluviana in Marchia provincia ac potissimum in vicinitate Postempiae« die unter dem Titel: »über die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam« auch deutsch erschienen ist. Die Opponenten bei seiner Promotion waren Dr. R. Mitscherlich und die Studierenden Konrad Giebelhausen und Adolf von Koenen. 1865 bestand B. das Bergreferendarexamen. Schon 1863 wurde er auf Beyrichs Veranlassung als Bergexpektant bei den staatlichen geologischen Aufnahmearbeiten im Harzgebiete und zwar in der Umgebung von Eisleben beschäftigt. Schon einen Monat nach seiner Ernennung zum Bergreferendar erhielt er einen Ruf als Geolog seitens der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft in Königsberg mit dem Auftrage, eine geologische Kartierung der Provinz 1 : 100000 durchzuführen. Dieser Aufgabe widmete er sich während der nächsten neun Jahre. In diese Königsberger Zeit fällt auch seine Habilitation an der Albert-Universität (1869) und seine Ernennung zum außerordentlichen Professor (1873). Nach der Gründung der Preußischen Geologischen

Landesanstalt und nach der Ausdehnung ihres Tätigkeitsbereiches auf das norddeutsche Flachland erhielt BERENDT die Aufforderung, die Leitung der Aufnahmen in diesem Gebiete zu übernehmen. So trat er am 1. April 1874 als Mitarbeiter bei dieser Behörde ein und erhielt am 22. April 1875 eine etatsmäßige Stelle als Landesgeolog und Leiter der Flachlandsaufnahmen. Gleichzeitig wurde er zum außerordentlichen Professor an der Friedrich-Wilhelms-Universität ernannt. Er gehörte der Geologischen Landesanstalt bis zum Mai 1902 an und trat dann, nachdem ihm bereits im Oktober 1896 der Charakter als Geheimer Bergrat verliehen war, in den Ruhestand, dessen er sich noch bis zum Jahre 1920 erfreuen konnte. Er starb, 84 Jahre alt, in Schreiberhau, wo er seit langen Jahren den Sommer auf seiner eigenen Besitzung, dem Adlerfels, zu verleben pflegte, am 27. Januar 1920.

Er war seit 1866 verheiratet mit Alwine geb. Necker und lebte mit ihr 53 Jahre in äußerst glücklicher Ehe, der zwei Söhne und eine Tochter entstammen.

Die wissenschaftliche Bedeutung Berendts liegt auf dem Gebiete der Geologie des Quartärs, und nahezu alle seine zahlreichen wissenschaftlichen Veröffentlichungen sind ihm gewidmet. Er gehört in die kleine Zahl der ersten Forscher, die sich den bis dahin außerordentlich vernachläßigten, von den meisten älteren Geologen geradezu verachteten jüngeren Bildungen des norddeutschen Flachlandes mit hingebendem Eifer und großer Liebe widmeten. Hatte schon seine Dissertation, die zum ersten Male eine tiefer eindringende Gliederung der diluvialen Ablagerungen der Mark Brandenburg versuchte, diesen Gebilden gegolten und in dem Versuche einer kartographischen Darstellung eines größeren Gebietes der Umgebung von Potsdam 1 : 100000 gegipfelt, so fand er nach seiner Übersiedlung nach Königsberg reiche Gelegenheit, bei der Kartierung der Provinz seine Kenntnisse und Erfahrungen zu erweitern und zu vertiefen. Hat er doch von den 17 erschienenen Blättern der Karte der Provinz Preußen nicht weniger als 12 aufgenommen, die ein von Memel bis nordwestlich von Danzig reichendes, der Ostseeküste folgendes Gebiet umspannen, welches

sich nach Süden bis Nordenburg und Goldap erstreckt und die Nordhälfte des heutigen Ostpreußen und das nördliche Drittel des heutigen Westpreußen umfaßt. Besonders eingehend beschäftigten ihn in Ostpreußen die Fragen, die mit der Entstehung der Kurischen Nehrung verknüpft sind, ferner die Geschichte des Weichseldeltas und die marine Diluvialfauna Preußens, der allein sieben seiner Abhandlungen gewidmet sind, sowie von älteren Formationen das Tertiär und besonders die Bernsteinformation. So war Berendt auf dem Gebiete der wissenschaftlichen Erforschung und der kartographischen Darstellung der Diluvial- und Alluvialablagerungen genügend vorbereitet, als an ihn die Aufgabe herantrat, das große Werk der geologischen Spezialaufnahme Norddeutschlands zu organisieren und zu leiten. Es war seine Aufgabe, nicht nur die Methoden der Kartierung für den neuen und großen Maßstab 1 : 25000 zu entwickeln, sondern auch eine Darstellungsweise ausfindig zu machen, die auf dem gleichen Kartenblatte sowohl die stratigraphischen wie die petrographischen und bodenkundlichen Verhältnisse in leicht verständlicher, klarer Weise veranschaulichte. Berendt hat beide Aufgaben in hervorragender Weise gelöst, und der beste Beweis für die Trefflichkeit der von ihm gewählten Aufnahme- und Darstellungsmethoden liegt wohl darin, daß dieselben heute, also nach fast 50 Jahren, noch immer die Grundlage der Flachlandsveröffentlichungen der Geologischen Landesanstalt bilden und nur in mehr untergeordneten Punkten Abänderungen erfahren haben. Schon 1874 wurde bei den ersten Aufnahmen in Norddeutschland, die in der nordwestlichen Umgebung Berlins, im havelländischen Luch und auf den dieses im Norden und Süden begrenzenden Hochflächen ausgeführt wurden, die Abbohrung der zu kartierenden Flächen bis zu 2 m Tiefe eingeführt, und sie ist bis auf den heutigen Tag die unentbehrliche Grundlage der Flachlandskartierung geblieben. Schwieriger war die Wahl rücksichtlich der Kartendarstellung. Aber Berendt hatte in seiner 10jährigen Kartiertätigkeit in Ost- und Westpreußen mit voller Sicherheit erkannt, daß im Diluvium der Boden ausnahmslos das Ergebnis der Verwitterung der darunter lagernden

Schichten ist, und daß eine zweckmäßige Klassierung der letzteren zugleich eine deutliche Gliederung der Ackerböden ergeben mußte. Diese Erkenntnis war angesichts der Verwitterungsvorgänge, welchen eines der verwickelsten und wichtigsten Gesteine Norddeutschlands, der Geschiebemergel, unterworfen ist, gar nicht so einfach zu gewinnen. Hatte doch noch der auf bodenkundlichem Gebiete recht erfahrene v. BENNIGSEN-FÖRDER die verschiedenen Verwitterungsbildungen dieses Gesteins, den Mergel, den kalkfreien Lehm und den lehmigen Sand für ebensoviele selbständige, in verschiedenen Medien entstandene Schichten gehalten. Daß BERENDT sie als Verwitterungsbildungen erkannte, ermöglichte es ihm, in der Karte die Darstellung der petrographischen und bodenkundlichen Verhältnisse zu vereinigen, und so kam er zu der noch heute die Grundlage unserer Flachlandskarten bildenden Methode, durch die Grundfarbe das Alter der Schichten, durch dieser aufgedruckte farbige Signaturen die petrographische Beschaffenheit zu kennzeichnen. Er wählte für die diluvialen Talbildungen eine grüne, für die Hochflächenbildungen eine gelbliche, für das ältere Diluvium eine graue Grundfarbe, während das Alluvium weiß blieb. Auf diesen Grundfarben wurden nun die Geschiebemergel mit schräger, die Tone mit wagerechter oder senkrechter Schraffierung, die Sande durch Punkte, die Kiese durch Ringel, die größeren Geschiebe durch liegende und stehende Kreuzchen ausgedrückt; durch Kombination dieser Zeichen war es möglich, auch sehr verwickelt zusammengesetzte Bildungen klar darzustellen. Die gleiche Methode fand sinngemäß auch auf die alluvialen und tertiären Gesteine Anwendung. BERENDTS hochentwickeltes Formen- und Farbengefühl befähigte ihn, eine so harmonisch wirkende Auswahl der Druckfarben und Zeichen zu treffen, daß auch in dieser Hinsicht in den seit dem Drucke der ersten Flachlandslieferung (1878) abgelaufenen 42 Jahre keine wesentlichen Änderungen sondern nur Ergänzungen erforderlich gewesen sind.

An der geologischen Kartenaufnahme hat sich BERENDT in umfangreicher Weise beteiligt. Er bearbeitete die Blätter Rohr-

beck, Markau, Nauen, Linum, Spandau, Tempelhof, Teltow, Wildenbruch, Beelitz, Biesenthal, Gr. Schönebeck, Eberswalde, Ruhlsdorf, Joachimsthal, Templin, Gollin, Gr. Christinenberg, Stettin und Neu-Trebbin und war beteiligt an den Aufnahmen der Blätter Zossen, Marwitz, Cremmen, Lichtenrade, Trebbin, Werder, Ketzin, Berlin, Sandau, Arneburg, Hennigsdorf, Oranienburg, Fahrland, Potsdam, Gr.-Beeren, Oderberg, Hohenfinow, Freienwalde, Wölsickendorf, Zehden, Gr. Jestin, Marienwerder, Gallingen und Wernegitten, arbeitete also auf 43 Blättern. Unter seiner Leitung entstand ferner die geologische Übersichtskarte der Umgegend von Berlin 1 : 100000, deren erste Ausgabe 1884 zum Berliner Internationalen Geologenkongreß erschien. Von der geologischen Karte der Provinz Preußen 1 : 100000, von welcher im ganzen 17 Blätter erschienen sind, bearbeitete Berendt die 12 Blätter Memel, Rossitten, Tilsit, Jura, Königsberg, Labiau, Insterburg, Pillkallen, Danzig, Frauenburg, Nordenburg und Gumbinnen-Goldap.

Der im November 1875 von O. Torell aufgestellten Lehre von der ehemaligen Vergletscherung ganz Nordeuropas schloß sich G. Berendt sofort an; doch versuchte er durch Annahme einer ziemlich gekünstelten und physikalischen Gesetzen widersprechenden Verbindung von schwimmendem und aufsitzendem Gletschereis eine Brücke von der alten Drift- zur neuen Gletschertheorie zu schlagen, ein Versuch, der abgelehnt wurde, und auf den er selbst nicht wieder zurückgekommen ist. Im übrigen beschäftigten sich seine wissenschaftlichen Veröffentlichungen mit nahezu allen Seiten der neuen Lehre. In der Liste seiner überaus zahlreichen Schriften finden wir das Vorkommen von geschrammten Gesteinsoberflächen ebenso behandelt wie die Bildung von Riesenkesseln, die Entstehung von Dreikantern (für deren Bildung er eine ganz merkwürdige Hypothese aufstellte), das Vorkommen von Endmoränen und Osern, die Entwicklung des norddeutschen Talsystems, das Auftreten fossiler Wirbeltierreste und dasjenige von Land- und Süßwasserkonchylien im Interglazial, tektonische und glaziale Schichtenstörungen, Dünenbildung und

andere Erscheinungen der Postglazialzeit. Von besonderer Bedeutung waren seine Beobachtungen und Veröffentlichungen über Endmoränen und Urstromtäler. Er erkannte als erster den Endmoränencharakter der uckermärkischen Geschiebewälle und versuchte die Erscheinung weiter zu verfolgen, ohne indessen die großen Zusammenhänge schon vollständig zu überblicken. Die schon von HOFFMANN vor 90 Jahren erkannten z. T. toten Ostwesttäler Norddeutschlands faßte er unter dem durch ihn eingebürgerten Namen Urstromtäler zusammen, vervollständigte ihr Netz durch eigene Forschungen besonders nach Osten hin und zeigte ihre Entstehung durch die Eisschmelzwässer am jeweiligen Eisrande.

Mit dem norddeutschen Tertiär, dessen marine Bildungen durch BEYRICH bereits eingehend untersucht waren, hat BERENDT sich vielfach beschäftigt. Sein Hauptverdienst auf diesem Gebiete ist der Nachweis zweier verschiedenaltriger Braunkohlenformationen, deren jüngere nicht, wie bisher angenommen war, unter, sondern über dem Septarienton lagert und kein unteroligozänes, sondern ein miozänes Alter besizt. In seiner ostpreußischen Zeit hatte ihn der Bernstein viel beschäftigt und zu mehreren Veröffentlichungen veranlaßt.

Von älteren Formationen beschäftigten ihn gelegentlich die Obere Kreide Ostpreußens und des angrenzenden Rußland, der Jura von Vorpommern und Hermsdorf und der Zechstein von Purmallen.

Sein Aufenthalt auf seiner Besitzung in Schreiberhau inmitten der Blockanhäufungen des Riesengebirges mit ihren eigentümlichen kesselförmigen Vertiefungen gab ihm Veranlassung, für eine Totalvergletscherung des Riesengebirges, für einen Zusammenhang des skandinavischen Eises mit den örtlichen Gebirgsgletschern sich einzusetzen, wobei seine Hauptstütze jene als Riesenkessel gedeuteten Vertiefungen auf der Oberfläche der Granitblöcke waren. Obwohl diese Deutung und die daraus abgeleiteten Annahmen allgemein abgelehnt wurden, hielt BERENDT zäh daran fest und hat als 81 jähriger nach 14 jähriger Pause im Jahre 1917 noch einmal zur Feder gegriffen, um diesen ihm liebgewordenen Gedanken zu stützen und zu verteidigen.

Größere Reisen ins Ausland hat Berendt kaum ausgeführt. Gelegentliche Ausflüge ins russische Grenzgebiet von Königsberg aus, eine Bereisung der Niederlande mit L. Meyn zum Studium der Staringschen Gliederung des dortigen Diluviums und die Teilnahme an der Glazialexkursion nach dem Züricher Internationalen Geologentage, das ist alles, was er außerhalb Norddeutschlands gesehen hat.

Berendts akademische Tätigkeit war sehr unbedeutend, denn er hat nur in Königsberg, nicht aber in Berlin Vorlesungen gehalten. So hat er auch keine Schule gemacht, denn außer Lauffer, Dulk und Wahnschaffe, die er persönlich in die Flachlandsaufnahmen einführte, sind alle späteren Flachlandsgeologen von seinen jüngeren Mitarbeitern unterwiesen und eingeführt worden.

Nun ruht der verdiente Mann angesichts seines Adlerfels in seinen von ihm so geliebten Bergen auf dem prächtig gelegenen Friedhofe von Nieder-Schreiberhau zwischen Gattin und Mutter. Möge ihm die Erde leicht sein!

K. Keilhack.

Schriftenverzeichnis.

Abkürzungen.

Z. d. d. g. G. = Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft.
A = Abhandlung.
B = Briefliche Mitteilung.
P = Protokolle.
N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart.
S. = Schriften der Königlichen physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg.
Sitz. S. = Sitzungsbericht Schriften der Königlichen physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg.
Abh. z. geol. Spez. K. v. Pr. u. d. Thür. St. = Abhandlungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.
Erläut. zur geol. Spec. K. v. Pr. usw. = Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.
Jahrb. d. k. pr. G. L. = Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt.
Naturw. Wochenschr. = Naturwissenschaftliche Wochenschrift.

A. Karten.

1. Blätter der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25000.

G. BERENDT: Blatt Rohrbeck. Gradabt. 44, Nr. 29.
—: Blatt Markau. Gradabt. 44, Nr. 28.
—: Blatt Nauen. Gradabt. 44, Nr. 22.
—: Blatt Linum. Gradabt. 44, Nr. 17.
—: Blatt Spandow. Gradabt. 44, Nr. 30.
—: Blatt Tempelhof. Gradabt. 45, Nr. 31.
—: Blatt Teltow. Gradabt. 44, Nr. 36.
—: Blatt Wildenbruch. Gradabt. 44, Nr. 47.
—: Blatt Beelitz. Gradabt. 44, Nr. 46.
—: Blatt Biesenthal. Gradabt. 45, Nr. 14.
—: Blatt Groß Beeren. Gradabt. 44, Nr. 42.
—: Blatt Neu-Trebbin. Gradabt. 45, Nr. 24.
—: Blatt Groß-Schönebeck. Gradabt. 45, Nr. 2.
—: Blatt Ruhlsdorf. Gradabt. 45, Nr. 8.
—: Blatt Eberswalde. Gradabt. 45, Nr 9.
—: Blatt Templin. Gradabt. 28, Nr. 50.
—: Blatt Gollin. Gradabt. 28, Nr. 56.
—: Blatt Stettin. Gradabt. 29, Nr. 32.
—: Blatt Gr. Christinenberg. Gradabt. 29, Nr. 33.
— u. D. BRAUNS: Blatt Zossen. Gradabt. 45, Nr. 43.
— u. —: Blatt Marwitz. Gradabt. 44, Nr. 23.
— u. —: Blatt Cremmen. Gradabt. 44, Nr. 16.
— u. L. DULK: Blatt Lichtenrade. Gradabt. 45, Nr. 37.
—, H GRUNER u. E. LAUFER: Blatt Trebbin. Gradabt. 44, Nr. 48.
—, — u E. LAUFER: Blatt Werder. Gradabt. 44, Nr. 40.
—, L. DULK u. F. WAHNSCHAFFE: Blatt Ketzin. Gradabt. 44, Nr. 34.
—, F. WAHNSCHAFFE u. K. KEILHACK: Blatt Friedrichsfelde. Gradabt. 45, Nr. 26.
— u. K. KEILHACK: Blatt Berlin. Gradabt. 45, Nr. 25.
— u. F. KLOCKMANN: Blatt Sandau. Gradabt. 43, Nr. 17.
— u. F. KOCKMANN: Blatt Arneburg. Gradabt. 43, Nr. 23.
— u —: Blatt Hennigsdorf. Gradabt. 44, Nr. 24.
— u. —: Blatt Oranienburg. Gradabt. 44, Nr. 18.
— u. —: Blatt Fahrland. Gradabt. 44, Nr. 36.
— u. E. LAUFER: Blatt Potsdam. Gradabt 44, Nr. 41.
— u. A. JENTZSCH: Blatt Marienwerder. Gradabt. 33, Nr. 16.
— u. —: Blatt Gallingen. Gradabt. 18, Nr. 51.
— u. —: Blatt Hohenfinow. Gradabt. 45, Nr. 10.
— u. H. SCHRÖDER: Blatt Oderberg. Gradabt. 45, Nr. 11.
— u. R. KLEBS: Blatt Wernegitten (Süssenberg). Gradabt. 18, Nr. 56.
—, L FINCKH, J. KORN u. H. SCHRÖDER: Blatt Zehden. Gradabt. 45, Nr. 12.
— u. —: Blatt Wölsickendorf. Gradabt. 45, Nr. 16.
— u. C GAGEL: Blatt Freienwalde a. O. Gradabt. 25, Nr. 17.
—, K. KEILHACK, J. KORN u. F. REIMANN: Blatt Groß Jestin. Gradabt. 13, Nr. 56.

2. Blätter der Geologischen Karte der Provinz Preußen 1 : 100000.

G. Berendt: Das kurische Haff (Blatt Memel). Sect. 2.
—: Das kurische Haff (südl. Th. Blatt Rositten). Sect. 3.
—: Das Memeldelta (Blatt Tilsit). Sect. 4.
—: Das Jura Becken (Blatt Jura). Sect. 5.
—: West-Samland (Blatt Königsberg). Sect. 6.
—: Ost-Samland (Blatt Labiau). Sect. 7.
—: Nadrauen (Blatt Insterburg). Sect 8.
—: Littauen (Blatt Pilkallen). Sect. 9.
—: Weichsel-Delta (nordwestl. Teil) nebst Teilen von Pommerellen und der Kassubei (Blatt Danzig). Sect 12.
—: Weichsel-Delta (nordöstl. Teil) und Frische Nehrung (Blatt Frauenburg). Sect. 13.
—: Das alte Land Barten (Blatt Nordenburg). Sect. 16.
—: Blatt Nord-Sudauen (Blatt Gumbinnen-Goldap). Sect. 17.

3. Sonstige Karten.

G. Berendt: Geognostische Übersichtskarte der Umgegend von Potsdam. Maßstab 1 : 100000. Berlin **1863**. (In: Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg usw.)
—: Übersichtskarte der Lagerung der Tertiärformationen in West-Samland. Ohne Maßstab. **1867**. S. VIII. Taf. V.
—: Verbreitung des Tertiärgebirges im Bereiche der Provinz Preußen. Ohne Maßstab. **1867**. S. VIII. Zwischen Taf. IV u. Taf. V.
—: Die Entwicklung des Kurischen Haffes. In 5 Karten. Maßstab 1 : 2500000. **1870**. S. IX. Taf. III.
—: Wanderung des Dünenkammes der Kurischen Nehrung. Maßstab 1 : 100000. **1870**. S. IX. Taf. III.
—: Geologische Übersichtskarte der Umgegend des Kurischen Haffes. **1870**. S IX. Taf. II.
—: Die Phosphoritzone Rußlands und Andeutungen von deren Fortsetzungen nach Westen. Ohne Maßstab. J. **1880**. Taf. X.
— u. K. A. Lossen: Geologische Karte der Stadt Berlin. Maßstab 1 : 15000. Herausg. v. d. K. Pr. G. L. **1880**. 2. verbesserte Ausgabe **1885**.
—, D. Brauns, L. Dulk, H. Gruner, K. Keilhack, E. Laufer u. F. Wahnschaffe: Geologische Übersichtskarte der Umgegend von Berlin. Maßstab 1 : 100000. 1. Ausgabe **1880**, 2. Ausgabe 1885.
—: Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Maßstab 1 : 1350000. Sitz.-Ber. d. Akad. **1885**. Taf. XIII.
—: Die südliche baltische Endmoräne. Ohne Maßstab. J. **1887**. Taf. XV.
— u. H. Schröder: Die südbaltische Endmoräne. Ohne Maßstab. J. **1887**. Taf. XV.
—, Schröder u. Wahnschaffe: Die Uckermärkische Endmoräne. Ohne Maßstab, J. **1888**. Taf. I.
—: Alte Tal- und Rinnenbildung im norddeutschen Flachlande. Ohne Maßstab. (Zwischen Berlin und Driesen). Z. d. d. g. G. XXXI. **1889**. Taf. I.
—: Übersichtskarte eines Teiles des norddeutschen Urstromgebietes. In jeder der Erläuterungen 34, 35, 38, 42 und 54 der geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.

B. Schriften.

1. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten.

G. BERENDT: Blatt Linum. 25 S. **1878.** Lief. 11.
—: Blatt Nauen. 23 S. **1878.** Lief. 11.
— u. L. DULK: Blatt Cremmen. 26 S. **1878.** Lief. 11.
— u. —: Blatt Marwitz. 25 S. **1878.** Lief. 11.
—: Blatt Markau. 20 S. **1878.** Lief. 11.
—: Blatt Rohrbeck. 34 S. **1878.** Lief. 11.
—: Blatt Spandow. 32 S. **1879.** Lief. 14.
— u. E. LAUFER: Blatt Hennigsdorf. 32 S. mit 1 Taf. **1879.** Lief. 14.
— u. —: Blatt Oranienburg. 27 S. mit 1 Taf. **1879.** Lief. 14.
—: Blatt Teltow. 39 S. **1882.** Lief. 20.
—: Blatt Tempelhof. 50 S. mit 2 Taf. **1882.** Lief. 20.
—, W. GRUNER u. G. LAUFER: Blatt Trebbin. 31 S. **1882.** Lief. 20.
— u. D. BRAUNS: Blatt Zossen. 34 S. **1882.** Lief. 20
—: Blatt Beelitz. 29 S. **1882.** Lief. 22.
—: Blatt Wildenbruch. 47 S. **1882.** Lief. 22.
—: Blatt Berlin. 62 S. **1885.** Lief. 29.
—: Blatt Biesenthal. 117 S. **1885.** Lief. 29.
—: Blatt Eberswalde. **1894.** Lief. 53.
—: Blatt Groß Schönebeck. **1894.** Lief. 53.
—: Blatt Ruhlsdorf. **1894.** Lief. 53.
—: Blatt Gollin. **1895.** Lief. 58.
—: Blatt Templin. **1895.** Lief. 58.
—: Blatt Gr. Christinenberg. **1899.** Lief. 67.
—: Blatt Stettin. **1899.** Lief. 67.
— u. H. SCHROEDER: Blatt Hohenfinow. **1900.** Lief. 80.
— u. —: Blatt Oderberg. **1900.** Lief. 80.
— u. F. WAHNSCHAFFE: Blatt Neu-Trebbin. **1908.** Lief. 81.
—, L. FINCKH, J. KORN u. H. SCHROEDER: Blatt Zehden. **1908.** Lief. 81.
—, C. GAGEL u. F. WAHNSCHAFFE: Blatt Wölsickendorf. **1908.** Lief. 81.
—, — u. —: Blatt Freienwalde a. O. **1908.** Lief. 81.
—, K. KEILHACK, J. KORN u. F. REIMANN: Blatt Groß Jestin. **1906.** Lief. 123.

2. Sonstige Schriften.

G. BERENDT: De formatione diluviana in Marchia provincia ac potissimum in vicinitate Postampiae. Diss. Berlin **1863.** 8°. 36 S.
—: Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam. Mit 1 Karte. 8°. Berlin **1863.**
—: Die Diluvialablagerungen in der Mark Brandenburg. Z. d. d. g. G. 15. **1863.** S. 640—642. A.
—: Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg. 85 S. mit 1 Karte u. 1 Taf. 8°. Berlin **1863.**
—: Marine Diluvialfauna in Westpreußen. S. VI. **1865.** S. 203—209. Mit 1 Taf.

G. Berendt: Über seine geognostische Untersuchungen der Provinz Preußen und den Stand der geologischen Karte. Schriften der Phys.-Ökon. Ges. Königsberg. Sitz. S. VI, **1865**, S. 134. VII, **1866**, S. 13. VIII, **1867**, S. 6 u. 41–43. XI, **1870**, S. 4–5 u. 21–22. XII, **1871**, S. 12.

—: Vorbemerkungen zur geologischen Karte der Provinz Preußen. Mit 1 Taf. S. VII. **1866**. S. 71–80.

—: Erläuterungen zur geologischen Karte Westsamlands. (Sestion VI der geologischen Karte der Provinz Preußen.) I. Theil. Verbreitung und Lagerung der Tertiärformation. Mit 1 Taf. S. VII. **1866**. S. 131–144.

—: Marine Diluvialfauna in Westpreußen. Z. d. d. g. G. 18. **1866**. S. 174–178. A.

—: Die Bernsteinablagerungen und ihre Gewinnung. Mit 1 Taf. S. VII **1866**. S. 107–130.

—: Reisebilder von der Kurischen Nehrung. S. VII. **1866**. Sitz. S. 15 und S. VIII. **1867**. Sitz. S. 6.

—: Marine Diluvialfauna in West- und Ostpreußen. S. VII. **1866**. Sitz. S. 4 und VIII, **1867**. Sitz. S. 25.

—: Reise über die Kurische Nehrung im Sommer 1866. Altpreuß. Monatshefte IV. S. 201–217; 297–317; 393–409. Königsberg **1867**.

—: Beitrag zur Lagerung und Verbreitung des Tertiärgebirges im Bereiche der Provinz Preußen. S. VIII. **1867**. S. 73–85. Mit 1 Übersichtskärtchen.

—: Beitrag zur Lagerung und Verteilung des Tertiärgebirges im Bereiche der Provinz Preußen. S. VIII. **1867**. Sitz. S. 27.

—: Nachtrag zur marinen Diluvialfauna in Westpreußen. Mit 1 Taf. S. VIII. **1867**. S. 69–72.

—: Section Labiau der geologischen Karte von Preußen. S. IX. **1868**. Sitz. S. 8.

—: Über den angeblichen Fund einer Petroleumquelle bei Mewe. S. IX. **1868**. Sitz. S. 19.

—: Eigentümlicher Moostorf. S. IX. **1868**. Sitz. S. 5.

—: Die Bernsteingewinnung durch Taucher. S. IX. **1868**. Sitz. S. 8.

—: Nachtrag zur marinen Diluvial-Fauna in Westpreußen. Mit 1 Taf. Z. d. d. g. G. 20. **1868**. S. 435–440. A.

—: Ein geologischer Ausflug über die russischen Nachbargouvernements. Mit 1 Taf. S. X. **1869**. S. 159–187.

—: Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung, zugleich als Erläuterung zu Section 2, 3 und 4 der geologischen Karte von Preußen. Königsberg **1869**. 110 S. 6 Taf.

—: Die Lehre Darwins und die Geologie. Gütersloh **1870**.

—: Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. S. IX. **1870**. S. 131–238. Mit 6 Taf.

—: Das Niementhal und seine geologische Entwicklung. S. XI. **1870**. Sitz. S. 9.

—: Geologie des kurischen Haffes und seiner Umgebung. Z. d. d. g. G. 22. **1870**. S. 173–188. A.

—: Das Auftreten von Kreide und von Tertiär bei Grodno am Niemen. Mit 3 Taf. Z. d. d. g. G. 22. **1870**. S. 903–917. A.

G. BERENDT: Aus Alt-Preußens Urzeit. Samml. gemeinverst. wiss. Vortr., herausgeg. von VIRCHOW u. v. HOLTZENDORFF. VI. Ser., Heft 142, S. 781—820. 8°. Berlin **1871.**

—: Zur Geologie des Memeldeltas (Titel). Z. d. d. g. G. 23. **1871.** S. 780. P.

—: Die Wanderdünen der Kurischen Nehrung. Ergänzungsblätter zur Kenntnis der Gegenwart. Hildburghausen **1871.** Bd. VII. S. 739.

—: Über ein neues Erdharz. S. XII. **1871.** Sitz. S. 7.

—: Section Jura der geologischen Karte von Preußen. S. XI. **1871.** Sitz. S. 4.

—: Section Danzig der geologischen Karte von Preußen. S. XII. **1872.** Sitz. S. 8.

—: Vorarbeiten zum Bernsteinbergbau im Samlande. S. XIII. **1872.** S. 138—146.

—: Unreifer Bernstein. S. XIII. **1872.** S. 133—135.

—: Über die in der Provinz Preußen angeordnete fiskalische Tiefbohrung. S. XIII. **1872.** Sitz. S. 10.

—: Über Sectionen des Weichseldelta und Littauens. Z. d. d. g. G. 25. **1873.** S. 772. P.

—: Anstehender Jura in Vorpommern. Z. d. d. g. G. 26. **1874.** S. 813. P.

—: Lias in der Nähe von Grimmen südlich von Stralsund. Z. d. d. g. G. 26. **1874.** S. 823—826. A.

—: Geschiebemergel mit *Paludina* von Westend. Z. d. d. g. G. 26. **1874.** S. 614. P.

—: Marine Diluvial-Fauna in Ostpreußen und 2. Nachtrag zur Diluvial-Fauna Westpreußens. Z. d. d. g. G. 26. **1874.** S. 517—521. A.

—: Über Bohrlöcher bei Greifswald (Vortrag). Z. d. d. g. G. 26. **1874.** S. 180. P.

—: Marine Diluvialfauna in Ostpreußen und zweiter Nachtrag zur Diluvialfauna Westpreußens. Mit 1 Taf. S. XV. **1874.** S. 25—28.

— u. L. MEYN: Bericht über eine Reise nach Niederland, im Interesse der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. Z. d. d. g. G. 26. **1874.** S. 284—317. A.

—: Über Wasserläufe im norddeutschen Flachlande in der Diluvialzeit. S. XVI. **1875.** Sitz. S. 22.

—: Notizen aus dem russischen Grenzgebiete nördlich der Memel. S. XVII. **1876.** S. 47—50.

—: Notizen aus dem russischen Grenzgebiete nördlich der Memel. Z. d. d. g. G. 28. **1876.** S. 64—68. A.

—: Über das Bohrloch bei Bischofswerder (Titel). Z. d. d. g. G. 28. **1876.**

—: Kantengeschiebe von Berlin. Z. d. d. g. G. 28. **1876.** S. 415. P.

—: Über das Bohrloch von Purmallen nördlich Memel (Vortrag). Z. d. d. g. G. 28. **1876.** S. 775. P.

—: Die Umgegend von Berlin. Allgemeine Erläuterung zur geognostisch-agronomischen Karte derselben. I. Der Nordwesten Berlins. 143 S. Mit 1 Karte. Abh. z. geol. Spec. K. v. Pr. u. d. Thür. St. II, 3. 8°. Berlin **1877.**

—: Über Kantengeschiebe in der Mark. Z. d. d. g. G. **1877.** S. 206. P.

—: Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland. Z. d. d. g. G. 30. **1878.** S. 689. P.

—: Über Schichtenstörungen im Diluvium des Samlandes, der Gegend von Stettin und von Wiepke, Kreis Gardelegen (Vortrag). Z. d. d. g. G. 31. **1879.** S. 216. P.

G. Berendt: Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland. Z. d. d. g. G. 31. **1879**. S. 1—20. A.

—: Bildung des norddeutschen Diluviums. N. J. **1879**. S. 556. B. M.

—: Cyprinenton von Lenzen und Tolkemit in der Gegend von Elbing. Z. d. d. g. G. 31. **1879**. S. 692—696. A. u. P. 798.

—: Über das Vorkommen von marinem Unteroligocän in Zietzow bei Rügenwalde und über die mitteleuropäische Phosphoritzone der Kreideformation (Vortrag). Z. d. d. g. G. 31. **1879**. S. 799—800. P.

—; Riesenkessel auf dem Rüdersdorfer Muschelkalk bei Berlin. N. J. **1879**. S. 851. B. M.

—: Über *Cervus tarandus* aus dem Unteren Diluvium der Umgegend von Berlin (Vortrag). Z. d. d. g. G. 32. **1880**. S. 651. P.

—: Ergänzungen zu den Analysen Samländischer Phosphorite. S. XXI. **1880**. S. 71—72.

—: Riesenkessel bei Uelzen und allgemeine Verbreitung von Riesenkesseln in Norddeutschland. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1880**. S. 276—281. Mit 1 Taf.

—: Neues Tertiär-Vorkommen bei Rügenwalde und muthmaassliche Fortsetzung der großen russischen Phosphoritzone. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1880**. S. 282—289. Mit 1 Karte.

—: Über Riesentöpfe und ihre allgemeine Verbreitung in Norddeutschland. Mit 3 Taf. Z. d. d. g. G. 32. **1880**. S. 56—74. A.

—: Über Riesentöpfe und ihre allgemeine Verbreitung in Norddeutschland. Z d. d. g. G. 32. **1880**. S. 216. P.

—: Über Tiefbohrungen in Berlin und Spandow (Vortrag). Z. d. d. g. G. 32. **1880**. S. 821. P.

—: Zur Entstehung von Riesentöpfen. Mit 1 Taf. N. J. **1881**, II. S. 121. B. M.

—: Die Sande im norddeutschen Tieflande und die große diluviale Abschmelzperiode. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1881**. S. 482—495.

—: Über eine Tiefbohrung bei Rügenwaldermünde (Vortrag). Z. d. d. g. G. 33. **1881**. S. 173. P.

—: Über die Brunnenbohrung im Königlichen Generalstabsgebäude (Vortrag). Z. d. d. g. G. 33. **1881**. S. 184. P.

— u. A. Jentzsch: Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen östlich der Weichsel. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1882**. S. 325—403. Mit 1 Taf. 8°. Berlin 1883.

—: Geschrammte Septarie von Joachimsthal. (Aus dem Bericht über die Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Meiningen.) Leopoldina, Heft XIX. **1882**.

—: Über die Sande im norddeutschen Tieflande und die große diluviale Abschmelzungsperiode (Vortrag). Z. d. d. g. G. 34. **1882**. S. 207—212. P.

—: Über die Paludinenbank im Unteren Diluvium von Berlin. Z. d. d. g. G. 34. **1882**. S. 453. P.

—: Über Schrammung von Septarien im Septarienthon des Werbellin-Sees bei Hermsdorf. Z. d. d. g. G. 34. **1882**. S. 658. P.

—: Über das Diluvium von Osnabrück und Halle a. S. Z. d. d. g. G 34. **1882**. B. S. 637—639.

G. BERENDT: Über Bohrproben aus zwei Tiefbrunnen in Berlin und Rixdorf (Vortrag). Z. d. d. g. G. 34. **1882**. S. 453. P.

—: Über »klingenden Sand«. Z. d. d. g. G. 35. **1883**. S. 864—866. A.

—: Zechsteinversteinerungen aus dem Bohrloch in Purmallen bei Memel. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1883**. S. 652—653.

—: Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter im Lichte der neueren Tiefbohrungen. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1883**. S. 463—651.

—: Über das Bohrloch vom Dominium Lindenwald (Vortrag). Z. d. d. g. G. 35. **1883**. S. 213—214. P.

—: Zechstein-Versteinerungen aus dem Bohrloche in Purmallen bei Memel. Nachtrag zu »Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen«. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1883**. S. 652—654.

—: Kreide und Tertiär von Finkenwalde bei Stettin. Mit 1 Taf. Z. d. d. g. G. 36. **1884**. S. 866—874. A. u. P. S. 882.

—: Über die durch Herrn FRIEDEL gemachte Entdeckung mariner Schalenreste bei Kolberg. Z. d. d. g. G. 36. **1884**. S. 188. S.

—: Geschiebe-Dreikanter und Pyramidal-Geschiebe. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1884**. S. 201—210.

—: Über Quarzitgeschiebe der Braunkohlenformation (Titel). Z. d. d. g. G. 36. **1884**. S. 882. P.

—: Geognostische Skizze der Gegend von Glogau und das Tiefenbohrloch in der dortigen Kriegsschule. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1885**. S. 345—355.

— u. W. DAMES (unter Mitwirkung von F. KLOCKMANN): Geognostische Beschreibung der Gegend von Berlin. Zur Erläuterung der geologischen Übersichtskarte der Umgegend von Berlin, 1 : 100000. Abh. z. geol. Spec. K. v. Pr. u. d. Thür. St. VIII, 1. 113 S. 8°. Berlin **1885**.

—: Über ein interglaziales Süßwasserbecken an der Nordbahn. Z. d. d. g. G. 37. **1885**. S. 550. P.

—: Über *Elephas primigenius* von Rixdorf (Vortrag). Z. d. d. g. G. 37. **1885**. S. 554. P.

—: Das unterdiluviale Alter des Joachimsthal-Oderberger Geschiebewalles. Z. d. d g. G. 37. **1885**. S. 804—807. B. M. S. 1031. P.

—: Über *Bison priscus* von Rixdorf. Z. d. d. g. G. 38. **1886**. S. 245. P.

—: Über Gelenkquarz von Delhi (Vortrag). Z. d. d. g. G. 38. **1886**. P. S. 252—253.

—: Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitz.-Ber. d. Akad. 1885, S. 863—885. 8°. Berlin **1886**.

—: Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs und ihre Übereinstimmung mit den Tiefbohrergebnissen dieser Gegend. 48 S. mit 2 Taf. Abh. z. geol. Spec. K. v. Pr. u. d. Thür. St. VII, 2. 8°. Berlin **1886**.

—: Zur Geognosie der Altmark. Unterschiede in den geognostischen Verhältnissen derselben gegenüber denen der Mark Brandenburg. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1886**. S. 105—115.

—: Der oberoligocäne Meeressand zwischen Elbe und Oder. Z. d. d. g. G. 38. **1886**. A. S. 255—268. P. S. 250.

G. Berendt: Über einen Dreikanter von Leuthen. Z. d. d. g. G. 38. **1886**. S. 478. P.
—: Paludinen-Thone aus der Bohrung der Brauerei Tivoli bei Berlin. Z. d. d. g. G. **1886**. S. 478. P.
—: Der oberoligocäne Meeressand zwischen Elbe und Oder. Z. d. d. g. G. 38. **1886**. S. 255—268. A.
—: Über eine Verwerfung im Spreethale. Protokoll über die Conferenz der Mitarbeiter der Geologischen Landesanstalt zur Beratung des Arbeitsplanes für **1886**. S. 36.
— u. F. Wahnschaffe: Ergebnisse eines geologischen Ausfluges durch die Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1887**. S. 363—371.
—: Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1887**. S. 301—310.
—: Über einige Ergebnisse bei den Aufnahmen im Flachlande. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1888**. S. CXVIII.
—: Über geologische Untersuchungen im Bereiche des Flachlandes (Vortrag). Z. d. d. g. G. 40. **1888**. S. 778—779. P.
—: Über die Paladinenbank unter Berlin (Titel). Z. d. d. g. G. 40. **1888** S. 200. P.
— u. F. Wahnschaffe: Über das oberdiluviale Alter der uckermärkischen Endmoräne. Z. d. d. g. G. 40. **1888**. S. 777. P.
—: Über die Fortsetzung des Joachimsthal-Chorin-Lieper Geschiebewalles (Vortrag). Z. d. d. g G. 40. **1888**. S. 367—371. P.
—: Die beiderseitige Fortsetzung der südlichen baltischen Endmoräne. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1888**. S. 110—122.
—: Ein neues Stück der südlichen baltischen Endmoräne. Z. d. d. g. G. 40. **1888**. S. 559—564. A.
—: Die südliche baltische Endmoräne des ehemaligen skandinavischen Eises in der Uckermark und Mecklenburg-Strelitz. Naturw. Wochenschr. II, S. 130—134. 4°. Berlin **1888**.
—: Die Soolquelle im Admiralsgartenbad zu Berlin. Naturw. Wochenschr. II, S. 9. 4°. Berlin **1888**.
—: Åsarbildungen in Norddeutschland. Z. d. d. g. G. 40. **1888**. S. 483 bis 489. A.
—: Der Soolquellenfund im Admiralsgartenbade in Berlin. Z. d. d. g. G. 40. S. 102—109. A. **1888**. M. P. S. 190.
—: Über wissenschaftlich neue Ergebnisse bei der Aufnahme des Blattes Stettin. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1889**. S LXXXV—LXXXVIII.
—: Zur Beurteilung der vermeintlichen Richtigstellung des Herrn Stapff vom 10. September 1889. N. J. **1889**, I, S. 110. B. M.
—: Die Lagerungsverhältnisse und Hebungserscheinungen in den Kreidefelsen auf Rügen. Z. d. d. g. G. 41. **1889**. S. 148. B. M.
—: Über wissenschaftlich neue Ergebnisse bei der Aufnahme des Blattes Stettin. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1889**. S. LXXXV—XC.
—: Die Soolbohrungen im Weichbilde der Stadt Berlin. Mit 1 Tafel. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1889**. S. 347—376.

G. BERENDT: Neueste Tiefbohrungen in Berlin und nächster Umgebung (Vortrag). Z. d. d. g. G. 41. **1889.** S. 381. P.

— u. F. WAHNSCHAFFE: Zurückweisung des von Herrn STAPFF über die Eiszeit in Norddeutschland gefällten Urteils. N. J. **1889**, I, S. 100. B. M.

—: Der Boden Berlins und seiner Umgebung. Festschrift der Stadt Berlin, dargeboten dem X. internationalen medizinischen Kongresse. S. 1. 8°. Berlin. **1890.**

—: Ein Baumkirchhof. Naturw. Wochenschr. V, S. 4—5. 4°. Berlin. **1890.**

—: Noch einmal die Lagerungsverhältntsse in den Kreidefelsen auf Rügen. Z. d. d. g. G. 42. **1890.** S. 583. B. M.

—: Erbohrung jurassischer Schichten unter dem Tertiär in Hermsdorf bei Berlin. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1890** S. 83—94.

—: Über Erbohrung des Mittleren Lias zu Hermsdorf bei Berlin. Z. d. d. g. G. 42. **1890.** S. 365. P.

—: Geschrammte Grauwacke von Magdeburg (Vortrag). Z. d. d. g. G. 42. **1890.** S. 371. P.

—: Über Ergebnisse seiner Aufnahmearbeiten auf den Blättern Hohenfinow, Wölsickendorf und Freienwalde bezw. Oderberg und Zehden. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1891.** S. LXVII—LXX.

—: Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1891.** S. 37—90.

—: Das Tertiär bei Falkenberg und Freienwalde a. d. O. Z. d. d. g. G. 44. **1892.** S. 335—340. B. M.

—: Über Ergebnisse seiner Aufnahmearbeiten innerhalb der Blätter Hohenfinow und Freienwalde. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1892.** S. LV—LIX.

—: Briefliche Mitteilung an Herrn W. HAUCHCORNE. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1893.** S. 22—23.

—: Gedächtnisrede auf LOSSEN (Vortrag). Z. d. d. g. G. 45. **1893.** S. 171—173. P.

—: Über die Paludinenbank von Niederschöneweide bei Berlin (Vortrag) Z. d. d. g. G. 45. **1893.** S. 326—327. P.

—: Der Verlauf und die Art der als die südliche große baltische Endmoräne bezeichneten Geschiebepackungen. Z. d. d. g. G. 45. **1893.** S. 536—537. P.

—: Südbaltische Endmoräne (Vortrag). Naturw. Wochenschr. VIII. **1893.** S. 412.

—: Der Gletschergarten auf dem Adlerfels in Schreiberau im Riesengebirge. Naturw. Wochenschr. VIII. **1893.** S. 165—199.

—: Mitteilung über Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Colberger Gegend. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1894.** S. LXX—LXXII.

— u. K. KEILHACK: Endmoränen in der Provinz Posen. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1894.** S. 235—251.

—: Vier weitere Teilstücke der großen südlichen baltischen Endmoräne. Jahrb. d. k. pr. G. L. **1894.** S. 222—234.

—: Endmoräne in Schleswig-Holstein betreffend. Z. d. d. g. G. 46. **1894.** B. S. 841—843.

—, K. KEILHACK, H. SCHROEDER u. F. WAHNSCHAFFE: Neuere Forschungen auf dem Gebiete der Glazialgeologie in Norddeutschland, erläutert an einzelnen Beispielen. Jahrb. d. k. pr G. L. **1897.** S. 42—129.

G. Berendt: Bericht über die Exkursion nach Freienwalde und Wriezen (Vortrag). Z. d. d. G. G. 50. **1898.** S. 156. P.

—: Geologische Exkursion in der Gegend von Falkenberg und nach der Neuenhagener Oderinsel (Referat). Naturw. Wochenschr. XIV. **1899.** S. 65.

—: Über die angebliche Diluvialfauna von Kolberg. Z. d. d. g. G. 54. **1902.** S. 116—117. B.

—: Posener Flammenton im schlesischen Kreise Militsch. Z. d. d. g. G. 55. **1903.** S. 1—7. B.

—: Zur Vergletscherung des Riesengebirges. Z. d. d. g. G., 69. Bd. **1917.** S. 233—236. B.

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1919.

2. Provinz Westfalen, Lippe und Pyrmont.

Herr R. Bärtling berichtet über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Hattingen und Ergebnisse der Revisionen auf den bereits abgeschlossenen Blättern Bochum und Essen im Sommer 1919.

Flözleeres und Produktives Carbon, Blatt Hattingen.

Das Obere Carbon tritt auf keinem Blatte des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks in solcher Ausdehnung zutage, wie auf Blatt Hattingen. Es nimmt den weitaus größten Teil der Oberfläche dieses Blattes ein und bedeckt südlich des Stockumer Sattels einen Streifen von 13 km Breite, wovon auf das Flözleere 3 km Breite und auf das Produktive Ober-Carbon 10 km entfallen.

Das Flözleere ist auf Blatt Hattingen im Vergleich zu den östlich anschließenden Blättern in der Breite seiner Oberflächenausdehnung stark vermindert. Diese Verminderung ist, wie die bisherigen Anfnahmen ergaben, weniger auf einen Wechsel in der Ausbildung, als auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Das gilt ganz besonders für das Band von Flözleeren südlich der Herzkämper Mulde. Überall wo hier in größeren zusammenhängenden Aufschlüssen ein genauerer Einblick in den Bau dieses Schichtenkomplexes möglich ist, fällt die geradezu erstaunlich große Zahl streichender Verwerfungen auf, die sich durchaus nicht

auf die oberste (Ziegelschiefer-)Zone beschränken. Im Klosterholzer Tunnel sind nicht weniger als 12 größere streichende Störungen auf eine querschlägige Länge von 350 m überfahren. Ein ähnliches, aber noch verwickelteres Bild ergab der große Silscheder Tunnel, soweit er die Schichten des Flözleeren durchschneidet.

Vom Produktiven Obercarbon kommt auf Blatt Hattingen nur die Magerkohlenpartie vor. Bei ihrer Mächtigkeit von 1100 m und ihrer großen Oberflächenausdehnung (10 km Breite) erwies es sich als unbedingt notwendig, eine weitergehende Gliederung als bisher durchzuführen, da ein bloßes Ausscheiden der Werksandsteinbänke, ohne die Trennung der ganzen Stufe in mehrere Zonen die praktisch sehr bedeutungsvolle Klärung der sehr verwickelten Tektonik unmöglich machte.

Es hätte wohl zunächst am nächsten gelegen, die im Bergbau gebräuchliche Gliederung durchzuführen in

5. Zone. Vom Liegenden von Flöz Sonnenschein bis zum Liegenden von Flöz Girondelle.
4. Zone. Vom Liegenden von Flöz Girondelle bis zum Liegenden von Flöz Mausegatt.
3. Zone. Vom Liegenden von Flöz Mausegatt abwärts die flözarme Zone mit den Flözen Sarnsbank und Schieferbank.
2. Zone. Hauptflözgruppe mit den Flözen Hauptflöz und Wasserbank.
1. Zone. Zone der liegenden Flöze vom Neuflöz bis Sengsbank.

Diese Gliederung ist aber praktisch nicht durchführbar, da die Flöze, auf die sie sich allein stützt, nur überaus selten an der Oberfläche festzustellen sind und da bei den beiden unteren Zonen eine klare Begrenzung überhaupt nicht gegeben ist. Außerdem ist die Flözführung, die zwar praktisch von größter Wichtigkeit ist, in Vergleich zu den sonstigen Eigenschaften der Schichtengruppen ein so untergeordnetes Merkmal, daß eine allein darauf gegründete Gliederung in ihrem Werte einer geologisch sicher begründeten Gliederung nicht gleichkommt. Auch bei Flözidentifizierungen sind ja die Flöze selbst, die bei der oben angegebenen Gliederung allein in den Vordergrund treten, das am wenigsten

Zuverlässige; wesentlich wichtiger sind dafür die Leitschichten und der ganze Charakter des Nebengesteins. Eine Gliederung dieses mächtigen Schichtenkomplexes kann daher auch nur auf die Leitschichten und die Gesamtheit der Eigenschaften der Flöze und der Begleitschichten begründet werden. Unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte wurde die Magerkohlengruppe folgendermaßen gegliedert: (von oben nach unten)

6. Konglomerat im Liegenden von Flöz Sonnenschein (CLS).
5. Eßkohlengruppe vom Liegenden des vorstehenden Konglomerats bis zum Hangenden des Finefrauer Konglomerats mit Flöz Plaßhofsbank, den Girondeller und den beiden Finefrauer Flözen.
4. Konglomerat im Liegenden von Flöz Finefrau (CLF).
3. Mittlere Magerkohlengruppe vom Liegenden des Finefrauer Konglomerats bis zum Hangenden des Wasserbänker Konglomerats, mit den Flözen und Flözgruppen Geitling, Kreftenscheer, Mausegatt, Sarnsbank, Schieferbank, Hauptflöz und Wasserbank.
2. Konglomerat unter Flöz Wasserbank (CLW).
1. Untere Flözarme Zone vom Liegenden des Wasserbänker Konglomerats bis zur untersten Werksandsteinbank (Grenzbank) mit den Flözen und Flözgruppen Neuflöz, Hinnebecke und Sengsbank.

In dieser Gliederung werden also die flözfreien Schichten im Liegenden von Flöz Sonnenschein bis zum Hangenden des Konglomerats noch zur Fettkohlengruppe gerechnet. Diese Verschiebung der Grenze zwischen Fettkohlen- und Eßkohlengruppe ist gegenüber der rein bergmännischen Einteilung sehr gering.

Die Eßkohlengruppe ist wahrscheinlich eine selbständigere Stellung einzuräumen als bisher, sie dürfte vielleicht den großen Abteilungen gleichzustellen und von der Magerkohlengruppe ganz abzutrennen sein. Flöz Finefrau und Finefrau-Nebenbank müssen zur Eßkohlengruppe gerechnet werden, hiergegen sprachen bislang wegen des flözarmen Mittels in ihrem Hangenden in erster Linie nur bergbautechnische Gründe, geologisch ist diese Zuteilung gerechtfertigt.

Die Trennung der mittleren Tone in mehrere Unterabteilungen ist in guten Grubenaufschlüssen nach der Flözführung sehr leicht durchführbar; überall wo solche guten Aufschlüsse fehlen, ist sie praktisch unmöglich. Die Schichten bilden nach Flözbeschaffenheit, Pflanzenführung, Fauna und petrographischem Charakter eine einheitliche Zone.

In der unteren Zone ergeben sich keine Abweichungen gegen die bisherige Auffassung.

Die Konglomerate sind als selbständige Zonen anzusehen, da sie wegen ihrer sehr großen Niveaubeständigkeit als Anzeichen sehr großer Strandlinienverschiebungen anzusehen sind, die zum mindesten in Westfalen und dem ganzen Niederrheingebiet überall gleichzeitig eintraten.

Diese Gliederung läßt sich über große Erstreckung durchführen und ist auch nachträglich noch auf den Blättern Bochum und Essen ausgeführt. Sie ist auch auf paläobotanischer Grundlage gerechtfertigt.

Bemerkenswert ist die Festellung, daß in dem ganzen untersuchten Gebiet in der unteren flözarmen Magerkohlengruppe eine Konglomeratbank, die dem sogenannten Kaisbergkonglomerat oder Königsborner Konglomerat entsprechen würde, vollkommen fehlt; die Aufnahmen brachten sogar das Ergebnis, daß berechtigte Zweifel gegen die bisherige Stellung dieses Konglomerates aufgetaucht sind. Über die zurzeit noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen über die Stellung des Kaisberg-Konglomerats wird später in diesem Jahrbuch berichtet werden.

Herr A. Fuchs berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Radevormwald, Barmen, Hattingen, Altena i. W., Herscheid, Drolshagen und Gummersbach, insbesondere

Über einige Fälle von örtlichem Facieswechsel im sauerländischen Faciesgebiet.

Neben dem wiederholten, grundlegenden Facieswechsel, der im westeuropäischen Devon vom Ostrande des rheinischen Schiefergebirges bis zu dem Westende der belgisch-französischen Ardennen

die Unterscheidung mehrerer, durch bestimmte Merkmale ausgezeichneter Faciesgebiete größten Stils ermöglicht[1]), spielt, wie seit langem bekannt ist und durch neuere Untersuchungen vielfach bestätigt wurde, ein Facieswechsel von mehr örtlicher Art eine Rolle, der oft nur von untergeordneter Bedeutung ist und dann dem Gesamtbilde keine Züge erheblicher Veränderung verleiht, bisweilen jedoch auch weiter greift und dann den Übergang in benachbarte, wesentlich anders entwickelte Vorkommen vermittelt. Verhältnisse dieser Art wurden beim Fortschreiten der geologischen Spezialkartierung im nördlichen und mittleren Sauerlande und im Bergischen wiederholt beobachtet und sollen hier einer kurzen, vorläufigen Besprechung unterzogen werden.

1. Ein örtlicher Facieswechsel in den Unterhonseler Schichten zwischen dem Ennepetal und dem mittleren Wuppertal.

Bereits bei der geologischen Spezialaufnahme des Blattes Hagen i. W. wurde im Gebiete westlich des Volmetals die Wahrnehmung gemacht, daß neben dem Rotschieferhorizont an der oberen Grenze der Unterhonselerschichten sich auch innerhalb der graublauen, schiefrig-sandigen Gesteinsreihe dieser Stufe mehrfach Bänke und wenig mächtige Bankfolgen roter und grüner Schiefer einschalten, die weiter östlich fehlen, während sie hier nur als normale Einlagerungen aufgefaßt werden können. Sie sind auch auf der geologischen Karte, Blatt Hagen i. W., dargestellt. In dieser Ausbildung hält die Schichtenfolge bis zum rechten Gehänge des Ennepetals in und dicht oberhalb Altenvörde an. Auf der westlichen Talseite tritt sie in ein starkes Störungsgebiet und verkümmert, in nordwest-südöstlicher Ausdehnung gemessen, derart, daß ihr Vorkommen erst nach langen Bemühungen und nicht überall mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte. Neben Querverwerfungen von erheblichem Ausmaß sind es vor allem streichende Störungen, die, auch über Tage am Auftreten streichender Ruscheln wiederholt erkennbar, eine so bedeutende Verschmälerung des Schichtenzuges

[1]) A. Fuchs, Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers usw., Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 59, S. 96. 1907.

bedingen. Noch schwieriger gestaltete sich die Untersuchung weiter westlich auf den Höhen und Abhängen südlich Schwelm und Barmen, und es war lange Zeit unmöglich, Anhaltspunkte von dem Vorhandensein der Stufe überhaupt zu finden, so daß die beiden Fragen: Facieswechsel und Annäherung an die Ausbildung der Brandenbergschichten durch die Zunahme roter Schiefer oder streichende Störungen und durch sie bedingter Ausfall, unbeantwortet bleiben mußten.

Während der Aufnahmearbeiten im Sommer und Herbst 1919 brachte nun ein glücklicher Zufall die Lösung. Beim Bau einer neuen Straße von Schwelm in südsüdöstlicher Richtung über den Punkt 267,5 nach Winterberg wurde im Liegenden der an den Abhängen südlich Schwelm überall leicht nachweisbaren und vielfach gut entblößten Oberhonselerschichten, etwa 250—380 m nördlich Winterberg, also in einer Querausdehnung von nur 130 m, eine Gesteinsreihe entblößt, die aus grünlichgrauen und graublauen Schiefern mit eingelagerten Grauwackensandsteinen und zwei stärkeren Bankfolgen roter Schiefer bestand. Wenn auch das Auftreten graublauer Schiefer zur Vorsicht mahnte und von vornherein einen Vergleich mit dem Rotschieferhorizont an der oberen Grenze der Unterhonseler Stufe herausforderte, so hätten sie für sich allein noch keine Trennung von den Brandenbergschichten gerechtfertigt, da deren petrographische Entwicklung ja sehr ähnlich ist.

Nun fand sich aber in einer durch Eisenhydroxyd stark gelb braun gefärbten, ursprünglich mergeligen Bank eine wohl erhaltene Fauna, bestehend aus Brachiopoden, Lamellibranchiern und Gastropoden, deren Zugehörigkeit zur Unterhonseler Stufe durch das massenhafte Auftreten der *Avicula reticulata* bezw. *fenestrata* ohne weiteres erhellte. Die Individuen erreichen zwar nicht die sonst übliche Größe, sind jedoch in der vorliegenden kleineren, zierlichen Form auch sonst in den Honselerschichten verbreitet, wenngleich nicht häufig.

Die Bänke dieser Gesteinsreihe besitzen bei einem Streichen von N 53—70° O ein nordwestliches Einfallen von 68—75°, unter

teufen also die nördlich anschließenden, in der Hauptsache jedoch viel flacher, mit 16—26°, nur ausnahmsweise bis 43° nach NW einfallenden Oberhonselerschichten. Nur gerade in der Nähe des schmalen Unterhonseler Schichtenzuges, bei Winterberg etwa 130 m und bei Wilborn dicht südlich Schwelm etwa 110 m nördlich von ihm, zeigen die Bänke der Oberhonseler Stufe eine sattelförmige Stellung. Der Südflügel fällt, soweit entblößt, bei Winterberg mit 26°, bei Wilborn an dem westlichen Knie der Landstraße mit 75—80° nach SO ein. Das deutet also doch auf die Nähe streichender Verwerfungen, und tatsächlich sind solche auch innerhalb der schmalen Unterhonseler Gesteinsreihe bei Winterberg selbst an zwei dicht beieinander liegenden Stellen im Hangenden der fossilführenden Bank aufgeschlossen. Daraus folgt nun einmal, daß die Stufe hier kaum noch in ungestörter Vollständigkeit entwickelt ist, dann aber, daß sie durch die Einlagerung roter und grüner Schiefer eine derartige petrographische Annäherung an die Brandenbergschichten erfährt, daß sie ohne gute Aufschlüsse nur sehr schwer von diesen zu unterscheiden ist. Andeutungsweise sei auch noch die Möglichkeit gestreift, daß die Unterhonseler Schichten bei Winterberg lediglich dem Rotschieferhorizont an der oberen Grenze dieser Stufe entsprechen und das Tiefere an streichenden Störungen unterdrückt ist. Für diese Vermutung ließe sich ins Feld führen, daß etwa 80 m nördlich Winterberg im Liegenden der Unterhonselerschichten wieder ein viel flacheres nordwestliches Einfallen, nämlich von 30°, sich einstellt. Im übrigen besitzt die Gesteinsreihe hier durchaus die Entwicklung der Brandenbergstufe: rote und grünlichgraue Schiefer mit Zwischenlagen von Grauwackensandsteinen, die sich vielfach zu stärkeren Bankfolgen häufen. Der noch westlich vom Ennepetal bis dicht östlich Beucken bei Schwelm verfolgte und dort mächtig entwickelte Grauwackensandstein an der oberen Grenze der Brandenbergschichten ist in den Profilen bei Winterberg und Oberhagen südlich Schwelm bisher nur unvollkommen beobachtet. Von der Möglichkeit, ihn weiter westlich zu verfolgen, wird es abhängen, ob man auch noch andere Teile der bunten Schichtenfolge bei Winterberg der Unterhonseler Stufe zuzurechnen hat.

Der Unterhonseler Schichtenzug von Winterberg ließ sich vorerst nur 900 m weit nach WSW bis Wilborn verfolgen. Südwestlich und westlich Schwelm springen dann die Brandenbergschichten an Querverwerfungen wiederholt nach NW vor und setzen dabei unmittelbar gegen Oberhonselerschichten an einer streichenden Verwerfung ab, die in der großen Ziegelei bei Pülsöhde neuerdings prächtig entblößt ist, dort ostnordöstlich streicht und mit 75° nach SO einfällt. Die meterbreite Kluft war über Tage mit einer tonigen Reibungsmasse erfüllt. An ihr ist die Unterhonseler Stufe durch Absinken in die Tiefe völlig unterdrückt. Sie erscheint jedoch bereits 1,8 km weiter südwestlich bei Rauental östlich Barmen in dem südlichen Bahneinschnitt unfern des Tunnels wieder und besteht hier aus graublauen Schiefern, dünnplattigen Grauwackensandsteinen und einer darüber folgenden stärkeren Rotschieferlage, die infolge örtlicher Muldenstellung zweimal wiederkehrt. Im Hangenden, also Muldeninnersten, liegt ein mergeliger Schiefer mit Fauna, der sich von dem Vorkommen bei Winterberg hauptsächlich durch die frischere Beschaffenheit unterscheidet. Nach NW zu setzt die Schichtenfolge an einer streichenden Störung gegen Massenkalk ab. Die Oberhonselerschichten sind völlig unterdrückt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß westlich Hagen i. W. bis nach Barmen hin die Unterhonseler Schichten durch wiederholte Aufnahme von Bankfolgen roter Schiefer auch unter dem hangenden roten Grenzhorizont eine petrographische Annäherung an die Brandenbergschichten erfahren, die eine Trennung von diesen um so mehr erschwert, je weiter man nach Westen kommt, und namentlich auch dann, wenn das Auftreten streichender Verwerfungen eine Verkümmerung der Unterhonseler Stufe herbeiführt.

Verhältnisse dieser Art sind auch die Ursache, daß in dem westlichsten Teil des Hasper Sattels zwischen Gevelsberg und Jesinghausen die Trennung von Unterhonseler- und Brandenbergschichten große und vielfach unüberwindliche Schwierigkeiten bietet, wie der Verfasser bei seiner Aufnahme des Lenneschieferanteils des Blattes Hattingen feststellen konnte. Auch die Er-

gänzung, welche die Arbeit über Tage durch die Aufschlüsse in dem neu gebauten Linderhausener Tunnel an der neuen Eisenbahnstrecke Barmen-Witten erfuhr, reichte zur Klärung nicht aus. Hier schneidet eine ostnordöstlich bis nordöstlich streichende und mit 25—40° nach SO einfallende Schichtenfolge von roten und grünen Schiefern mit dicken Grauwackensandsteinen nach NW zu an der Ennepeverwerfung, die als breite, mächtige Trümmerzone entwickelt ist, schroff gegen Massenkalk ab, während sie nach SO hin unter Oberhonseler Schichten untertaucht. Der Nordflügel des Hasper Sattels ist also an der Verwerfung völlig unterdrückt und mit ihm ist hier die Oberhonseler Stufe durch Versenkung in die Tiefe verschwunden. Man könnte nun die bunte Gesteinsfolge für ein Äquivalent des Rotschieferhorizontes an der oberen Grenze der Unterhonselerschichten ansehen, obwohl Beweise für diese Auffassung nicht zu erbringen sind. Es kommt hinzu, daß im Tunnel innerhalb der roten Schichtenreihe selbst eine nordöstlich verlaufende und mit 83° nach SO einfallende, recht auffällige Kluft angefahren wurde, die ohne Zweifel tektonische Bedeutung hat. Möglich erscheint es immerhin, daß die in ihrem Liegenden befindliche, an dicken Grauwackensandsteinen reichere bunte Gesteinsfolge wegen deren petrographischer Ähnlichkeit mit den Brandenbergschichten diesen zugerechnet werden könnte, während der im Hangenden der Kluft befindliche Rotschiefer, der mit einem SO-Einfallen von 17° völlig gleichmäßig unter die weiter südlich folgenden Oberhonseler Schichten einsinkt, dem Rotschieferhorizont an der oberen Grenze der Unterhonselstufe angehören mag.

2. Die stratigraphische Stellung des Unnenbergsandsteins.

Auf dem Südflügel des Ebbesattels tritt ein bedeutender Grauwackensandsteinzug auf, der in westsüdwestlich-ostnordöstlicher Richtung von Unnenberg (Blatt Gummersbach) über den Aggerhomert zu dem Gelände zwischen Lieberhausen und Drieberhausen streicht. Auf Grund seiner petrographischen Ähnlichkeit und mit Rücksicht auf das bänkchenbildende Auftreten einer *Newberria* aus der Verwandschaft der *amygdala* bezw. *caiqua*, die mit jener

des Sirriner Sandsteins übereinstimmt[1]), könnte man zunächst versucht sein, ihn diesem zuzurechnen, eine Auffassung, die sich beim Fortschreiten der geologischen Kartierung jedoch nicht aufrecht erhalten ließ.

Der Sandstein von Unnenberg streicht aus der Umgebung von Lieberhausen über Ober-Rengse, Neuenschmiede, Buntelichte und die Gegend südlich Hardenberg nach dem Blatte Herscheid[2]), wo er als eine Einlagerung in den Selscheider Schichten, also in zweifellosem Unterem Mitteldevon dargestellt werden mußte. In seinem Hangenden wird er, zwar nicht überall, aber doch in der Regel, wie zwischen Lantenbach, Lieberhausen und dem Liestertal, dann vom Ihnetal bei Albringhausen nach NO zu bis auf das Blatt Attendorn hinüber wieder von einem Schieferzug begleitet, den W. E. Schmidt ausgeschieden und noch dem Unteren Mitteldevon zugerechnet hat. Ihm aufgelagert ist ein in unserem Gebiete noch sehr schmaler, aber überaus bezeichnender Horizont dunkelblaugrauer, eben spaltender Schiefer, den Henke und W. E. Schmidt mit Rücksicht auf das überaus häufige Erscheinen von Tentaculiten als Tentaculitenschiefer bezeichnen und an die Basis des Oberen Mitteldevons stellen. Die Äquivalente des Sirriner Sandsteins, der auf dem Blatte Altena i. W. sicher im Hangenden der Selscheider Schichten liegt, müssen also auf dem Südflügel des Ebbesattels bezw. auf dem Nordflügel der Attendorner Mulde noch weiter südlich zu suchen sein, nämlich über dem Tentaculitenschiefer. Hier folgt nun nach den Untersuchungen von Henke und W. E. Schmidt eine schiefrig-sandige Schichtenreihe, die sich weiter gliedern läßt und stellenweise mächtige, von Osten nach Westen an Bedeutung zunehmende Grauwackensandsteinzüge enthält. Ein solcher, den Verfasser den Unteren Finnentroper Schichten von Henke und W. E. Schmidt zurechnet, streicht auch noch

---

[1]) A. Fuchs, Die Entwicklung der devonischen Schichten im westlichen Teile des Remscheid-Altenaer und des Ebbesattels. Dieses Jahrb. für 1915, Bd. 36, Teil II, S. 85. 1917.

[2]) Die geologischen Blätter Herscheid, Altena i. W., Lüdenscheid und Meinerzhagen im Maßstabe 1 : 25000 befinden sich zurzeit im Druck.

über die äußerste SO-Ecke des Blattes Herscheid und führt dort ähnliche *Newberria*-Bänke wie der Sirriner Sandstein. Stratigraphisch steht das Niveau demjenigen der *Caiqua*schicht in der Attendorner Mulde nahe. Insgesamt also sind die schiefrig sandige Schichtenfolge im Hangenden der Tentaculitenschiefer ebenso wie der Sirriner Sandstein und seine hangenden schiefrig-sandigen Begleitgesteine der Honseler Stufe gleichzustellen, und die Gliederung innerhalb dieser mächtigen Gesteinsreihe ist, wie die Erfahrung gelehrt hat, den örtlichen Verhältnissen, entsprechend dem von SO und O nach NW und W sich vollziehenden örtlichen Faciswechsel anzupassen.

Die Äquivalente des Unnenbergsandsteins lassen sich auf dem Nordflügel des Ebbesattels vom mittleren Versetal bei Klinkenberg bis hinüber zum Wuppertal bei Hückeswagen nicht mehr nachweisen, da sie, mit anderen Schichtenfolgen zusammen, an der großen streichenden Verwerfung, die bereits an anderer Stelle beschrieben wurde [1]), unterdrückt sind. Dagegen ist es in hohem Grade wahrscheinlich, daß ihm ein Grauwackensandsteinzug entspricht, der vom Lennetal bei Ohle über den Hasenberg nach Grimminghausen streicht und ebenfalls *Newberria* in Bänken führt. Er wird von den eigentlichen Selscheider Schiefern, hier im engeren Sinne gedacht, überlagert, während sich in seinem Liegenden ein zweiter Schieferzug vom Selscheider Typus befindet, der vorläufig als Ohler Schiefer bezeichnet sei. Die überaus weitgehende petrographische Ähnlichkeit des Grauwackensandsteinzuges mit dem Mühlenbergsandstein ließe zwar auch eine Zurechnung zu diesem gerechtfertigt erscheinen, man müßte dann aber, da die gesamte Schichtenreihe vom liegenden Ohler Schiefer bis zum hangenden Selscheider, von ganz geringen Ausnahmen innerhalb des letzteren abgesehen, steil mit 62—85° nach NW einfällt, seine tektonische Stellung durch sehr verwickelte und etwas gekünstelte Störungen erklären.

[1]) a. a. O. 1915, S. 89. — Man könnte die Verwerfung mit Rücksicht auf ihre große tektonische Bedeutung, die diejenige der Ennepeverwerfung noch übertrifft, ebenfalls benennen, etwa: Ebbeverwerfung.

Groß sind die Schwierigkeiten, die sich der Deutung der Verhältnisse weiter westlich, über Grimminghausen hinaus bis zum Versetal, entgegenstellen, und ihre Besprechung im einzelnen wäre ohne Beilage des Kartenbildes hier zur Unfruchtbarkeit verurteilt. Es sei deshalb nur noch erwähnt, daß der Selscheider Schiefer mit *Calceola sandalina* in überaus bezeichnender Entwicklung wenigstens als ein Zug nach SW bis über das Versetal hinaus verfolgt werden konnte.

Es mag noch darauf hingewiesen werden, daß für den Unnenbergsandstein dasselbe gilt wie für die Sandsteine der unteren Finnentroper Schichten: sie nehmen in der Richtung von SO bezw. O nach NW bezw. W an Bedeutung und Geschlossenheit erheblich zu. Beispielsweise ist letztere in der Umgebung von Unnenberg und im Aggertale so groß, daß es nicht leicht fällt, auffälligere Zwischenlagen von Schiefern nachzuweisen oder gar zu verfolgen. Weiter nordöstlich, im Liestertal, das namentlich im linken Gehänge ausgezeichnete Aufschlüsse in diesem Horizonte zeigt, ist die Einlagerung allerdings zumeist noch recht rauher, sandiger Schiefer und Grauwackenschiefer schon sehr auffällig, und die Entwicklung hält so weiter nach NO bis auf das Blatt Herscheid an.

3. Die stratigraphische Bedeutung der Gattung *Newberria*.

Es sei schließlich noch eine, erst im Laufe der Jahre einwandfrei nachgewiesene Tatsache hervorgehoben: das wiederholte, bänkchenbildende Auftreten der *Newberria amygdala* und verwandter Formen in verschiedenen Horizonten des Unteren und Oberen Mitteldevons im Bereiche des Ebbesattels und der Attendorner Mulde. Im nördlichen Sauerlande im Verbreitungsgebiet des Remscheid-Altenaer Sattels nur aus den Mühlenbergsandsteinen bekannt und dort leitend für diese, tritt die genannte Brachiopodengattung weiter nach SO zu bänkchenbildend in allen stärker entwickelten Sandsteinhorizonten auf, im Unnenbergsandstein beispielsweise am Südende des Aggerhomert, auf der Höhe gleich nördlich Lieberhausen und im Wald-

gehänge nordnordwestlich Schoppen südlich Hardenberg. In den Unteren Finnentroper Schichten erscheint sie, von der *Caiqua*bank abgesehen, auch noch in anderen Bänken in deren Nähe, beispielsweise in der SO-Ecke des Blattes Herscheid. Im Mühlenbergsandstein des Ebbesattels ist sie allenthalben verbreitet, jedoch vielerorts durch eine neue, viel kürzere und breitere, daher rundlicher erscheinende Form vertreten, die man als *Newberria abbreviata* bezeichnen könnte. In den Mühlenbergschichten des Remscheid-Altenaer Sattels ist eine länglichere, der *caiqua* ähnliche Art, die ich seinerzeit als *amygdala* F. Roem. aufführte, die gewöhnliche, und es scheint, daß diese den Formen des Unnenbergsandsteins, wohl auch des Sirriner Sandsteins und der Unteren Finnentroper Schichten nahe steht, wenn nicht mit ihnen identisch ist. Klarheit über diese Fragen könnte nur eine paläontologische Spezialuntersuchung schaffen.

Somit ist die Gattung *Newberria* im rheinischen Mitteldevon zwar kein Leitfossil im engeren Sinne, vielmehr lediglich ein Bevorzuger der sandigen Entwicklung, aber sie ist im weiteren Sinne ein bezeichnender Vertreter der echten Mitteldevonfauna und im rheinischen Unterdevon bisher nirgends nachgewiesen. Ihre stratigraphische Bedeutung als mitteldevonischer Bankbildner wird, von den Korallen abgesehen, im Unteren Mitteldevon in erster Linie noch von *Productella subaculeata* und deren Verwandten, im Oberen von den Gattungen *Uncites* (*Bornhardtina*), *Stringocephalus* und gelegentlich auch *Megalodus* erreicht. Sie steht hiermit gleichwertig an der Seite der kurz- bis langflügeligen Spiriferengruppe, die im Unterdevon in *primaevus, Hercyniae, paradoxus* und *arduennensis* so bezeichnende Leitformen im weiteren Sinne liefert.

In diesem Zusammenhange sei kurz ein früherer Hinweis des Verfassers wiederholt, daß das überaus bezeichnende Leitfossil des Oberen Mitteldevons, *Stringocephalus Burtini*, das, abgesehen vom Massenkalk, häufiger und gelegentlich auch mit *Uncites* (*Bornhardtina*) *laevis* zusammen bänkchenbildend in den Kalkeinlagerungen der Oberhonseler Schichten auftritt, in den tieferen, schiefrig-san-

digen Bildungen nur noch ausnahmsweise beobachtet wird. Zu dem früher erwähnten Vorkommen an der Straße von Werdohl im Lennetal nach Neuenrade hat sich ein weiteres gesellt: in einem kleinen Steinbruche zwischen Ober- und Nieder-Hürxtal auf dem nördlichen Gehänge dicht östlich der Landstraße Breckerfeld-Halver und nicht weit über der oberen Grenze der Brandenbergschichten. Das so seltene Vorkommen in der schiefrig-sandigen Gesteinsreihe ist auf den Facieswechsel zurückzuführen.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Herr A. Leppla berichtet über die geologische Spezialaufnahme des Blattes Königstein im Sommer 1919.

Die Aufnahmen bewegten sich im allgemeinen im südlichen Abhang des Taunus und in seinem Vorland.

Der Sinn der Bewegungen im alten Gebirge und zwar im Unterdevon des Kammes ergab sich nach meinen früheren Aufnahmen in der NW-Hälfte des Blattes als ein vom Altkönig aus nach SW an Querstörungen staffeliges Emporsteigen der Devonfalten. Der am Altkönig noch stark entwickelte Taunusquarzit stieg im südlichen Kammrücken staffelig in die Höhe und unterlag damit mehr und mehr der Abtragung. Gegen den Datten- und Daisbach zu machen sich die liegendsten Schichten des Unterdevons breit, die Hermeskeil-Sandsteine und die bunten Schiefer. Taunusquarzit fehlt hier zwischen Eppenhain und Josbach gänzlich.

Im Süden des Unterdevons gelangen nun in den gehobenen Gebirgsblöcken die Phyllite zu breiter Ausdehnung, während die dem Unterdevon benachbarten, stark metamorphen Gesteine der Sericit-Gneise und Grünschiefer sich etwas verschmälern. Wir sind allgemein zur Annahme berechtigt, am Südrand des Schiefergebirges, von NW herkommend, meist in immer ältere tiefere Schichten zu gelangen. Die Phyllite bilden im Querschnitt des Taunus das südlichste Glied, Gneise und Grünschiefer stellen sich nordwestlich von ihnen ein, indem sie mit Phylliten wechsellagern.

Aus der Reihenfolge im Querschnitt und aus der Verbrei-

terung in den staffelig gehobenen Gebirgsblöcken ist sonach zu schließen, daß die Phyllite das älteste Glied des Vordevons sind und daß die Sericitgneise[1]) und Grünschiefer in den höhern Phyllitschichten scheinbar gleichförmige Lager bilden. Diese Überlegung ist der einzige Anhaltspunkt für die Altersdeutung der vordevonischen Schichtenglieder. Einwände gegen diese Deutung mögen ihre Berechtigung haben, um so mehr als jeder andere und bedeutungsvollere Gesichtspunkt, vor allem jeder auf Organismen gegründete Altersbeweis, mangelt.

Sehen wir die Phyllite als das älteste Schichtenglied an, dann ist man versucht, das mit ihrem breiten Auftreten eng verknüpfte Vorkommen von Oberrotliegendem auch als eine auf Emporhebung beruhende Erscheinung im Gebirgsbau zu betrachten und weiterhin zu schließen, daß permische, zum mindesten oberpermische Bildungen am Südrand des Vordevons unter dem Tertiär noch weit verbreitet und abgesunken sein müssen. Daran kann auch nicht einmal die Tatsache etwas ändern, daß das Oberrotliegende im Blattbereich unzweifelhaft am Vordevon abgebrochen ist. Es genügt, darauf hinzuweisen, daß auch im untern Nahebereich von Wallhausen am Gräfenbach bis Sarmsheim an der Nahe die Berührung zwischen Oberrotliegendem und dem alten Gebirge keine Auflagerfläche ist, sondern an einem Abbruch sich vollzieht.

Diese enge Verbindung zwischen nachpermischen Bewegungen und staffeligem Emporsteigen oder Absinken der vor- und unterdevonischen Schichtenglieder berechtigt indes nicht unbedingt zur Annahme, daß die Querbrüche im Faltengebirge nachpermischen Alters seien, aber sie machen es immerhin wahrscheinlich, daß die nachpermischen Bewegungen oft den permischen oder oberpermischen gefolgt sind. In dieser Hinsicht muß ich auf die Bewegungsvorgänge im Nahegebiet verweisen, die sich vom Obercarbon bis zur Trias einigermaßen klar übersehen lassen und von mir gegliedert wurden.

---

[1]) Herr Schlossmacher, dem wir sehr eingehende mikroskopische Forschungen über die Gneise und Deutungen verdanken hält die Eruptivgesteine des Vordevons für Ergüsse.

Die Phyllite sind am Schwarzbach von Vockenhausen über Eppstein bis Loßbach gut aufgeschlossen. Trotzdem ist es mir bis jetzt nicht gelungen, eine zuverlässige Gliederung in der über 5 km breiten Schichtenreihe zu erkennen. Man kann im einzelnen Aufschluß wohl dann und wann neben dem glimmerig-phyllitischen Hauptgestein einmal hellere, an feinern Quarzkörnern und Feldspat reichere Streifen von Milli- bis Zentimeterstärke erkennen, man kann auch mächtigere Phyllitbänder ohne solche nachweisen, hin und wieder sogar einen mehrere Dezimeter mächtigen, reinen Quarzit. Aber das alles genügt nicht zu einer berechtigten Trennung. Mikroskopische Prüfungen des Herrn Schlossmacher bestärken den von mir gehegten Verdacht, daß die an Quarz und Feldspat reichen, auch oft grünschieferähnlichen Lagen auch wie die Gneise und echten Grünschiefer aus eruptiven Gesteinen hervorgegangen und sonach metamorph seien. Nur die reinen Phyllite mit Quarzit blieben alsdann echte Schichtgesteine.

Die Feststellung der Lagerungsverhältnisse begegnet meist sehr großen Schwierigkeiten. Die Phyllite sind so ungemein stark gefaltet, gefältelt und gekräuselt, besonders in der Eppsteiner Gegend, daß das Einfallen der erkennbaren Lagen noch lange keine Schichtenstellung im Raum bedeutet. Die aufs Höchste gesteigerte Faltung wird noch durch enggedrängte Quetsch- und Druckflächen verdunkelt. So haben die obersilurischen, obercarbonischen, oberpermischen und tertiären Kraftwirkungen in der Erdrinde hier Gesteine geschaffen, deren ursprüngliche Form und Lage meist nicht mehr zu entziffern ist.

Vielleicht sind die an Quarziten reicheren Zwischenlagen und reinen Phyllite die ältern (Eppstein—Walrabenstein), die an grünen und an Feldspat reichern Phyllite die jüngern oder obern (Lorsbach—Hornau—Soden). Sind die an metamorphen Eruptivgesteinen reichen Phyllite im Norden den reinen Phylliten bei Lorsbach gleichaltrig, dann kann im Gesamtbau eine Art Sattelstellung vermutet werden. Indes mehr als eine Möglichkeit ist das nicht.

Die Serizit-Gneise (Quarzkeratophyre Schlossmacher's) bilden in ihrer bezeichnenden, hellen, stark schiefrigen und etwas

vertonten Ausbildung scheinbar gleichförmige Einlagerungen, ebenso wie die Grünschiefer. Der Querschnitt durch den Rossert zeigt das zur Genüge. Jedoch halten diese Schichtenglieder keineswegs auf große Strecken aus, scheinen sich vielmehr meist auszukeilen, soweit sie nicht an Querspalten abgeschnitten sind. Die Hauptablösungsflächen sind meist parallel, plattige Absonderungsstücke daher die Regel. Die Lagerung der Gesteine ist durch den geraden Verlauf der Trennungsflächen deutlich. Faltung erscheint in mäßigem Grad, den Grünschiefern ist sie anscheinend noch mehr fremd. Die Mammolshainer Ausbildung der Serizit-Gneise, die Herr SCHLOSSMACHER als wenigst veränderte untersucht hat, herrscht weitaus vor, dagegen scheinen die Felskeratophyre vom Dachsbau auf die südliche Umgebung von Eppenhain und Rupperts-hain beschränkt zu sein. Ebenso fehlen die dichten Keratophyre vom Ochsenrag (Bl. Eltville) und Naurod (Bl. Wehen).

Über die Ausbildung des Unterdevons ist das Wichtigste in meinem vorigen Bericht erwähnt worden. Die körnige und konglomeratische Form der bunten Schiefer an der Sohle des Devons, die weiter westlich am Taunusgehänge deutlich wird, fehlt hier im Blattbereich. Das kann auf einer streichenden Störung beruhen. Als Trennungslinie zwischen Vordevon und Devon kommt der Frage eine besondere Bedeutung zu. Ihre Lösung wird durch den starken Quarzitschutt sehr behindert und wird nur nach einem Überblick über die Gesamtheit des Auftretens ermöglicht werden.

Der Abbruch des Oberrotliegenden ist bereits erwähnt worden. Die Störung hat in ihrem sichern Verlauf eine westöstliche Richtung, dürfte aber in der jüngeren Tertiärzeit, vielleicht im Oberpliocän oder sogar im Diluvium, durch eine streichende, nach ONO gerichtete bei Langenhain mehrorts abgelenkt worden sein. Die Aufschlüsse sind gerade an dieser Stelle unzulänglich und lassen auch eine etwas andere Darstellung zu, als sie die Karte bringt.

Das ältere Tertiär zwischen Soden, Niederhofheim und Hof Hausen v. d. S. ist kalkig-mergeliger Art und teils dem Cyrenenmergel, teils den Hydrobienschichten zuzurechnen. Löß verdeckt

den größten Teil bei Soden. Auf den Abbruchslinien bei Soden entspringen die Sodener Säuerlinge, weiter nach NO noch andere. Die Aufnahmen im Bl. Höchst (Roedelheim) werden lehren, ob der Sodener Abbruch des Tertiärs am Vordevon auf der gleichen Linie liegt, wie derjenige von Homburg v. d. H. Sicher ist, daß dieser lange Bruch nicht bis zum Schwarzbach nach SW fortsetzt, sondern ungefähr an dem vermuteten Abbruch am Osthang des Hofheimer Waldes (S—N) und Staufens (SSO—NNW) absetzt. Diese letzteren Störungen können nur durch den geradlinigen Wechsel der Oberflächenformen begründet werden und mögen teilweise jungtertiären oder diluvialen Alters sein (S—N-Strecke). Sie geben die Erklärung für die Eigenart und das Vorhandensein der sog. Münster—Hornauer-Bucht. Ohne den steilen Querabfall im Osten des Staufens über dem Lorsbacher Kopf nach dem Hofheimer Kapellenberg (Bl. Hochheim) würde die Einbuchtung nichts Auffälliges sein.

Das jüngste Tertiär des Blattes hängt räumlich mit den am Hofheimer Kapellenberg so mächtig entwickelten Sanden und Kiesen zusammen. Mehr als 100 m machen sie in ihrer weißen, ton- und kalkfreien Form aus. Ihre größeren und kleineren Gerölle sind stark abgerundete Brocken, allermeist von weiß entfärbtem Quarzit (Unterdevon), zum geringsten Teil auch von weißem Gangquarz. Vereinzelt sieht man entfärbte Quarzitschiefer des Vordevons, auch dunkelgraue Gangquarze. Fremde, nicht der engern Umgebung und dem Gebirge angehörige Gesteine fehlen. Mächtige, runde Blöcke von Quarzsandstein und -Konglomerat bedecken die Südgehänge des Langenhainer Waldes und des Nackwaldes. Die Schichten legen sich südlich von Lorsbach auf das Oberrotliegende, verbreiten sich aber östlich vom Schwarzbach auch über das Vordevon, und am Liederbach legen sie sich bei Niederhofheim auch auf das Oligozän. Ihrer Ablagerung gingen bedeutende Störungen sicher voraus, weitere folgten ihr. Außerhalb des Blattes, am Südrand des Kapellenbergs (Hofheim), scheint ein Bruch (oder eine Muldung vorhanden zu sein. Es schließen sich hier östlich und südlich an die groben Kiese und Sande solche von feinerem Korn

an, die außerdem noch Tonlagen führen (Münster—Hof Hausen v. d. S.—Hofheim).

So wenig die Lagerung der Hofheimer Kiese klar sich übersehen läßt, so wenig sicher ist auch ihr Alter. Die ungleichförmige Überlagerung über das ältere (oligozäne) Tertiär, der Kalk- und Versteinerungsmangel und die helle Färbung bewegen zur Angliederung ans Tertiär und Vereinigung mit dem Pliozän. Aber überzeugend kann diese Altersdeutung nicht wirken. Nur wenn man die feinern Kiese, Sande und Tone von Hofheim selbst, von Hof Hausen v. d. S. und Münster—Hornau, auch die bei Kriftel, Zeilsheim und Sindlingen—Hattersheim erbohrten als uferweite oder beckeninnere Vertreter der groben Kiese vom Kapellenberg ansieht, dann erscheint die Gleichstellung mit dem Oberpliocän Kinkelins einigermaßen begreiflich. Zweifellos stammt das Gesteinsmaterial der Ablagerungen fast ganz den Taunusquarziten, Quarzgängen und der nördlichen Nachbarschaft, im Innern des Pliozänbeckens im tonigen Teil mehr den vertonten gebleichten Schiefern und Phylliten. Es zeigt alle Spuren von Rollung im Wasser, ohne indes das Aussehen eigentlicher Flußschotter und -Sande zu haben. Die Schichtung ist undeutlich und höchstens an der Breitseite der Flachgerölle zu erkennen. Hat diese Form des Auftretens gewisse Anzeichen von Glazialbildungen, so fehlen andererseits wieder Merkmale eines Eistransportes (Moränen, unregelmäßige Packung). Schuttbildung unter Wasser bei starker Brandung[1]), vollständige Zerreibung und Aufarbeitung aller tonigen Gesteinsteilchen aus der Zeit vor dem Beginn der Talbildung und während der Entfärbung (Bleichung) der Oberflächenverwitterung der jüngeren Tertiärzeit, das mögen die äußern Entstehungsbedingungen der Hofheimer Kiese sein.

Aus der Zeit der Talbildung sind im Ganzen nur wenige Ablagerungen erhalten. Das tiefeingeschnittene Schwarzbachtal ist auffallend arm an diluvialen Aufschüttungen. Nur an der Aus-

[1]) Es ist nicht ausgeschlossen, daß man die Glättung und Politur mancher hoch aufragender Klippen von Gangquarz (Naurod, Frauenstein) der pliocänen Brandung zur Last legen muß.

mündung auf dem Tertiärvorland bei Diedenbergen (Bl. Hochheim) sieht man die ältesten Flußschotter. Das deutet darauf hin, daß innerhalb des Taunus seit Beginn der Talbildung keine erheblichen Veränderungen des Flußlaufes vorgekommen sind. Das nachfolgende Rückwärtseinschneiden hat die vorher abgelagerten Kiese aufgenommen und fortgeführt. So ist nichts erhalten geblieben. Dem entspricht auch die Enge des Schwarzbachtales, sein geringes Schlenkern, sein gerader Lauf im Sinn des stärksten Gefälles.

Der Liederbach verhält sich hierin ähnlich, hat aber auf seine 12 km Länge (bis zur Mainebene) noch mehr Gefälle als der Schwarzbach, dort 600 m, hier 300 m. Trotzdem ist sein Tal weniger tief eingeschnitten und flacher. Das starke Gefälle wird zur Durchnagung des vordern südlichen Quarzitzuges verwandt. Auf der bereits vorgebildeten Münster—Hornauer Bucht war die Arbeit nicht entfernt so umfangreich. Immerhin folgt der jüngere Lauf von Schneidhain bis zur Mainebene bei Münster einer fast geraden Linie, also im Sinn des stärksten Gefälles zum Mündungsgebiet.

Die Verteilung der alten Flußschotter des Liederbaches — die obersten und ältesten treten bei Schneidhain in 320 m ü. NN. auf — gewährt annähernd das Bild eines Schuttkegels, dessen Spitze eben bei Schneidhain, dessen Sohle bei Fischbach liegt und dessen Mittellinie nach SW gegen Fischbach gerichtet ist. Die Münster—Hornauer Bucht muß schon zur Zeit der ältesten Schotter bestanden und ihre Ausläufer, ihren Nordrand bis gegen Rupperts-hain und Rettershof vorgeschoben haben. In diese Verflachung schickte der Liederbach seine ältesten Schottermassen, die sich von rd. 320 m bei Schneidhain auf 290 m in der südlichen und westlichen Umgebung von Rettershof senken und bei Fischbach bis zu 250 m herabsteigen. Diese Verteilung macht es mir in hohem Grade wahrscheinlich, daß der Liederbach in seiner Fortsetzung über Fischbach hinaus nicht nach Süden oder Südosten, sondern nach SW anfangs gerichtet war und durch das heutige enge Tal Fischbach—Eppstein seinen Weg zum Schwarzbach nahm. Anscheinend hat sich aber dieser Lauf nicht lang halten können.

In Höhen von rd. 220 m ü. NN. treten östlich von Kelkheim weitere Schotter auf, die auf einen alten südlich oder sogar südöstlich nach Höchst und dem Main gerichteten ältern Liederbach hinweisen.

Eigenartig mutet es an, daß der untere Liederbach nach SO sich richtet, daß er nur wenig oder gar nicht in die alte Mainebene eingeschnitten ist, trotzdem er von Münster bis Höchst auf 7—8 km Länge über 100 m Gefälle besitzt und daß er endlich kaum eine Stufengliederung erkennen läßt. Diese Besonderheiten gelten übrigens auch für die andern Bäche des östlichen Taunus zum Main (Sulz-, Wester-, Ursel-, Kalbach usw.) und in den beiden letzten Punkten auch für deren Sammler, für die Nidda. Vorerst, d. h. vor einer neuen Spezialaufnahme kann auf eine ins Einzelne gehende Erklärung dieser, im Gegensatz zu den Taunustälern des Schwarzbaches und aller weiter westlich bis Rüdesheim in den Main und Rhein mündenden Bäche stehenden Erscheinung nicht näher eingegangen werden. Zweifellos steht sie in ursächlichem Zusammenhang mit der nachtertiären und sicher bis zum jüngern Diluvium, d. h. bis über die Mosbacher Sande hinausreichenden Senkung des Maintales (Mainebene im Mainzer Becken). Diese Senkung hat die Aufschüttung der Flußschotter verhindert, das Gefälle und die mechanische Kraft der Taunusbäche vermehrt und die Unterläufe zum Tiefsten (Graben) hingezogen, das etwa in der Linie Groß-Gerau—Frankfurt oder —Neu Isenburg, vielleicht auch am nördlichen Rand des Odenwaldes, verlaufen muß. Dieser Senkung entsprechend zeigt der untere Liederbach von Münster oder schon von Hornau ab bis Höchst eine eigentümliche Form und Ausdehnung, abweichend vom sonstigen Verhalten reiner Ausnagungstalungen. Ich habe schon früher darauf hingewiesen, daß die jungdiluvialen Läufe der westlichen Taunustäler außerhalb des alten Gebirges (Erbach, Kiedricher Bach, Walluf, Groroter, Dotzheimer und Salzbach) eine ausgesprochene südöstliche und ostsüdöstliche Richtung, dem heutigen Rhein entgegen, auf Mainz zu nehmen. Auch diese Tatsache kann nur ihre Erklärung in dem bis in die jüngere Diluvialzeit vorhandenen Mündungstiefsten oberhalb Mainz (Groß-Gerau—Frankfurt) finden.

Herr Schlossmacher berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen des Jahres 1919 auf Blatt Graevenwiesbach (G.-A. 68, Nr. 37).

Die geologischen Aufnahmen des Sommers 1919 erstreckten sich auf den SO-Teil des Blattes zwischen Rod am Berg, Riedelbach, Rod a. d. Weil, Gemünden, Niederlauken nnd Hundstadt. Das Gebiet liegt ausschließlich in der Zone der Unteren Coblenzschichten, deren Basis als Fortsetzung des von A. Fuchs angenommenen Sattels zwischen Riedelbach, Altweilnau und Merzhausen in mehrfach verworfenen Partien beobachtet wurde. Das allmähliche Verschwinden dieser Zone nach Osten zu scheint dem von A. Fuchs vermuteten Untertauchen der Sattelachse nach Osten zu entsprechen. Das übrige Untercoblenz ist ziemlich eintönig entwickelt, neben den vorherrschenden Tonschiefern mit ganz untergeordneten Einlagerungen von Quarziten, Sandsteinen und Grauwacken wurden in ganz verschiedenen Niveaus Zonen mit reichlichen oder überwiegenden derartigen Einlagerungen ausgeschieden. Die Porphyroide des aufgenommenen Gebietes liegen alle in der Nähe der Basiszone des Untercoblenz, entsprechen also dem Fuchs'schen Porphyroid α.

Außer zahlreichen untergeordneten, im allgemeinen NW—SO streichenden Verwerfungen wurde eine größere Störungslinie, die für die Oberflächengestaltung des Gebietes von größter Wichtigkeit ist, ungefähr in der Richtung der Linie Gemünden—Hundstall festgestellt.

Als Tertiär wurden am Ostrande des aufgenommenen Blattanteiles Sande und Lehme ausgeschieden, die in flachen Decken über dem alten Gebirge gelagert, dieses auf weite Flächen ganz verdecken und als Reste einer tertiären Verwitterungsfläche gedeutet wurden.

Herr M. Blanckenhorn berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse seiner Aufnahmen in den Jahren 1918 und 1919 auf den beiden Blättern Ziegenhain und Borken. G.-A. 68, Bl. 6 und G.-A. 54, Bl. 60.

Die schon im Sommer 1914 begonnene Aufnahme des Blattes Ziegenhain wurde zu Ende geführt und das nördlich anschließende Blatt Borken neu aufgenommen.

Die Untersuchungen erstreckten sich auf Palaeozoicum (Silur, Kulm, Oberen Zechstein), Trias (Buntsandstein und Wellenkalk), Tertiär (Oligocän, Miocän mit Basalten, Pliocän) und Quartär.

In den paläozoischen Ablagerungen am Westrand der beiden Blätter wurden Fossilien innerhalb der letzteren nirgends beobachtet. Bemerkenswert ist beim Zechstein die metasomatische Umwandlung des Dolomits in manganreichen Brauneisenstein, insbesondere weichen Manganeisenmulm, was bei Zwesten und Reptich Anlaß zu Bergbau gegeben hat. Daran knüpfen sich verschiedene mineralische Neubildungen wie Pyrolusit nach Manganit, Limonit, brauner Glaskopf, Magnesit, Baryt, Fasergips usw.

Im Mittleren Buntsandstein gelang es, an ebenso zahlreichen Plätzen beider Kartenblätter (im ganzen 170) das Vorkommen der Leitmuschel *Gervilleia Murchisoni* festzustellen, wie das früher auf fast allen benachbarten Blättern, Fritzlar, Homberg a. d. Efze, Rosenthal, Gilserberg, Schwarzenborn, Ludwigseck, Neustadt, Schrecksbach, Neukirchen und Niederaula, geschehen ist. So ermöglichte sich eine schärfere Scheidung dieser Abteilung des Hauptbuntsandsteins oder Gervilleiensandsteins (sm^1) sowol gegen den Untern Buntsandstein (su) als gegen die Bausandsteinzone (sm^2), was auch der genaueren Feststellung des Verlaufs der Verwerfungen sehr zugute kam. Abdrücke von *Estheria laxitesta* wurden nur an vereinzelten Stellen beobachtet.

An der Basis der Bausandsteinzone fand ich erneut auch an einer Stelle des Blattes Borken zweifellose Spuren der früher als *Arenicoloides* beschriebenen Wurmspuren, während die übrigen ähnlichen Furchenerscheinungen auf Schichtoberflächen allerdings auf Pflugschaar-, Eggenzacken- oder Wagenradritzung zurückgeführt werden mußten.

Die Mächtigkeit des Untern Buntsandsteins (su) im untersuchten Gebiet kann auf 80 m, die des Gervilleiensandsteins (sm^1) auf ca. 120 m, der Bausandsteinzone (sm^2) auf 150 m und des

Röt oder Oberen Buntsandsteins (so) auf höchstens 50 m geschätzt werden.

Vom Muschelkalk ist nur der Untere Wellenkalk bis zu den Terebratelbänken vertreten. Der einzige größere Steinbruch zur Gewinnung von Kalk zum Brennen bei Schlierbach erschließt die ganze Region der 2 Oolithbänke mit Wulstkalk und Ockerkalk dazwischen und mehreren sigmoidal zerklüfteten Lagen darüber. Das häufigste Fossil ist *Myophoria orbicularis*. Die an einem Steilabhang des linken Sehwalmufers auftretende Terebratelbank ist von *Encrinus*-Stielgliedern erfüllt ähnlich dem Trochitenkalk.

Die Tektonik des Grundgebirges wird von verschiedenen Bruchsystemen beherrscht. Der Buntsandstein findet seinen Anschluß an den Kulm und Oberen Zechstein teils in O—W- und SO—NW-Brüchen, deren Entstehung entweder in posttriassische Zeit fällt oder an denen, wenn sie schon älteren Datums sind und ihre Wände etwa als Anlagerungsfläche für den Buntsandstein dienten, doch noch nachträgliche (posthume) Bewegungen sich vollzogen.

Die Buntsandsteinzone zwischen dem alten Rheinischen Schiefergebirge (Kellerwald) und der niederhessischen Tertiärsenke von Ziegenhain—Borken—Gensungen ist durchzogen von langen S—N-, SSO—WNW- und SSW—NNO-Verwerfungen, die das terrassische Randgebiet in parallelseitige oder keilförmig zugespitzte Streifen zerlegen.

Rechtwinklig zu diesem Bruchsystem, das den staffelförmigen Abbruch zur Tertiärsenke hin bedingt, steht ein anderes im eigentlichen östlichen Senkungsgebiet, wo das Tertiär und Quartär vorherrscht und die Trias darunter nur strichweise heraustritt. Wir bemerken da wiederholte stufenförmige Einsenkungen in N—S-Richtung an westöstlichen Bruchlinien. Das spricht sich aus im Gegensatz der Ufer an der untern Schwalm, der untern Eder und der Ems, deren rechtes Ufer sanft ansteigt und kohlenführendes Tertiär mit Diluvialbedeckung aufweist, während das linke, steilere auch Spuren von Trias, aber schwächere Tertiärbildungen bietet.

An der untern Schwalm werden die Verhältnisse nun noch verwickelt durch das Dazutreten des Bruchsystems des Homberg—Lendorfer Grabens in der Richtung OSO—WNW. Dessen Muldentiefstes hätte man in der Verlängerung der Linien Mardorf—Berge—Lendorf etwa in den kleinen Muschelkalkvorkommen am Klapperberg und weiter unter Großenenglis zu suchen, seinem Südflügel würde das Rötvorkommen bei Singlis und Kleinenglis zufallen, seinem Nordflügel der Wellenkalk und Röt des Dosenbergs und Hungerbergs bei Uttenhausen und zwischen Kalbsburg und Rothhelmshausen (auf Bl. Fritzlar).

Das Tertiär des in Rede stehenden Gebiets beginnt mit dem mitteloligocänen Septarienton, dem sich nach oben an vielen Stellen unmittelbar, seltener nach einer Zwischenschaltung von Sandlagen noch der ebenfalls zum Mitteloligocän gerechnete Melanienton anschließt. So entstehen im ganzen über 50 m mächtige Tone mit weißen Kalkknöllchen (die großen Septarien sind ganz vereinzelt). Das Vorkommen dieses Mitteloligocäns beschränkt sich auf die Osthälfte des Blattes Ziegenhain und das SO-Viertel von Borken.

Der durch die Leitform *Leda Deshayesiana* wohl gekennzeichnete Septarienton ist namentlich in Einschnitten der Eisenbahn zwischen Station Ziegenhain Nord und Frielendorf und im untern Ohetal zwischen Gebersdorf und Verna gut aufgeschlossen, wenn man von kleinen oberflächlichen Vorkommnissen, z. B. am Kottenbergfuß, in Leimsfeld, an den Wasserwerken von Neuenhain und Stolzenbach absieht.

Der Melanienton mit seinen Einlagen von Limnaeenkalk wurde besonders zwischen Bahnhof Ziegenhain Nord und Rörshain, im Grenzebachtal zwischen Ober- und Niedergrenzebach, bei Leimsfeld, Wernswig, endlich zwischen Stolzenbach, Pfaffenhausen, Borken und Trockenerfurth im Umkreise der Domäne Marienrode fossilführend beobachtet. An einigen Punkten, so südwestlich Rörshain, im S von Neuenhain und nördlich Stolzenbach, im S und N des dortigen Kirchhofs ist der graue Ton ganz erfüllt von weißen zerquetschten Schalen von *Melanopsis Kleini*. Sonst ist

die zierliche *Melania horrida* das verbreitetste Fossil. Im Westende von Frielendorf sollen auch Dreyssensien gefunden sein. Limnaeenkalke gibt es besonders zwischen Ziegenhain und Rörshain, östlich von Dillich und im N von Pfaffenhausen, Cyrenen wurden auf dem südlichen Hang des Tals, das den Borkener Stadtwald im NW begrenzt, gesehen.

Dem wieder marin ausgebildeten Oberoligocän hatte ich 1915 in einem Nachtrage meines Berichts über meine ersten Aufnahmen auf Blatt Ziegenhain im Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt sowie Februar 1916 in einem in Marbung in der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften gehaltenen Vortrage: »Die Gliederung der Tertiärbildungen in Niederhessen, besonders auf den Blättern Gudensberg und Ziegenhain«, die über den Tonen des Mitteloligocän liegenden grüngelben bis blaugrünen tonigen Sande zugerechnet, welche sich durch ihren Gehalt an Glaukonitkörnern auszeichnen, der allerdings stellenweise verschwindend gering ist. Sie gehen nach oben regelmäßig in die gelblichen, gebänderten Sande des Miocäns mit quarzitischen und sandsteinartigen Verfestigungen über. Am schönsten sind diese tonreichen Grünsande entwickelt zwischen Schönborn und Leimsfeld auf einem Acker, der durch seinen moorigen Charakter und schwarze Farbe auffällt (wohl infolge des starken Tongehalts der dunkelgrünen Sande). Eine Schlämmanalyse mit der Bennigsen'schen Flasche ergab unter 100 Teilen nach der Schwere geordnet: 35 Teile mittel- bis feinkörnigen Sand mit zerstreuten grünschwarzen Körnern, 24 Teile dunkles Band aus Sand mit beigemischtem Humus und Torfresten, 35 Teile feinen Tonschlamm und 6 Teile hellgrauer Trübe. Die hier noch nicht gelungene mechanische Trennung der Glaukonitkörner von der übrigen Sandmasse wurde glücklicher erzielt bei einem andern Versuch mit dem besonders tonreichen Glaukonitsand vom linken Oheufer oberhalb der halbwegs zwischen Frielendorf und Verna gelegenen Brücke. Dabei wurden geschieden: unten 35 % Sand mit sehr wenigen Glaukonitkörnern, 3 % glaukonitreicher Sand mit deutlicher Anreicherung der Glaukonitkörner sowie großen Ockerkörnern; dar-

über scharf getrennt 18 % grauer Tonschlamm noch mit Lagen von glaukonitreichem Sand gemischt, endlich 46 % reiner Tonschlamm. Abgesehen von diesen beiden Hauptvorkommen sind die dunkelgrünen Glaukonitkörner gewöhnlich durch den Verwitterungsprozeß mehr oder weniger aufgelöst, so daß man sie erst nach einigem Bemühen in dem im ganzen grünlichgelben, z. T. rostig gefleckten oder gestreiften tonigen Sand festgestellt. In dieser Beschaffenheit finden wir das fragliche Oberoligocän zunächst als Untergrund des ganzen Dorfes Niedergrenzebach und von da zerstreut einerseits gegen SO bis zu dem v. NORMANN'schen Bohrloch am Rand des Kesselwaldes, wo man neuerdings über Septarienton: Melanienton (?), dann Grünsand und zuletzt grüngrauen Ton reich an *Cytherea incrassata* erschloß, andrerseits in der Richtung NW zum Bahnhof Ziegenhain Nord, nach N zum Verbrecherfriedhof am Kottenberg, nach NO zur Ruchmühle, endlich längs der ganzen Eisenbahnlinie zwischen Ziegenhain Nord und Gebersdorf, sowie am Westrande von Frielendorf. Auf dem Blatt Borken wurde dagegen noch keine Spur davon wahrgenommen, ebensowenig wie auf Blatt Homberg a. d. Efze.

Dem Miocän fällt, wie gewöhnlich in Hessen, auch hier eine größere Rolle in der Oberflächenverbreitung und in praktischer Hinsicht zu als dem Oligocän. Vier Abteilungen lassen sich im untersuchten Gebiet unterscheiden:

1. eine untere Abteilung vorherrschender Sande mit Quarziten,
2. eine höhere vorherrschender Tone bezw. mit Wechsel von Tonen, Sanden und Braunkohlen,
3. grobe Kiese, d. h. Sand oder Mergel und Ton mit groben Geröllen,
4. die Basalte und zugehörigen Tuffe.

Organische Reste lieferte bisher eigentlich nur die zweite Abteilung in Gestalt von wohlerhaltenen Pflanzenresten (Blätter, Nüsse, Samen, Lignit, Bastkohle) in den Flözen des Frielendorfer Tagebaus und von Süßwassergastropoden in dunkelgrauen Quarzitknollen von Obergrenzebach und in Schieferletten des Ringberges (Bl. Schwarzenborn).

Die Quarzitsande (1) haben die größte Verbreitung. Sie nehmen im Tertiärgebiet alle höheren Terrainteile ein, soweit solche von Basaltdecken noch frei gelassen sind. Die tieferen Beckenteile, so an der untern Schwalm bei Borken zwischen Arnsbach und Singlis und bei Frielendorf, werden von der vorherrschend tonigen Abteilung 2 eingenommen, welche allein abbauwürdige Braunkohlenlager birgt. Ihre Mächtigkeit kann in einzelnen Fällen, so in Bohrloch 1 der Gewerkschaft Arnsbach an der Straße Borken —Arnsbach, bis über 65 m anwachsen.

A) Die Schichtenfolge im Borkener Kohlenbecken ist durch 21 unplanmäßig verteilte Bohrlöcher und unterirdischen Bergbau, der durch Ersaufen frühzeitig zum Erliegen gekommen ist, nur ungenügend aufgeschlossen. Danach schwanken die Mächtigkeiten des einzigen Kohlenflözes (nahe der Basis der miocänen Abteilung 2) zwischen 6 und 13,2 m (letztere im Bohrloch 8 an der Schwalm zwischen Arnsbach und Kleinenglis), diejenigen des Deckgebirges zwischen 11 und 33,9 m. Im Verhältnis Decke zu Kohle gibt es Unterschiede von 1,1 bis 3,5 : 1. Im Mittel ist das Deckgebirge 21,6 m, das Flöz 9,96 m mächtig; es verhält sich also Decke zu Kohle = 2,2 : 1. Das Deckgebirge besteht zu 60 % aus schwerem, wasserundurchlässigem Boden. Die Kohle ist mulmig und enthält etwa 25 % Stückkohle. Der Aschengehalt ist verhältnismäßig hoch, er beträgt 8,36 % bei 49,22 % Wasser. Der Heizwert der Kohle ist mit 2816 W.-E. hoch, ebenso der Gehalt an flüchtigen Bestandteilen (30 %) und an Bitumen (10 %). Ein Ergebnis der Tiefbohrungen bestand in der Feststellung einer westlich Borken gelegenen Auswaschungszone des großen Borkener Kohlenbeckens, in welcher Kohle fehlt, wodurch also das Becken in 2 Teilmulden zerfällt, die Arnsbacher im W und die Gombether im O zwischen Borken, Gombeth und Singlis. Der erloschene Bergbau beschränkte sich auf die östliche Mulde.

B) Von geringerer Bedeutung ist das kleine Kohlenbecken zwischen Zimmersrode und Dillich an der Merre und Olmes am südlichsten Teil des Blattes Borken. Bei einer Brunnenanlage im S von Zimmersrode und einigen späteren Bohrlöchern hat man im

alluvialen Wiesengrund südlich Zimmersrode sowie angeblich auch zwischen Haarhausen und Dillich Spuren von Kohle angetroffen. Nähere Angaben über die Bohrergebnisse fehlen leider. Dafür bietet ein ganz neuer Aufschluß eines Quarzitbruchs im S von Zimmersrode auf dem linken Merreufer am Nordrand des Blattes Ziegenhain im zugespitzten Westeck des Grubenfeldes Halleluja ein interessantes Profil von oben nach unten:

2 m gelber Sand mit kleinen und großen Quarzitfindlingen,
0,10—12 m brauner Ton von der Farbe heller Braunkohle,
0,23 m schwarze erdige Farbkohle,
0,24 m braune Tonzwischenlage, sich auskeilend,
0,58 m schwarze, kohlige Farberde,
1,50 m gelber Sand mit eingelagerten Quarziten.

Hier liegen also Tone mit einem schlechten, zunächst noch unabbauwürdigen Kohlenflöz nicht bloß über Quarzitsand, sondern sind selbst noch von solchem bedeckt. Für diese Reihenfolge Quarzitsand über Braunkohle führenden Tonen haben wir ja in Hessen mehrfach Beispiele nicht bloß im Unteroligocän, sondern auch im Miocän, so bei Dagobertshausen auf Blatt Altmorschen, bei Gensungen—Rhünda auf Blatt Gudensberg und im südlichen Habichtswald auf Blatt Besse. Die kohlige Schicht (0,58 + 0,23 m) soll nach Aussagen der Arbeiter gegen W auskeilen und gegen O einfallen und an Stärke zunehmen, ebenso wie auch die andern Schichten. Eine kalorimetrische Untersuchung der farbkohleartigen Schicht im Laboratorium des Herrn Dr. Langbein zu Niederlößnitz bei Kötzschenbroda-Dresden ergab Folgendes: Die Rohprobe enthielt 26,62 % brennbare Substanz (11,46 C, 12,65 O, 1,93 H und 0,58 S), 57,40 % Asche, 15,98 % Wasser. Bei der Verkokung im Tiegel betrug die Koksausbeute 67,86 %. Der Brennstoff enthält daher 10,46 % fixen Kohlenstoff, 16,16 % flüchtige Bestandteile, 15,98 % Wasser, 57,40 % Asche. Was den Heizwert betrifft, so gibt 1 kg Gestein mit brennbarer Substanz angeblich nur 702 W.-E.

C) Ein drittes Miocänbecken mit kohleführenden Ablagerungen finden wir an der Landsburg östlich Schlierbach zwischen dem

Bausandstein des Bergfußes und dem Basalt des Gipfels. Die ehemaligen Aufschlüsse und Bohrungen am Nordrand des großen Basaltbruchs ergaben eine »vielfache Wechsellagerung von Kies, feinem, weißem Sand und Ton«. »Die Anordnung war in der Regel so, daß über Ton unmittelbar grober Kies lag, der nach oben dann allmählich in feinen Sand und schließlich wieder in Ton überging.« Die oberste Tonschicht führt auch dunkelroten Ocker. »Darauf legt sich ein etwa $^1/_2$ m mächtiges Flöz einer sehr erdigen Braunkohle, die selbst das unmittelbar Liegende des Basalts bildet.« Auf dem NO-, O- und SO-Abhang fand ich im Tertiär zwischen bunten Tonen und geröllführenden Sanden vielfach verbreitet 2—4 cm dicke Platten von fein- bis grobkörnigem, verschiedenfarbigem Eisensandstein mit oft reichlichem Roteisenbindemittel und auch konglomeratischem Eisensandstein mit Geröllen oder Knollen aus Rot- und Brauneisen. Auf einer Waldwiese im O der Landsburg soll man früher auch Eisenstein gewonnen haben.

D) Am Buschhorn bei Neuenhain soll in den tonig-sandigen Zwischenschichten zwischen dem dortigen untern Basalt und dem oberen porösen Dolerit früher mal Braunkohle gegraben sein.

E) Im östlichen Teil des Blattes Ziegenhain finden wir den braunkohleführenden Komplex von Tonen und Sanden entwickelt unter der Basaltdecke des Appelsbergs und Sendbergs. Am Nordhang des ersteren haben mehrere Bohrlöcher in den Grubenfeldern Dillich, Kiautschau und Todenhausen ganz schwache Kohlenflözchen vorgefunden.

F) Das bedeutungsvollste Vorkommen der zweiten Miocänabteilung ist jedenfalls die Frielendorfer Kohlenmulde auf dem rechten Oheufer. Da sie zum großen Teil auf Blatt Schwarzenborn entfällt, ist sie schon in den Berichten und den Erläuterungen dazu eingehend behandelt worden. Im W scheint sie von einer SO-Verwerfung abgeschnitten, die zwischen Spießkappel und Frielendorf der Ohe entlang streift und hier einen Gegensatz zwischen dem rechten, niedrigen, flachen Ufer mit dem ausgehenden oberen Flöz und dem linken Steilufer am Palmberg mit (? älteren) Quarzitsanden bedingt.

G) Im Orte Obergrenzebach birgt der dort unter dem Basalt vom Grenzebach angeschnittene Ton sehr harte, schwere, dunkelgraue Kieseleisensteinknollen, welche verschiedenartige Schneckensteinkerne von Süßwasserformen enthält, die noch ihrer näheren Bestimmung harren.

Den Abschluß der miocänen Sedimente nach oben, aber noch unter dem Basalt, gibt vielfach eine fluviatile Kiesschicht, bezw. Sand, Ton oder Mergel reich an Geröllen.

a) Deren mehrfaches Auftreten in der Südhälfte des Blattes Ziegenhain wurde schon im Jahrbuch der Geol. Landesanstalt für 1914, Band XXXV, II 3, Berlin 1916, S. 602ff. beschrieben.

b) Auf dem Abhang des rechten Oheufers, genau auf der Grenze der beiden Blätter Ziegenhain und Schwarzenborn zwischen dem Schachtebachhof und Ebersdorf folgen über 4 m bunten Tonen, die eine ähnliche schwarzbraune harte Kieseleisensteinbank mit Gastropodenspuren wie in Obergrenzebach einschließen, unter Vermittlung einer Ockerlage: 6 m Sand und Kies und darüber 3 m Basalt.

c) Auf der Wasserscheide zwischen Ohe und Olmes liegen unweit des Weges Verna—Stolzenbach sogenannte Mergelgruben. In einer lockern, bald vorherrschend sandigen, bald tonigen, bald mergeligen bis kalkigen Grundmasse sind Gerölle aller Größen aus Quarz, Muschelkalk aller Muschelkalkhorizonte, Braunkohlenquarzit und Limnaeenkalk reich an Schneckensteinkernen eingebettet. Diese rein klastischen Sedimente bilden an jener Stelle die oberste Miocänschicht und liegen den Quarzit führenden Sanden (der Abteilung 1) auf.

Basalt.

Basaltische Gesteine sind im östlichen Teil des Blattes Ziegenhain und im SO-Viertel des Blattes Borken, d. h. auf dem ganzen rechten Ufer der Schwalm, weit verbreitet. In der Marburger Dissertation von Wiegel: »Petrographische Untersuchungen der Basalte des Schwälmerlandes bis an den Vogelsberg 1907« erfuhren sie eine erste monographische Bearbeitung. Herr Professor Schwantke in Marburg hat sich zu einer Revision dieser Untersuchungen bereit erklärt, deren Ergebnis abzuwarten ist.

Bei der Verwitterung des Basalts kann in feuchten humusreichen Waldgründen durch oberflächliche Auflösung und nachträgliche Wiederausscheidung des Eisengehalts in gewisser Tiefe die Bildung von Brauneisenstein vor sich gehen in Form von Mulm, unregelmäßigen, schaligen Knollen und dünnen Bänkchen, die in der breccienhaften, buntgefärbten Erde zerstreut sind oder auch kurze Adern oder Schmitzen zusammensetzen. Solche Vorkommnisse der Umbildung von Basalt in Eisenstein, die ich früher bereits mehrfach im Knüllgebirge und der Homberger Gegend beobachtet hatte, sah ich bei Frielendorf in großer Verbreitung im Forst Neukirchen nordöstlich vom Forsthaus Kornberg im Waldbezirk 138. Längs des die Bezirke 138 und 141 trennenden, von NW nach SO gerichteten Forstweges findet sich eine Pinge oder Grube von 1—3 m Tiefe neben der anderen, wo man in einer frühgeschichtlichen Zeit nach Brauneisensteinen gegraben hat. Im nächstbenachbarten Talabschnitt im O der Hauptgruben sind auf der Wiese flache Halden mit kohlschwarzen Eisenschlacken und Asche. Hier hat man unter Benutzung des aufgestauten Wiesenwassers die Erze gewaschen, geröstet und geschmolzen. Die Frage bleibt, ob sich nicht eine Erneuerung dieser alten Erzgewinnung empfiehlt. Durch Schürfungen und chemische Prüfung einiger Erzproben könnte auch festgestellt werden, ob sich außer dem Eisenerz auch Bauxit vorfindet wie über den verwitterten Basalten des Vogelsbergs. Bis jetzt ist der Platz in bezug auf Eisenerz noch bergfrei.

Wie der Übergang des Untergrundbasalts nach oben in den eisenreichen Unterboden und dieser in den lehmigen Oberboden und Waldhumus sich vollzieht, ist an dem Bodenprofil zu ersehen, welches ich im August 1919 dort für das Bodenprofil-Museum der Preuß. Geologischen Landesanstalt entnahm.

Basalttuff.

Konglomeratischer, wohlgeschichteter Basalttuff findet sich nur in geringer Verbreitung als Mantel am Südfuß des basaltischen Sendbergs im Orte Todenhausen und am Westfuß des anschließenden Appelsbergs, dann als eine S—N gerichtete Zone am Zipfen-

kopf im S von Allendorf (a. d. Landsburg). Auf Blatt Borken baut er den spitzen Kegel des Leutebergs auf und erscheint in Spuren am Westfuß des nördlichen Buchenbergs östlich von Dillich.

Pliocän.

Ablagerungen, die man vorläufig dem Pliocän zurechnen kann, sind ausschließlich oder wenigstens vorwiegend auf dem linken Schwalmufer beobachtet worden. Diejenigen im Südteil des Blattes Ziegenhain wurden schon 1914 besprochen.

Auf Blatt Borken treffen wir sie, dem Laufe der Schwalm folgend, zunächst im Zentralteil des Plateaus zwischen Gilsa und Niederurff in Gestalt von weißem Feinsand, dunkelgelbem, sandigem Ton und hellgelbem, grobem Sand mit festen, eisenhaltigen Lagen, die als Eisenschalen überall herumliegen. Die Höhe über den benachbarten Talgründen des Michelbachs und der Schwalm beträgt 40—70 m. An der Randkante kommen unter der hier herrschenden Decke von altdiluvialen Schottern in einigen Kiesgruben mächtige, buntfarbige, gebänderte Sande im Wechsel mit Kiesen zum Vorschein, die man wohl ebenfalls dem Pliocän zurechnen muß.

In ähnlicher Weise sind auf dem kahlen, flachen, breiten Rücken zwischen der untern Schwalm und Eder in den zahlreichen tiefen Wasserrissen und Hohlwegen pliocäne Schichten unter diluvialen Schottern und Lehm entblößt. Es sind vorherrschend braune, gelbe und weiße Sande, graubraune und weiße Tone, auch rotbrauner Lehm, roter schiefriger Ocker und Eisensandsteinlagen entsprechend den Lendorfer Schichten auf Blatt Homberg a. d. Efze und bei Ascherode auf Blatt Ziegenhain. Die Reihenfolge der Schichten ist keiner Regel unterworfen. Organische Reste wurden nicht beobachtet.

Diluvium.

Die diluvialen Schotter steigen auf Blatt Ziegenhain auf dem linken Schwalmufer nördlich Dittershausen und westlich Schlierbach bis zu Höhen von 40 m über der heutigen Schwalm.

Auf Blatt Borken gehen sie westwärts ohne eine Abgrenzung in den verbreiteten Kellerwaldschutt Denckmann's von Blatt

Kellerwald über. Große Ausbreitung erlangen sie auf dem viereckigen Hochland zwischen der untern Gilsa und Urff. Hier in Verknüpfung mit dem beschriebenen unterliegenden Obertertiär, aber nicht auf den höchsten Plateauteilen, wo Lehmbedeckung und Pliocän allein herrschen, sondern an den Kanten und dem Abfall gegen S und O. Der Höhenunterschied gegen den heutigen Talgrund der Gilsa und Schwalm geht bis 45, ja 60 m.

Das gleiche gegenseitige Verhalten zwischen Schotter und Lehm läßt sich auf dem breiten Rücken, genannt Hardfeld, zwischen der untern Schwalm und Eder beobachten. Der größere Teil des Plateaus mit den höchsten Erhebungen wird von Lehm eingenommen, während die Schotter sich mehr auf die zur Schwalm neigenden Abhänge beschränken.

Der östliche Teil des Hardfeldes zwischen Singlis, Uttenhausen und Udenborn läßt einen zweistufigen Aufbau wenigstens auf seiner der Schwalm zugeneigten Südseite erkennen. An die breite, ebene Alluvialfläche schließt sich ein ganz sanfter, unmerklicher Anstieg, darauf ein steiler und wieder ein sanfter und steiler bis zur Hochfläche. Hier werden die beiden Steilabfälle mit den stumpfen Kanten von westöstlichen Schotterstreifen eingenommen, die sanfte ebenso wie die Höhe selbst von Lehm. Der Abfall zur Eder ist gleichmäßiger, breiter und bietet nur stellenweise ein schotterbedecktes, steileres Stück in der Mitte.

Bezüglich der Art der Gerölle kann man unterscheiden zwischen solchen westlicher Herkunft vom paläozoischen Schiefergebirge bezw. Kellerwald, die von linken Nebenflüssen der Schwalm, der Gilsa und Urff zugeführt sind, und solchen östlicher Herkunft aus den Gebieten des Buntsandsteins, des Mitteltertiärs und Basalts. Die Scheidung dieser 2 Schottergruppen ist an der Oberfläche nicht scharf. Die linksschwalmischen Gerölle greifen vielfach weit auf das rechte Ufer der Schwalm über, so z. B. an dem auch von der Eisenbahn am Bahnhof Zimmersrode überschrittenen Sattel nach O ins Merretal und unterhalb der Talenge von Kerstenhausen —Arnsbach deltaartig nach S gegen Trockenerfurth und Borken.

Der diluviale Lehm häuft sich namentlich mächtig an wind-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

geschützten Ostabfällen der Triasrücken. Auf beiden Kartenblättern konnte in den meisten besseren Aufschlüssen eine vertikale Zweiteilung in einen oberen hellgelben Lehm und einen unteren dunkelbraun- bis rotgelben erkannt werden, wenn es auch unmöglich war, eine Trennung horizontal zu verfolgen und auf der Karte zum Ausdruck zu bringen. Diese beiden Abteilungen dürften wohl dem sogenannten Jüngeren und Älteren Löß entsprechen. Der oberste Teil des Oberen Lößlehms ist gewöhnlich etwas dunkler, weil humos, sein tiefster Teil am hellsten und gleichzeitig durch Reichtum an Manganeisenknötchen ausgezeichnet. Der die Farbe des Lehms bedingende Eisen- und Mangangehalt ist dann in den Knoten fast ganz ausgeschieden. Auch der Tongehalt kann durch Abschlemmung entfernt sein, so daß ein feinsandiger Molkenboden entsteht.

4. Provinz Hannover und Braunschweig.

Herr Burre berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Kartierung auf Blatt Hameln, Gr.-A. 41, Nr. 49 im Sommer 1919.

Das bearbeitete nordöstliche Viertel des Blattes Hameln umfaßt den Ostabfall des Süntels und den Oberlauf der Hamel.

An dem Aufbau dieses Gebietes sind Schichten der Trias, des Juras, der Kreide, des Tertiärs und des Quartärs beteiligt.

Im Steinmergelkeuper, dem ältesten zutage tretenden Horizonte, überwiegen auch bis in die obersten Lagen hinein die bunten Partieen, gegen die die grauen Steinmergel mehr zurücktreten.

Das Rät zeigt die im östlichen Westfalen und südlichen Hannover übliche Ausbildung als gelbliche Quarzite und dunkle Schiefertone.

Vom Lias konnte der Posidonienschiefer westlich von Flegessen nachgewiesen werden; die im Hangenden auftretenden grauen, mergeligen, geodenreichen Tone dürften zu den Jurensisschichten zu stellen sein.

Der mittlere und der obere Dogger zeigen in Form von dunklen

z. T. etwas sandigen Schiefertonen, gegen die die Kalksandsteine des Cornbrash steile Hänge und Kuppen bilden, die gleiche Ausbildung wie am westlichen Wesergebirge. Nur der Eisengehalt des Cornbrash scheint geringer zu sein.

Von dem ziemlich weite Flächen einnehmenden Malm konnten außer den Hersumer-Schichten und den obersten Purbeckkalken sämtliche Horizonte nachgewiesen werden. Das Fehlen der ersteren ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Korallenoolith und Kimmeridge zeigen die gleiche Ausbildung wie am Wesergebirge. Nur die Mächtigkeiten sind z. T. erheblich geringere. So sind die nach v. See[1]) an der Porta mehrere Meter mächtigen feinkörnigen Sandsteine, die die Grenze von Unterem und Mittleren Kimmeridge bilden, nur noch wenige Dezimeter stark.

Soweit die ziemlich schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, sind die beiden Stufen des Portland, Gigas-Schichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke, petrographisch und faunistisch so gleichmäßig entwickelt, daß eine Trennung in zwei Horizonte für die dortige Gegend nicht ganz gerechtfertigt erscheint. Gleiche Verhältnisse sind von Schöndorf[2]) aus den nordöstlich gelegenen Teilen des Deisters und von Oertel[3]) aus dem nordwestlich anschließenden Gebiete zwischen Deister und Süntel beschrieben.

Gigas-Schichten und Plattenkalke treten am Nordrande des Süntels in der Gegend von Hamelspringe und am Südrande nördlich und nordöstlich von Welliehausen auf, letztere außerdem noch an der Nordostecke des Blattes. Aufschlüsse sind nur in einem Hohlwege nördlich von Welliehausen und am Nordhang des Süntels in einigen Wasserrissen vorhanden, wo jedoch meist nur die festeren Bänke gut zu sehen sind. Am Nordostrande des Blattes Hameln, wo man schon in das Gebiet des Deisters kommt,

[1]) v. See, Geologische Untersuchungen im Weser-Wiehengebirge bei der Porta westfalica. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXX.

[2]) Die Schichtenfolge des Oberen Jura am Samkeweg bei Springe. Siebenter Jahresber. Niedersächs. geol. Ver, S. 107. 1914.

[3]) Die geologischen Verhältnisse des Deister und Süntelgebietes der Gegend von Lauenau. Fünft. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., S. 84. 1912.

ist man ganz auf die auf den Feldern umherliegenden plattigen Kalke angewiesen.

Die Grenze der Gigas-Schichten gegen den Oberen Kimmeridge wurde an die Unterkante der grauen bis graublauen, braun verwitternden, festen, bankigen, untergeordnet auch plattigen Kalke gelegt, die über den mergeligen Schichten des Oberen Kimmeridge folgen und gegen die sie eine deutliche leicht zu verfolgende Geländekante bilden. Diese Bänke scheinen nur eine Mächtigkeit von wenigen Metern zu besitzen und nach oben in graue Mergel mit Einlagerungen von Kalkbänken überzugehen. An Fossilien enthalten sie vor allem *Corbula inflexa* A. Römer und *Ostrea multiformis* Dkr. und Koch, von denen meist jedoch nur Bruchstücke erhalten sind. Daneben kommt aber vereinzelt noch *Exogyra virgula* Defr. vor.

Die Grenze gegen die Eimbeckhäuser-Plattenkalke ist sehr unscharf, da sie weder mit einem deutlichen faciellen noch faunistischem Wechsel verbunden ist. Sie wurde dort gezogen, wo die kalkigen Einlagerungen in größerer Zahl und in der für diesen Horizont charakteristischen Form aufzutreten beginnen. Damit ist an einigen Stellen eine schwache Geländewelle verbunden. Darüber folgt eine Wechsellagerung meist grauer und untergeordnet gelber Mergel mit plattigen Kalken, und erst in den oberen Partieen tritt wieder eine Häufung der Plattenkalke ein, die bisweilen eine zweite, wenig ausgeprägte Geländestufe bedingt. An Versteinerungen wurde nur *Corbula inflexa* A. Römer gefunden.

Die gesamte Mächtigkeit des Portlands beträgt etwa 30—35 m, wovon ungefähr 20 m auf die Gigas-Schichten entfallen.

Von den Schichten des Purbeck zeigt der Münder-Mergel eine besondere Ausbildung. Nach dem oberflächlichen Auftreten kann man zwei Verbreitungsgebiete unterscheiden, die auch hinsichtlich der Mächtigkeit von einander verschieden sind, einmal das klassische Gebiet in und östlich der Stadt Münder und zweitens die Vorkommen am Süntel, die durch das mit Quartärschichten bedeckte Hameltal von einander getrennt sind. Doch ist mit Sicherheit anzunehmen, daß auch hier der tiefere Unter-

grund aus Münder Mergel besteht, daß also ein zusammenhängendes Gebiet vorliegt.

In der Gegend von Münder ließ sich auf Grund der verschiedenen petrographischen Ausbildung eine Teilung in eine untere aus vorwiegend roten mürben und eine obere aus grauen festen Steinmergeln bestehende Abteilung durchführen. Letztere bilden gegen das Liegende eine stellenweise sehr steile Geländekante, wie sie namentlich am Oster- und Ohrenberge deutlich in Erscheinung tritt. Diese Gliederung war am Süntal nicht möglich, vor allem weil hier der Münder Mergel meistens von dem stellenweise sehr mächtigen Abhangsschutt des Wealdensteins verdeckt ist, und nur in einzelnen tief eingeschnittenen Wasserrissen und den Ziegeleigruben am Nordostrande sichtbar ist. Dazu kommt noch, daß am Südrande des Süntals die Mächtigkeit auf 10—20 m sinkt, während sie nach einer Bohrung in der Stadt Münder über 150 m betragen soll.

Im nordöstlichen Teile des Blattes Hameln bestehen die tieferen Lagen der Münder Mergel, deren Grenzschichten gegen die Eimbeckhäuser Plattenkalke nirgends aufgeschlossen sind, aus tiefroten, keuperähnlichen Mergeln, die meist eine Verflachung im Gelände bedingen. Sie verwittern zu einem schweren Tonboden. Hauptsächlich treten sie am Fuße des Osterberges und weiter nördlich in einzelnen aus den Quartärschichten herausragenden Partieen zutage. Am Nordostrande von Münder treten in ihnen auch gelbe Mergel auf.

Über die Zusammensetzung der tieferen Lagen im Untergrunde der Stadt sind wir durch einige Bohrungen unterrichtet, bei denen nach Struckmann[1]) »abwechselnde Lagen von Mergel, Mergelgips und reinem Gips durchfahren sind, ohne jedoch auf Steinsalz zu stoßen.«

Aus diesen Schichten stammen auch die Sol-, Schwefel- und Stahlquellen, denen das Bad Münder seine Entstehung verdankt.

Der obere Horizont der Münder Mergel ist aus ziemlich festen,

[1]) Struckmann, Die Wealdenbildung der Umgegend von Hannover. 1878.

hellgrauen bis grünlichen steinmergelartigen Schichten, die zu einem feinen Grus zerfallen, aufgebaut. In den oberen Lagen treten einige graue bis graubraune, feinkörnige plattige Kalkbänke auf, die z. T. ganz mit Cyrenenschalen erfüllt sind. Aufgeschlossen sind diese Schichten vor allem an dem tiefen Einschnitt der Eisenbahn nach Hannover am Osterberge. Ferner bilden sie den kleinen Rücken westlich des Bauernhofes Ramena und den Nordwesthang des Katzberges.

Am Süntel ist die petrographische Ausbildung der Münder Mergel eine ähnliche bis auf die schon erwähnten anderen Mächtigkeitsverhältnisse. Namentlich sind die roten Mergel, die auch hier in den tieferen Partieen liegen, viel weniger mächtig aber von etwas größerer Festigkeit. Sie wurden in zwei Wasserrissen am Nordrande des Süntels in einer Stärke von wenigen Metern festgestellt. An sie schließen sich hier gelbe und bunte Mergel. Ferner wurden mürbe mehr weinrote Mergel beim Bau des neuen Wasserstollens nördlich von Klein-Süntel zutage gefördert. Häufiger und offenbar die Hauptmasse des Münder Mergels darstellend, sind die hangenden grauen und graubraunen Äquivalente der Steinmergel, wie wir sie aus der Gegend von Münder kennen gelernt haben. Aufgeschlossen sind sie vor allem in den Ziegeleigruben am Nordrande des Süntels. Dort kommt in ihnen eine etwa 30 cm starke Bank eines sandigen, im frischen Zustande graublauen, bräunlich verwitternden Kalkes vor. In dem erwähnten Stollen wurden auch graue, von den Bergleuten dort Klotzmergel genannnte, Steinmergel durchfahren.

Der Serpulit, der aus abwechselnden Lagen bankiger bis plattiger Kalke, die zum großen Teil ganz aus den Röhrenbruchstücken der *Serpula coacervata* Blum. aufgebaut sind, und dunklen Schiefertonen besteht, wird unmittelbar vom Wealden überlagert. Die Süßwasserkalke des oberen Purbeck sind nicht zum Absatz gelangt.

Die mächtige Schichtenfolge des Wealden, der nächst dem Diluvium die größten Flächen des Gebietes bedeckt, wurde in Unteren Wealdenschiefer, Wealdensandstein und Oberen Wealdenschiefer gegliedert.

Im Unteren Wealdenschiefer ist die Schichtenserie zusammengefaßt, die sich in Gestalt von dunklen schiefrigen Tonen und grauen Mergeln mit geringen Kalk- und Sandsteineinlagerungen zwischen den festen Bänken des Serpulits und denen des Wealdensandsteins findet. Der Übergang zu letzterem ist ein allmählicher und besteht aus einem Mächtiger- und Häufigerwerden der Sandsteinbänke. Da dieses an verschiedenen Stellen in ganz verschiedener Höhe über die Unterkante der Unteren Wealdenschiefer erfolgt, schwankt die Mächtigkeit dieser Schichten sehr, etwa zwischen 30—60 m.

Der Wealdensandstein besteht vorwiegend aus gelben feinkörnigen, stellenweise etwas konglomeraten Sandsteinen, zwischen denen wenig mächtige dunkle Schiefertone z. T. mit Kohlenflözen vergesellschaftet, eingeschaltet liegen. Von diesen sind fünf abbauwürdig und die Veranlassung zu dem früher sehr regen Bergbau gewesen, der nach langer Pause jetzt wieder in Angriff genommen wird. Die Mächtigkeit des Wealdensandsteins beträgt etwa 150—180 m.

Der Obere Wealdenschiefer ist durch dünnplattige Schiefertone vertreten, die meist ganz mit Cyrenenschalen erfüllt sind.

Das Neokom tritt als grauer plastischer Ton auf.

Tertiäre Schichten, deren genaues Alter aber nicht bekannt ist, sind aus der dortigen Gegend nur durch eine Bohrung bei der Rahlmühle bekannt geworden[1]).

Als älteste diluviale Schichten treten Schotter und Sande auf, die in zahlreichen Gruben aufgeschlossen sind, da sie als Bausand und Betonkies sehr geschätzt werden. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt auf dem linken Ufer der Hamel in und nördlich des Dorfes Neustadt, wo sie den von diesem Orte nach Nordosten sich hinziehenden Bergrücken zusammensetzen. Hier sind die vorwiegend als grobe Schotter entwickelt, deren meist wohlgerundete Gerölle Kopfgröße und vereinzelt auch erheblich darüber erreichen. Die Hauptmasse bilden jedoch die kleineren Stücke mit den viel-

[1]) Scholz, Über die geologischen Verhältnisse des Süntels und anstoßenden Wesergebirges. Erster Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., S. 80. 1908.

fach eingeschalteten größeren und kleineren Partieen scharfer Sande. Bisweilen sind die Kiese durch ein kalkiges Bindemittel zu sehr festen Blöcken und Bänken verkittet. Die Lagerung ist teils ziemlich regellos, teils wohlgeschichtet mit bisweilen steiler Diagonalschichtung. Ihrer Herkunft nach sind die Kiese zu einem reichlichen Drittel nordischer Natur, vertreten durch Granite, Porphyre, Gneise, Feuersteine usw., fast ein weiteres Drittel ist Buntsandstein, und der Rest verteilt sich auf andere einheimische Gesteine, von denen vor allem solche des Muschelkalkes und des Malms in Frage kommen. Dazu treten noch Ton- und Mergelstücke älterer Juraschichten und des Keupers. Ganz vereinzelt kommen auch Gerölle vor, die an Porphyre aus dem Thüringer Walde erinnern. Eine gleiche Ausbildung zeigen die Schottervorkommen nordwestlich der Rahlmühle, von denen aber nur der südlichste Zipfel in den Bereich des Blattes Hameln fällt. Fast rein sandig sind diese Schichten bei dem Vorwerk Theensen ausgebildet. Daß die Verbreitung dieser Schotter und Sande unter der Lößdecke eine größere ist, beweisen einige kleinere inselartig aus dem Löß hervorragende Vorkommen.

Für die Deutung der Entstehung und des Alters dieser Bildungen liegen innerhalb des bearbeiteten Gebietes nur wenig Anhaltspunkte vor. Jedoch führt die Hinzuziehung und der Vergleich mit den weiter südlich am Unterlauf der Hamel und der nördlich schon auf dem anstoßenden Blatt Lanenau gelegenen gleichartigen Bildungen zu einem besseren Ergebnis. Die Dütberge bei Rohrsen bestehen nämlich gleichfalls aus derartigen Schottern und das Vorkommen bei der Rahlmühle findet nach Norden seine Fortsetzung in einer ziemlich hohen Hügelkette, deren einzelne Kuppen die Namen Eilenberg, Schieferbrink und Hottenbrink führen, und die sich ziemlich unvermittelt in dem breiten Tale zwischen Deister und Süntel erheben. Aus der Mischung von nordischem und südlichen Material —, denn die Buntsandsteingerölle können nur aus dem Süden gekommen sein, da ja im Norden kein Buntsandstein mehr zutage tritt —, ergibt sich, daß sich an dem Zusammentragen der Kiese sowohl Flüsse

wie Gletscher beteiligt haben. Als Fluß kommt nur die Weser in Betracht, oder ihr diluvialer oder vielleicht auch präglazialer Vorläufer, denn ihre alten Terrassen führen stets Buntsandsteingerölle. Im Einklang damit würden auch die an Thüringerwald-Porphyre erinnernden Stücke stehen.

Die Frage ist nun die: Sind die Schotter in ihrer heutigen Zusammensetzung und Lagerung von Flußwässern abgesetzt —, der Gehalt an nordischem Material würde dann auf eine frühere Eiszeit zurückzuführen sein —, oder sind die alten Buntsandsteingerölle durch Gletscher aufgearbeitet und mit nordischem Material durchsetzt? In diesem letzten Sinne hat sich Grupe[1]) ausgesprochen, der die Dütberge als Endmoränen der zweiten Vereisung, als lokale Stillstandslagen des Eisrandes auffaßt. Analog kann man die weiter nördlich gelegenen Schotter als vorübergehende Ruhelagen des Eisrandes ansehen; dafür spricht auch die verschiedene Höhenlage der Kiese, die von 95 m bei den Dütbergen und 186 m im Eilenberge schwankt. Nicht recht im Einklang damit ist zu bringen, daß bei dem Vorwerk Theensen die Sande von Geschiebemergel, der der zweiten Vereisung zuzurechnen ist, überlagert werden. Daraus könnte man auf ein höheres Alter der Schotter schließen; diese eine Stelle scheint mir jedoch nicht hinreichend beweiskräftig zu sein, um daraus derartig weitgehende Schlüsse zu ziehen. Sonst werden die Schotter stets unmittelbar von Löß überlagert, was auf eine weitgehende Denudation vor dem Absatze dieser Bildung hinweist.

Die Ausbildung der übrigen diluvialen Bildungen, Geschiebemergel, Löß, Schuttkegel und Abhangsschutt des Wealdensandsteins, und des Alluviums zeigt keine Besonderheiten.

Tektonisch stellt das östliche Ende des Süntels eine nahezu allseitig geschlossene Mulde dar, deren Längserstreckung von NNW nach OSO verläuft. Durch eine im Muldentiefsten verlaufende streichende Verwerfung, deren Sprunghöhe nach Osten zunimmt, zerfällt die Mulde in zwei nahezu gleichgroße Hälften.

---

[1]) Blatt Kirchohsen. Erläut. geol. Spezialk. Preußen, Lief. 182.

Der Nordflügel zeigt abgesehen von einigen streichenden und quergehenden Verwerfungen, einen ziemlich regelmäßigen Bau. Der Südflügel dagegen ist stark gestört. Hier haben wir die nördlichen Teile der Abbruchstaffeln des weiter südlich gelegenen Hameln-Holtenser Triassattels zur Wealdenmulde des Süntels vor uns.

Herr Haack berichtet über die Aufnahme auf Blatt Iburg. Nur das Gebirge wurde einstweilen untersucht. In der Nordhälfte des Blattes zieht der Osning hindurch, in der Südhälfte liegt zwischen Rothenfelde und Laer der einfache Sattel des Kleinen Berges, durch eine quartäre Ebene vom Osning getrennt. Lediglich Jura und Kreide beteiligen sich am Aufbau dieser Gebirgsteile.

Die Juraformation.

Es ergab sich eine größere Verbreitung des Juras, als nach den bisherigen Karten und der Literatur zu erwarten gewesen wäre, und es zieht sich ein, allerdings auf größere Strecken durch Quartär verhüllter, im großen und ganzen als Sattel anzusehender Streifen vom Westende des Blattes bis zu seinem Ostende hindurch. Hierin sind zwar alle drei Stufen vertreten, die beiden unteren jedoch nur selten aufgeschlossen. Wie im benachbarten Osning-Abschnitt bei Hagen[1]) ist auch hier der Kimmeridge vorwiegend in keuperähnlicher Facies ausgebildet und wurde darum bislang mit Münder Mergel verwechselt (Herrenrest und Hankenberger Bahneinschnitt). Auch die Gigas-Schichten sind wie bei Hagen entwickelt. Die bis dahin bekannten Vorkommen wurden als Serpulit angesehen. Der wirkliche Münder Mergel ist nicht rot, sondern überwiegend grau gefärbt. Er besitzt große Mächtigkeit, ist aber nur selten aufgeschlossen. Ebenso fehlt der Serpulit keineswegs, nur besteht auch er zur Hauptsache aus Ton und Mergel[2]) mit nur ganz untergeordneten festeren

[1]) W. Haack, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Dies. Jahrb. f. 1908, Bd. 29, Teil I, S. 493—495. 1909.

[2]) C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh—Oesede, sowie zur Frage des Alters der norddeutschen Wealdenbildungen. Ebenda f. 1893, Bd. 14, S. 158—179. 1894.

Einlagerungen von Serpelkalken und Stromatolithen[1]), wie das überhaupt für den westlichen Osning zu gelten scheint.

Die Kreideformation.

Im Wealden erwiesen sich die »Blausteine« als der unteren Abteilung zugehörig.

Der Osningsandstein im Zuge Heidhorn—Urberg—Hohnsberg zeigt auf große Strecken stark reduzierte Mächtigkeit und zugleich bessere Schichtung als in der Dörenberggruppe. Bei meist steiler Lagerung ist sein Ausstrich oft außerordentlich schmal. Am Ostende, im Hankenberger Bahneinschnitt ist seine Hauptmasse wahrscheinlich Unteres Albien. Im fossilarmen Flammenmergel fand sich ein *Hoplites Renauxianus* d'Orb. Das Cenoman ergab nichts besonderes. Der Labiatuspläner ließ eine untere festere, daher kantenbildende Abteilung mit dunklen Mergelkalken und Mergelschiefern, ganz zu unterst mit roten Mergeln (»Rotpläner«) und eine obere weichere erkennen.

Während im Turon »Grünsandbänke« nur von der Oberkante des Scaphitenpläners bekannt waren (»Grünsand von Rothenfelde«), zeigten sich solche auch noch in mehreren tieferen Niveaus. Doch soll darüber an anderer Stelle berichtet werden. Eine Bank körnigen Kalkes mit freilich nur ganz schwachem Glaukonitgehalt läßt sich sogar von Lengerich her bis nahe an die Ostgrenze des Blattes Iburg verfolgen. Sie liegt an der Grenze Labiatuspläner—Brongniartipläner. Das jüngste Gebirgsglied, der Cuvieripläner, ist am Kleinen Berge vertreten. Wenn man aber mit Elbert den Rothenfelder Grünsand als Grenzschicht zum Scaphitenpläner ansieht, was mir nicht genügend begründet erscheint, muß man auch noch einen Teil des Pläners in der Osning-Kette zum Cuvieripläner rechnen. Wo der Grünsand fehlt, ist die Abtrennung wegen der Einförmigkeit des Gesteins mißlich.

Schichtlücken und Diskordanzen.

Schichtlücken zeigen sich bereits im Oberen Jura. Sie sind zum

[1]) W. Haack, Bemerkungen zu den Stromatolithen Kalkowsky's. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 61, S. 221—223. 1909.

Teil, wie ich an anderer Stelle darlegen werde, m. E. auf schwache orogenetische Vorgänge zurückzuführen. Von größerer Bedeutung sind aber diejenigen an der Basis des Osningsandsteins. Sie ließen sich sowohl in der Dörenberggruppe wie am Hohnsberg—Limberg —Laer Egge nachweisen. Die früher von Hagen geschilderte Erscheinung ist also keineswegs auf die dortige Gegend beschränkt. Am Dörenberg liegt der Sandstein, bezw. der »Neokomton« auf Gigas-Schichten, so daß mehrere 100 m fehlen müssen. Auch ist hier nicht nur eine Diskordanz, sondern auch eine alte Verwerfung festzustellen.

Tektonik.

Abweichend vom »Normalprofil des Osnings« (STILLE) ist die Kreide bei Iburg auf beiden Flügeln des Sattels vertreten, auf dem Nordflügel allerdings ohne Cenoman und Turon. Dementsprechend ist der Verwurf an der Osningspalte verhältnismäßig gering. Aber auch hier bleibt der Nordflügel im allgemeinen der höhere und auch die Überkippung des Südflügels ist noch vielfach festzustellen. Im Steinbruch am Hilterberge (auf der Karte fälschlich Hell-Berg) kann man sogar den Übergang von der Überkippung zum flachen Südfallen unmittelbar an den Bänken des Cenomankalks im Querschnitt beobachten. Vor allem ist von ihr der Wealden des Limberges betroffen. Da sie früher nicht erkannt wurde, hielt man dieses Vorkommen für den Südflügel einer Mulde, deren Nordflügel der flacher südlich fallende Wealden von Ösede sein sollte. Es ist jedoch weder eine Mulde noch ein Sattel vorhanden, auf alle Fälle aber werden die beiden Flügel durch die Osningspalte von einander getrennt, die Kohlenflöze können also nicht im Zusammenhang stehen.

5. Provinz Sachsen.

Herr O. v. LINSTOW berichtet über das Auftreten dreier verschiedenaltriger Moränen in der Gegend von Eilenburg und Düben (Mulde), Prov. Sachsen (Aufnahmen des Jahres 1919).

Über dem Tertiär — limnischem Miocän — treten als älteste Glieder bei dem Dorf Pressen in einer ganzen Anzahl von Gruben

recht grobe Kiese auf, die ganz ausschließlich aus Milchquarz und Kieselschiefer bestehen; jede Beimengung nordischer Elemente fehlt vollkommen.

Das Alter dieser Bildungen ist durchaus unbestimmt. Rechnet man das Tertiär (subsudetische Braunkohlenformation) zum Untermiocän, so kann diesen Kiesen ein mittelmiocänes bis präglaziales Alter zukommen.

Nordwestlich von Eilenburg ist eine Grundmoräne in gewaltiger, viele Geviertkilometer umfassender Fläche fast lückenlos entwickelt, die die normale, geringmächtige Entkalkung ($^1/_2$—$2^1/_2$ m) zeigt und die ich demnach für Oberen Geschiebemergel halte, d. h. für die Grundmoräne der jüngsten Vereisung. Diese Platte beginnt westlich der Stadt Eilenburg, zieht sich in nordwestlicher Richtung über Rödgen, Naundorf, Krippehna und Göritz hin, doch ist ihr Westrand bisher noch nicht festgestellt.

Der im Jahre 1914 vor dem Feinde gebliebene Dr. W. Frank hatte nordwestlich von Hainichen am Westrand der Mulde durch sorgfältige Untersuchungen gezeigt, daß diese eben erwähnte Moräne an ihrem nördlichen Rand von Sanden und Kiesen unterlagert wird; die Moräne verschwindet alsbald gänzlich, und es finden sich nur noch sandige Kiese oder stark kiesige Sande (Gegend von Zschepplin).

Bei der Fortführung dieser Arbeiten stellte sich dann heraus, daß sich die Unterlagerung der Grundmoräne durch Kiese überall am Nordrand des Geschiebemergels als ein geschlossenes Band verfolgen läßt, das bis 1 km Breite und mehr mißt; stets wurden mittels Handbohrung unter der Grundmoräne sandige oder kiesige Elemente angetroffen.

Der Zusammensetzung nach handelt es sich bei diesen Kiesen um sogen. gemischtes Diluvium, d. h. es finden sich sowohl nordische Komponenten wie einheimische. An nordischen Geschieben seien skandinavische Granite, Gneisse, Diabase, Dalaquarzite, Elfdalener Porphyre, Scolithus-Sandsteine, Feuersteine der Kreide, ganz vereinzelt auch tief paleocäne Puddingsteine angeführt; an solchen südlicher Herkunft sind Kieselschiefer, vor allem Milch-

quarze (70—85 %), zu nennen, die zum größten Teil umgelagerten »oligocänen« Kiesen des erzgebirgischen Beckens entstammen dürften. Reishauer[1]) führt im einzelnen noch an: Granulite, Gneisse, Phyllite, Phyllitquarze, Leisniger, Rochlitzer und andere Porphyrtuffe, sowie Grimmaer, Rochlitzer und Leisniger Quarzporphyre, Grauwackengerölle, Tone, oberkarbonische Konglomerate und Sandsteine.

Nordische Kalkgeschiebe des Silurs und der Kreide fehlen, wie es scheint, gänzlich, sie werden bei dem langen Transportweg und ihrer geringen Härte wohl sämtlich aufgearbeitet worden sein. Was man an Kalksteinen hier etwa vorfindet, dürfte ausschließlich gebrannter Wellenkalk sein, der von Bennstedt bei Halle stammt und zum Düngen dient.

Bei dem Verhältnis der nordischen zu den einheimischen Bestandteilen ist zu erwähnen, daß die südlichen vor den nordischen ganz erheblich vorwalten; erstere machen mindestens $^3/_4$ der Masse aus.

Diese Kiesdecke wurde nun im Jahre 1919 weiter verfolgt, sie zieht sich in einer Breite von $3^1/_2$—5 km parallel der Mulde hin und taucht nach NO unter jungglazialen Talsand unter. Die tischebene Lagerung, das gleichsinnige, nach NW zu gerichtete Gefälle und die Anlehnung an das Muldetal sprechen dafür, daß hier eine alte Muldeterrasse vorliegt, die demnach ein interglaziales Alter besitzt. Das Gefälle beträgt nordwestlich von Zschepplin in der Richtung auf Badrina zu etwa 1 : 580 bis 1 : 600, das des jungglazialen Talsandes von Zschepplin bis Düben beiläufig 1 : 844, das der Mulde ebenda 1 : 2111, so daß jenes starke Gefälle der Muldekiese durchaus mit der groben Beschaffenheit der Komponenten, wie man sie hier vorfindet, übereinstimmt; derartige Kies- und Geröllagen konnten nur bei stärkerem Gefälle fortbewegt werden.

Von großer Bedeutung ist es, daß an zahlreichen Stellen in diesen fluvioglazialen Bildungen kleine oder größere Flächen auf-

[1]) H. Reishauer, Das Diluvium der Leipziger Tieflandsbucht und die Eiszeit. Jahresber. d. Lehrervereins f. Natk. Landesv. Sachsen f. 1912, 1. Jahrg., Dresden.

treten, in denen unter diesen Kiesen abermals eine Grundmoräne vorhanden ist. Ja, an vereinzelten Stellen tritt diese eingeebnete Grundmoräne selbst flächenhaft zutage; die größte Partie befindet sich zwischen Zschepplin und Hohenprießnitz, führt hier auch an zwei Stellen in etwa $1^1/_2$ m Tiefe noch kohlensauren Kalk.

Würden diese Lehmflächen ausschließlich als solche zutage treten ohne Verbindung mit überlagerndem Sand und Kies, so könnte man berechtigt sein, sie als zerstörte Fetzen und Überreste derselben, nordwestlich von Eilenburg in größter Verbreitung auftretenden Grundmoräne anzusprechen, aber es finden sich, wie oben erwähnt, zahlreiche größere und kleinere Partien von Grundmoräne, die unter den Muldekiesen liegen. Da nun, wie oben dargestellt ist, die gesamten Muldekiese von Oberem Geschiebemergel überlagert werden, sie selbst aber wiederum eine Grundmoräne bedecken, so kann es sich nur um zwei verschiedenaltrige Grundmoränen handeln, die durch die — interglazialen — Muldekiese getrennt werden.

Hinsichtlich der Mächtigkeit unterscheiden sich die beiden Grundmoränen etwas. Der Obere Geschiemergel mag eine ganze Anzahl von Metern stark sein, die tiefere Moräne mißt dagegen, soweit er in dieser Gegend untersucht wurde, nur $^1/_2$—$1^1/_2$ m, größere Mächtigkeiten wurden kaum beobachtet.

Von großer Wichtigkeit ist, wie gleich gezeigt wird, die Zusammensetzung der beiden Moränen. Sie enthalten ähnlich wie die sie trennenden Kiese gemischtes Diluvium, bei dem ebenfalls die südlichen Bestandteile ganz erheblich überwiegen.

Aufschlüsse sind in den Muldekiesen hier und da vorhanden, so sind sie am Nordrand des Dorfes Krippehna unter teilweiser Überdeckung durch Geschiebelehm erschlossen; nordöstlich von Lindenhayn ist ein neuer Schurf angelegt, der zeigt, wie diese Kiese hier deutlich verlehmt sind, ein Beweis, daß sie Grundmoränenmaterial aufgearbeitet haben. Diese Lehmführung läßt sich durch die gesamte, hier erschlossene Mächtigkeit der Kiese fest-

stellen, sie rührt also von der Aufarbeitung der älteren der beiden in dieser Gegend abgelagerten Grundmoränen her, deren geringe Mächtigkeit eben hervorgehoben wurde. Würde sich der Lehmgehalt auf die hangendsten Teile der Kiese beschränken, so wäre er natürlich von dem Oberen Geschiebemergel herzuleiten, der ja diese Kiese flächenhaft überzogen hat.

Stellenweise sind die Kiese auch rostfarben entwickelt als Zeichen eines früheren höheren Wasserstandes.

Zwei gute neuere Aufschlüsse finden sich rechts und links vom Weg Krippehna nach Noitzsch, südlich vom Schadebach.

Die Mächtigkeit dieser Kiese schwankt sehr, sie geht von 0 (älterer Geschiemergel) bis 2 m (Kies über Lehm) und mehr; bei einer Bohrung an der Straße von Lindenhayn nach Düben vom Jahre 1917, südlich des Schadebaches gelegen, bestanden die obersten 13 m aus interglazialem Sand und Kies, der auf miocänem Süßwasserton (bis 32 oder 33 m Tiefe) ruhten.

Auffallend sind eine Reihe von rückenartigen Erhebungen, die südlich von Hohenprießnitz beginnen und sich quer durch diese Gegend nach Westen zu hinziehen; ihr Streichen verläuft etwa hora 7—8. Da sie sich petrographisch in nichts von den sie umgebenden Kiesen unterscheiden, können sie vielleicht als Reste einer älteren Stufe der interglazialen Muldeterrasse aufgefaßt werden. Trotzdem ihre Höhe nur 2—6 m beträgt, heben sie sich doch in dem tischebenen Gelände scharf hervor; ihre Richtung gibt, da es sich hiernach um Erosionsreste handeln würde, zugleich den Verlauf der damaligen Mulde recht genau an.

Irgend welche Fossilreste haben sich bisher in den interglazialen Terrassenkiesen nicht nachweisen lassen. In der Fortsetzung der interglazialen Muldeterrasse nach Westen zu hat Herr Dr. Picard nach gütiger mündlicher Mitteilung vor Jahren in der Gegend von Roitzsch bei Bitterfeld Kiese beobachtet, die er schon damals für interglaziale Absätze hielt. Nach Süden zu schließen sich im Kgr. Sachsen ausgedehnte Kiesterrassen an, die in der bereits angeführten Arbeit von Reishauer als interglaziale Bildungen aufgefaßt werden; sie sind bis mindestens in die Gegend

von Rochlitz zu verfolgen. Diese gewaltige räumliche Ausdehnung verbietet auch, diese Kiese etwa als eine Interstadial-Bildung aufzufassen.

Nach diesen Ausführungen treten zwischen Eilenburg und Düben zwei verschiedenaltrige Grundmoränen auf, die durch eine ausgedehnte Kiesterrasse getrennt werden. Da die geringe Entkalkung des jüngsten, hier vorhandenen Geschiebemergels auf letzte Vereisung hinweist, wären hier nach dem alten Schema dreier getrennter Eiszeiten vorletzte Vereisung, jüngeres Interglazial und letzte Vereisung vorhanden.

Zu diesen beiden Grundmoränen treten aber in der Gegend südwestlich von Eilenburg noch ausgedehnte Züge von Endmoränen. Diese Durchragungskuppen, die sich oft schnurförmig anordnen, lassen sich zu einer ganzen Anzahl von Staffeln zusammenfassen, die parallel zueinander liegen und in dieser Gegend etwa westöstlich streichen. In der Literatur sind sie schon teilweise unter dem Namen der Dehlitzer Endmoränen bekannt. Sie lassen sich von Dehlitz an der Saale über den Bienitz bei Leipzig bis nach Taucha und Eilenburg verfolgen; sie ragen hier auf größere Erstreckung aus unreinem, geringmächtigem Lößlehm (0,6—1,1 m) hervor.

Von besonderer Wichtigkeit ist die petrographische Zusammensetzung dieser im Gelände oft scharf hervortretenden Rücken, sie bestehen nämlich aus rein nordischen Bestandteilen (Granit, Gneiss, Diorit, kambrischen Quarziten, vor allem aber Feuersteinen), bisher ist es noch nicht gelungen, südliche Beimengungen, etwa weiße Milchquarze oder schwarze, von weißen Quarzadern durchzogene Kieselschiefer und Ähnliches in ihnen aufzufinden. Und doch müssen solche Bestandteile in ihnen wenigstens örtlich in geringer Menge vorhanden sein, denn das Eis, zu dem diese Endmoränen gehören, ist stellenweise auch über die oben erwähnten »präglazialen« Muldeschotter hinweggegangen, die es bei seinem Vorrücken vorfand.

Nun entsteht die Frage: gehören diese Züge von Endmoränen einer der beiden oben erwähnten Vereisungen an, oder stellen sie

eine eigene, von jenen beiden unabhängige Vereisung dar? Diese Frage ist unschwer zu beantworten und zwar auf Grund der petrographischen Beschaffenheit der glazialen Sedimente. Die beiden Grundmoränen bestehen, wie gezeigt ist, aus gemischtem Diluvium, bei dem die südlichen Komponenten ganz erheblich überwiegen, und die Endmoränen führen nur nordisches Material, das nur da, wo diese Züge präglaziale Schotter überschritten, einheimisches Material in geringer Menge beherbergen können. Denn es ist undenkbar, daß eine ganz überwiegend aus südlichen Bestandteilen bestehende Grundmoräne wenige Kilometer nach ihrem Vorrücken sich ihrer sämtlichen einheimischen Gesteine entledigt haben sollte und nur das nordische Material in den Endmoränen zurückließ!! Demnach liegt hier in den Endmoränenzügen eine neue, dritte Vereisung vor, die mit den beiden oben angeführten Grundmoränen nicht zusammengehört, und es ist nunmehr die Altersbeziehung der drei Vereisungen zueinander zu untersuchen.

Daß die beiden, durch die geringmächtigen interglazialen Muldekiese getrennten Grundmoränen nicht durch die Endmoränen geschieden werden in Absätze einer ersten und einer dritten Vereisung, bedarf keiner Ausführungen, es fragt sich nur, sind die Endmoränen als Absätze der jüngsten oder der ältesten Vereisung anzusprechen bei Annahme von drei getrennten Vereisungen? Hier ergibt die Lagerung folgendes. Die Endmoränenkiese ziehen sich in nördlicher Richtung weiter hin und lassen sich bis in die Gegend von Ochelmitz und Liemehna sowie nördlich davon verfolgen; sie stellen eine an Ort und Stelle ausgelaugte Grundmoräne dar und werden hier, wie mehrere Aufschlüsse einwandfrei zeigen, von Geschiebemergel überlagert. Daraus folgt aber, daß sie älter sind als die Grundmoräne, und sie sind daher als Bildungen einer ältesten Vereisung aufzufassen. Damit stimmt gut die Annahme überein, daß jener Geschiebemergel, der diese Endmoränenkiese überlagert, als jüngstes Diluvium gedeutet wurde. Ebenso spricht ja auch die petrographische Beschaffenheit der Endmoränen und verwaschenen Grundmoräne für ältestes Diluvium, da diese Glazialsedimente im wesentlichen nur Tertiär auf ihrem

Weg nach dem Süden vorfanden und überschritten. Sie können infolgedessen niemals einheimische Kiese in irgendwie nennenswerten Mengen enthalten, sondern arbeiteten fast ausschließlich nur Tertiärtone, Letten, Quarzkiese, Glaukonitsande, Glimmersande usw. auf, alles lockere Bildungen, die beim Abschmelzen des Eises schnell zerstört und fortgeführt wurden.

Demnach sind in der Gegend von Eilenburg folgende diluviale Absätze entwickelt:

Diluviale Sedimente	Vereisungen oder Alter	Petrographische Beschaffenheit
Löß	Jungglazial	Unreiner Lößlehm
Jüngerer Geschiebemergel	Letzte Vereisung	Gemischtes Diluvium, starkes Überwiegen der südlichen Gemengteile
Interglaziale Muldekiese	Jüngeres Interglazial	
Älterer Geschiebemergel	Vorletzte Vereisung	
—	Älteres Interglazial	—
Endmoränen	Erste Vereisung	Meist rein nordisches Material
»Präglaziale« Muldekiese	Präglazial? Tertiär?	Rein südliches Material

Diese Ergebnisse stimmen gut überein mit der vom Verf. seit langen Jahren vertretenen Ansicht[1]), daß das jüngste Inlandeis die Elbe in Mitteldeutschland nicht unerheblich überschritten habe. Die Grundmoräne der letzten Vereisung ist hiernach mindestens bis in der Gegend von Halle—Leipzig vorhanden, wie dieses auch in der ausführlichen Arbeit von Siegert und Weissermel[2]) angenommen wird. Neuerdings bestätigte noch Weber[3]), daß die Tone von Rabutz (südöstlich von Halle) als echte Interglazialbildungen aufzufassen seien; sie wurden von Siegert zum jüngeren Interglazial gestellt.

[1]) Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. Dies Jahrb. f. 1905, Bd. 26, S. 484—494 mit 1 Karte. — Der Nachweis dreier Eiszeiten in der Dübener Heide. Ebenda f. 1914, Bd. 35, Teil I, S. 274—281.

[2]) Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 60. 1911.

[3]) Die Pflanzenwelt des Rabutzer Beckentons und ihre Entwicklung unter Bezugnahme auf Klima und geologische Vorgänge. Bot. Jahrb., Bd. 54, Heft 5, Beiblatt Nr. 120, mit 1 Textfig., S. 3—50. 1917.

6. Thüringen.

Herr E. Zimmermann I berichtet über das Rät und »Pliocän« auf dem Kirchberg bei Bittstedt unweit Arnstadt in Thüringen. (Neubegehung des Blattes Arnstadt 1919.)

Auf dem Kirchberg nördlich von Bittstedt (= Bittstedter Höhe) gab die alte, von E. E. Schmid aufgenommene geologische Karte des Blattes Arnstadt einen kleinen Fleck von Rät (auf dem höchsten Gipfel) und einen anderen von Pliocän (am SW-Abhange) an. Ich selbst habe aus einem der dortigen Rätsandsteinblöcke eine interessante kleine Fauna bekannt gegeben[1]), bestehend aus den Formen *Gervillia praecursor*, *Taeniodon praecursor*, *Schizodus Ewaldi*, *Lima praecursor* und *Cypricardia suevica*. Auf demselben kleinen »Rät«-Gebiet fand ich später Sandsteinbrocken mit *Schlotheimia angulata* und *Hybodus*-Zähnen, und dadurch wurde auch das Auftreten von Lias wahrscheinlich. Dieser Lias und auch das Rät kamen aber dort dem Unterkeuper so nahe, daß man zunächst an eine dies bewirkende Lagerungsstörung (Verwerfung) denken mußte, die ja in diesem bekanntlich in der Saalfeld-Arnstadt-Eichenberger Störungszone liegenden Gebiete gar nicht weiter auffällig wäre.

Der Versuch, diese Verwerfung für die in Bearbeitung befindliche 2. Auflage des Blattes Arnstadt festzulegen, führte zu einem ganz unerwarteten Ergebnis: Sowohl die dort sehr zahlreich lose herumliegenden, meist großen Blöcke von Rätsandstein wie auch die spärlicheren und kleineren von Liassandstein sind nicht an ihrer Fundstelle beheimatet und das Rät liegt dort nicht als anstehende Schicht dem Mittleren Keuper auf, sondern alle die zahlreichen losen Blöcke, die sich übrigens alle durch eine dunkelrostbraune »Schutzrinde« auszeichnen, stammen aus dem »Pliocänton«, der sich also von dem SW-Abhange der Bittstedter Höhe bis auf deren Gipfel hinauf erstreckt hat oder wahrscheinlich noch erstreckt; die Einlagerung der Blöcke in dem Ton ist zurzeit wieder einmal recht gut in der Tongrube der Zacharias-schen Ziegelei am Wege Bittstedt-Holzhausen aufgeschlossen.

[1]) Dies Jahrbuch f. 1886, Bd. 6, S. L.

Der »Pliocänton« von hier ist außer von E. E. Schmid auch von E. Wüst[1]) beschrieben, sein pliocänes Alter aber vom ersteren nicht zweifellos begründet, vom letzteren erheblich angezweifelt worden. Da auch inzwischen noch von keiner Seite in ihm Versteinerungen gefunden sind, auch in der näheren und weiteren Umgebung gleichartige, ihrem Alter nach bestimmte Ablagerungen fehlen, ist auch heute noch das pliocäne Alter durch keinen unmittelbaren Beweis sichergestellt, immerhin aber ist es nicht unwahrscheinlich und mindestens ist das Alter nicht jünger, sondern eher noch höher.

Dieser gegen 10 m mächtige Pliocänton liegt anscheinend diskordant auf den stellenweise unter ihm entblößten und mit abgebauten dunkelroten Keupermergeln auf. Es ist ein in lebhaften, zwischen fast weiß, hellrostgelb und mennigrot unregelmäßig großfleckig schwankenden Farben, wie sie für alt- und jungtertiäre Verwitterung gern als bezeichnend angesehen wird, leuchtender feinstsandiger kalkfreier, völlig ungeschichteter magerer bis fetter Ton, der fleckweise nur wenige, meist aber mehr oder minder stark gehäufte, z. T. dichtgedrängte Sandsteinbrocken und -blöcke enthält, die darin in vollster Regellosigkeit eingebettet sind und keine Andeutung von schichtartiger Anordnung oder Lage zeigen. Nur scheint, daß besonders blockreiche große Nester von oben her eingreifen, nach unten also sackartig aufhören. Die Sandsteinblöcke erreichen bisweilen über $^2/_3$ m Durchmesser, werden bei der Gewinnung und Verarbeitung des Tones natürlich ausgehalten und sind nun in den Tongruben in großen Halden aufgespeichert, sowie auf Feldlesesteinhaufen zusammengetragen und der Untersuchung leicht zugänglich. Nach ihrer reinen weißen bis hellgelben Farbe, ihrer gleichmäßigen sehr feinkörnigen Beschaffenheit, ihrer Dickbankigkeit und Tonfreiheit erkennt man sie auch schon ohne Versteinerungen als zum Rät gehörig, wie es zwischen Arnstadt und Gotha ja vielfach, besonders am Seeberg, ausgebeutet wird; es fanden sich aber auch nicht selten dünn und ebenplattig spaltende Stücke, die auf ihren Schichtflächen über und über von der rätischen

[1]) Untersuchungen über das Pliocän usw. Thüringens, S. 31—32. 1900.

Anodonta postera bedeckt sind, und in einem dieser Stücke fand ich auch den Abdruck einer fast 1 dm großen Schädel-Deckplatte eines Sauriers. Alle Sandsteinstücke ermangeln jeglicher Abrollung und außer ihnen habe ich keine anderen Gesteine, insbesondere keine kalkigen, aber auch keine Quarzite, verkieselte Zechsteine, Porphyre, Gangquarze oder Kieselschiefer gefunden. Daß ich in den Tongruben selbst unter den Sandsteinen keine sicher dem Lias zugehörigen fand, ist wohl nur ein Zufall.

Die Entstehungsart dieses »Pliocäns« ist mir völlig rätselhaft. Nach seinem Gefüge macht es den Eindruck einer Lokalmoräne oder von Gehängeschutt, auf keinen Fall den einer fluviatilen Ablagerung. Aber es liegt auf dem Gipfel eines frei stehenden, rings durch ansehnliche (1 bis mehrere km breite), z. T. bis 100 m tiefe Einsenkungen und Täler von seiner Umgebung abgetrennten Berges, der mit 415,2 m Höhe selbst einer der höchsten seines Gebietes ist, und von denjenigen Bergen, die ihn wirklich etwas überragen, trägt als einziger nur die Wachsenburg (421 m) noch eine dünne Decke von anstehendem Rät, ist aber nur 6 m höher, 2 km entfernt und eben durch ein tiefes (100 m) Tal getrennt; die andern alle bestehen aus Muschelkalk, könnten also den »Gehängeschutt« nur in einer fast unwahrscheinlich alten Vergangenheit geliefert haben, und man müßte dann auch noch die wenig wahrscheinliche Annahme machen, daß das auf ihnen anstehend gewesene Rät (und die unter diesem bis zum Muschelkalk folgenden Schichten) leichter und gründlicher zerstört und abgetragen worden sind als der doch aus lockeren Massen bestehende Gehängeschutt. In dieser Hinsicht ist auch beachtenswert, daß der jedenfalls präglaziale Ohreschotterzug, der von Ohrdruf her durch den Tambuchsgrund südlich an der Bittstedter Kuppe vorbei nach dem heutigen Geratale zu verläuft, Rätblöcke nur da enthält (wenn sie überhaupt in, und nicht bloß auf ihm liegen), wo sie aus dem »Pliocän« dieser Kuppe heraus ihm zugerollt sein können.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß der schon in den alten Erläuterungen zu Blatt Arnstadt von E. E. Schmid erwähnte Rätsandsteinschutt auf dem Roten Berg (363 m) nördlich der durch

ein über 40 m tiefes Tal getrennten Wachsenburg mir der — nach junger Ausspülung der tonigen Grundmasse zurückgebliebene — Rest einer gleichen »Pliocän«-Ablagerung zu sein scheint, da seiner Deutung als junger Abhangsschutt von der Wachsenburg her sowohl orographische Bedenken wie auch die dicke braune »Schutzrinde« der Sandsteinstücke entgegensteht. Auch an zwei anderen kleinen, nordöstlich gelegenen Vorküppchen der Wachsenburg findet sich solcher loser Rätschutt. — Weitere gleichartige Ablagerungen aber sind mir aus Thüringen nicht bekannt. Jedenfalls verdient das Bittstedter Vorkommen wiederholte Begehungen und Untersuchungen.

7. Provinz Brandenburg.

Herr H. Hess von Wichdorff berichtet über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Treuenbrietzen, Buchholz und Hennickendorf.

Das Blatt Treuenbrietzen zeigt vorwiegend die Beschaffenheit des Nordabhanges des Flämings mit seinen flachwelligen, kiesig-sandigen, fast durchweg bewaldeten Anhöhen, während am Nordrand des Blattes bereits die weite flache Talsandebene des nördlichen Flämingvorlandes mit zahlreich eingesenkten Moorflächen und anmoorigen Strecken beginnt. Diese ausgedehnte Talsandfläche bildet fast ausschließlich den Landschaftscharakter des nördlich anstoßenden Blattes Buchholz, während der nordwestliche Teil des Blattes Hennickendorf neben Talsand- und Moorgebieten hauptsächlich wieder von den nördlichen kiesig-sandigen Ausläufern des Flämings gebildet wird, der hier deutliche Endmoränen-Höhenrücken aufweist.

Das Blatt Treuenbrietzen besitzt wegen seiner Lage am Nordabhang des Flämings starke Höhenunterschiede, von Norden nach der Südwestecke des Blattes steigt das Land von 50 m Meereshöhe auf 142 m an. Allmählich erhebt sich das Gebiet der nördlichen Abdachung des Flämings mit seinen ausgedehnten Kiefernwaldungen, die teils der staatlichen Forst Zinna, teils den angrenzenden Städten und Dörfern Treuenbrietzen, Lindow, Malter-

hausen, Eckmannsdorf, Heinrichsdorf, Bardenitz und Tiefenbrunnen angehören, in flachen Bodenwellen, in denen hie und da eine kleine Kuppe sich besonders hervorhebt. Diese gelegentlich auftretenden Einzelkuppen, die nie in besonderer Häufigkeit zusammen vorkommen, sind nur durch die örtlichen Umstände bedingt; sie fügen sich durchaus dem allgemeinen sanftwelligen Anstieg des Flämingabhanges ein. Das weite Waldgebiet besitzt einen recht mächtigen Sanduntergrund, der in schnell wechselnder Art bald schwach kiesig bis mehr oder minder kiesig und steinig entwickelt ist. Der in mehreren Gruben und Einschnitten bis 5 m Tiefe aufgeschlossene schwachkiesige bis kiesige Sand zeigt entschieden den Charakter südlichen Diluviums, d. h. er besteht vorwiegend aus reinem Quarzsand mit weißen und bunten Quarzgeröllen, verschiedenfarbigen windgeglätteten Feuersteinen und schwarzen harten Geröllen von silurischem Kieselschiefer. Unter den windgeschliffenen Feuersteingeröllen finden sich neben hellen und gelblichen Stücken auch zahlreiche, die äußerlich eine tief erdbeerrote polierte Außenkruste zeigen, seltener solche, die mit ihrer ausgesprochen rotvioletten Außenfarbe an unreife Pflaumen erinnern. Der kiesige Sand des ganzen Nordabhangs des Flämings, besonders in dieser Gegend, erweist sich in allen Aufschlüssen und bei allen Bohrungen kalkfrei; er unterscheidet sich in dieser Hinsicht und auch sonst in seiner petrographischen Beschaffenheit durchaus von dem in Norddeutschland allgemein verbreiteten nordischen kiesigen Spatsand. So stellt das ganze Waldgebiet des nördlichen Fläming-Abhangs ein völlig kalkfreies, kiesigsandiges Höhendiluvium dar, dessen Material wahrscheinlich von Süden her kommenden Flüssen entstammt. An der Oberfläche ist der kiesige Sand des Fläming-Abhangs mit einzelnen größeren nordischen Geröllen gemengt, ein Beweis dafür, daß dieses ganze Gebiet des südlichen Diluviums vom nordischen Inlandeis der letzten Eiszeit noch überschritten wurde. Das beweisen übrigens auch die zahlreichen mächtigen nordischen erratischen Blöcke, welche auf der Höhe des Flämings in diesem Gebiete als Zeugen der letzten Eiszeit erhalten sind, wie z. B. der Bischofstein bei

Rietz sowie der Schneiderstein und der Riesenstein in der Rietzer Forst, unmittelbar rechts und links an der Chaussee nach Wittenberg auf der nahezu höchsten Bodenwelle der Forst. Die genannten drei erratischen Blöcke sind auf dem Blatte Niemegk gelegen, aber auch auf Blatt Treuenbrietzen sind mehrere solche große nordische Findlinge erhalten, wie z. B. jener $2^1/_4$ m hohe, nahezu 3 m lange und 2 m breite nordische Granitfindling westnordwestlich von Lüdendorf im Jagen 168 der staatlichen Forst Zinna. Während somit am Nordabhang des Flämings auf dem mächtigen rein südlichen kalkfreien Diluvium nur eine fast hauchdünne Decke von Ablagerungen des nordischen Diluviums der letzten Eiszeit auflagert, zeigen sowohl das nördliche niedrigere Vorland des Flämings wie der flachgewölbte Kammrücken desselben etwas stärkere nordische Absätze aus der letzten Eiszeit, darunter auch typischen nordischen Geschiebemergel als Decke über dem kalkfreien südlichen Diluvium. Dieser Umstand ist ein sicherer Beweis dafür, daß das Inlandeis der letzten Eiszeit den Höhenkamm des Flämings noch überschritten hat, daß sein Rand also im Süden des Flämings gelegen haben muß[1]). Über den geologischen Aufbau des hohen Flämings geben zunächst drei Bohrungen Auskunft, die im Jahre 1901 auf dem Nachbarblatt Niemegk nahe dem Blattrande des Blattes Treuenbrietzen ausgeführt sind. So ergab die Bohrung Schmögelsdorf:

0—14 m Nordisches kalkhaltiges Diluvium	0— 8 m	Proben fehlen (oberflächlich: toniger Feinsand 0—0,7 m, dann 0,7—2 m Geschiebelehm)
	8— 9 »	Brauner Geschiebemergel
	9—14 »	Gelber kalkhaltiger Sand
14—60 m Südliches kalkfreies Diluvium	14—50 »	Hellgelber bis gelber mittelkörniger bis grober Sand, z. T. kiesig und schichtweise mit Kieseinlagerungen, kalkfrei.
	50—60 »	Grauer feinkörniger Sand mit viel Braunkohlegeröllen, aber auch Feldspatkörnern, kalkfrei.

Ferner zeigte die Bohrung Feldheim:

0—6 m Nordisches Diluvium	0—2 m	Sand und heller sandiger, kalkfreier Geschiebelehm
	2—6 »	Gelber Geschiebemergel

[1]) Verfasser steht in dieser Beziehung durchaus auf dem Standpunkt K. Keilhack's und Th. Schmierer's.

6—80 m Südliches, kalkfreies Diluvium	6—8 m	Gelber Kies, kalkfrei
	6—60 »	Gelber, gelblicher und weißlich gelber, mittelkörniger bis grober Sand, z. T. mit Kieseinlagerungen, kalkfrei
	60—80 »	Grauer kalkfreier Sand mit Braunkohlebeimengungen, kalkfrei.

Schließlich wies die Bohrung auf dem Pfarrgehöft in Zeuden auf:

0—22 m Nordisches Diluvium	0—7 m	Proben fehlen (oberflächlich 0—1,8 m Geschiebelehm, dann 1,8—2 m Geschiebemergel)
	7—9 »	Geschiebesand
	9—20 »	Hellbrauner bis dunkelbrauner Geschiebemergel
	20—22 »	Tonmergel
22—52 m Südliches kalkfreies Diluvium	22—34 »	Kalkfreier Sand, z. T. etwas kiesig mit Geröllen
	34—38 »	Braunschwarzer toniger Geschiebelehm, kalkfrei (aufgearbeiteter Braunkohlenton)
	25—38 »	Kalkfreier Sand

Aus diesen drei Bohrungen ergibt sich zunächst, daß auf diesem Teil des Höhenrückens des hohen Flämings 6—22 m nordisches kalkhaltiges Diluvium als verschieden mächtige Decke über südlichem, kalkfreien Diluvium lagert, das eine sehr große Mächtigkeit erlangt und z. B. in der Bohrung Feldheim mit 74 m Mächtigkeit noch nicht durchbohrt ist.

Auf Blatt Treuenbrietzen sind am nördlichen Abhang des Flämings auf dem Schießplatz Jüterbog zwei Bohrungen im Jahre 1908 niedergebracht. Die erste Bohrung, 400 m nördlich vom Stand 13 (Nr. 4 der Geolog. Spezialkarte Blatt Treuenbrietzen), hat ergeben:

0—31 m Südliches kalkfreies Diluvium	0—15 m	Mittel- und grobkörniger kalkfreier Sand
	15—18 »	Mittelkörniger kalkfreier Sand
	28—29 »	Gelber feinkörniger ockeriger Sand
	29—31 »	Feiner grauer kalkfreier Sand
31—45 m Nordische kalkhaltige liegende Tonfacies	31—33 »	Feiner grauer kalkhaltiger Sand mit Braunkohlegeröllen
	33—39 »	Feiner grauer glimmerhaltiger Sand
	39—45 »	Grauer Mergelsand

Die zweite Bohrung am Stand 13 zeigte das folgende Profil:

0—34 m Südliches kalkfreies Diluvium	0—10 m	Gelblicher grober und mittelkörniger, etwas kiesiger Sand, kalkfrei
	10—28 »	Hellgrauer grober und mittelkörniger Sand, kalkfrei
	28—29 »	Kalkfreier grobsandiger Ton
	29—34 »	Kalkfreier Sand

34—50 m Nordische kalkhaltige liegende Tonfacies	34—55 m	Grauer feinsandiger Tonmergel
	35—40 »	Feiner grauer kalkhaltiger Sand mit kartoffelgroßen Geröllen von Braunkohle
	40—41 »	Grauer Tonmergel
	41—46 »	Grauer Mergelsand
	46—50 »	Grauer Tonmergel

Diese liegende kalkhaltige nordische Tonfacies ist übrigens auf dem Fläming und an seinem nördlichen Abfall an zahlreichen Stellen in Ziegelei-Tongruben aufgeschlossen, z. B. bei Dietersdorf, Niemegk, Neu-Rietz und bei Nichel, dessen letztes Vorkommen noch etwas auf den Nordwestrand des Blattes Treuenbrietzen hinübergreift. Es sind in der Regel graue Bändertonmergel, wechsellagernd mit Bänken von Mergelsand. Bei manchen Vorkommen dieser Art ist allerdings das unterdiluviale Alter derselben nicht sicher nachzuweisen, wie z. B. bei den Vorkommen von Lindow und Malterhausen auf Blatt Treuenbrietzen. Indessen aber traten alle diese Vorkommen in dem gleichen Zuge und unter den gleichen geologischen Verhältnissen auf, so daß sie wahrscheinlich auch das gleiche geologische Alter besitzen. Unmittelbar hinter dem östlichen Blattrande, bereits auf Blatt Zinna gelegen, dehnen sich gleichartige dunkelgraue Tonlager unter wechselnd starker Decke von kiesigem Sand vom Bahnhof Altes Lager bis zum Gut Kappau nahe am Bahnhof Jüterbog hin.

Bei den eben erwähnten beiden Bohrungen auf dem Schießplatz Jüterbog lagert, wie dies von dem ganzen waldbedeckten Gebiet des Nordabhangs des Flämings angenommen wurde, abgesehen von einer in diesen Bohrungen kaum merklichen nordischen Geröllebestreuung, das südliche kalkfreie Diluvium in 31—34 m Mächtigkeit an der Oberfläche. Weiter nördlich liegende Bohrungen auf demselben Jüterboger Schießplatz in der Gegend von Pechüle zeigen nun, daß nach Norden zu die kalkfreien südlichen kiesigen Sande sich mit echt nordischen kiesigen Spatsanden allmählich immer mehr verzahnen und wechsellagern. So ergab die Bohrung Pechüle I:

0 — 6,5 m Eisenschüssiger steiniger Kies, kalkfrei
6,5—17,1 » Steiniger Kies, wechsellagernd mit echt nordischem kiesigen Sand, in allen Schichtenfolgen normal kalkhaltig

17,1—19,2 m Sehr feiner, heller, kalkfreier Sand
19,2—20 » Etwas schärfer, kalkfreier Sand
20 —31 » Reiner feiner Sand, sehr schwach kalkhaltig
31 —32 » Sehr feiner gelber glimmerführender Sand, kalkfrei
32 —32,5 » Grauer, kalkfreier Ton
32,5—36 » Sehr feiner grauer glimmerführender Sand mit Kohleflitterchen, normal kalkhaltig.

Noch schärfer tritt diese Wechsellagerung von kalkhaltigem und kalkfreiem Diluvium in einer Bohrung bei Eckert in Treuenbrietzen (1908) auf:

Nordisches Diluvium	0	— 0,6 m	Humoser Sand
	0,6	— 1,2 »	Lehmiger Sand
	1,2	— 2,5 »	Geschiebelehm
	2,5	— 3,05 »	Geschiebemergel
Kalkfrei	3,05	—10,2 »	Grober Kies
	10,2	—13,5 »	Geschiebelehm
	13,5	—18,4 »	Mittelkörniger Sand
Nordisches Diluvium, kalkhaltig	18,4	—21,3 »	Nordischer Kies, halkhaltig
	21,3	—22,5 »	Mittelkörniger Sand, kalkhaltig
	22,5	—23,6 »	Grauer Geschiebemergel
	23,6	—24,8 »	Mittelkörniger Sand, kalkhaltig
	24,8	—27,1 »	Grauer Geschiebemergel
Südliches Diluvium, kalkfrei	27,1	—36,8 »	Gelblicher mittelkörniger bis grobkörniger Sand, kalkfrei wie alle folgenden Schichten
	36,8	—39,5 »	Grauer mittelkörniger Sand
	39,5	—40,7 »	Hellgrauer, mittelkörniger Sand
	40,7	—42,3 »	Dunkelgrauer Sand mit Lignitgeröllen, zu unterst kiesig
	42,3	—45,1 »	Schwach kiesiger, hellgrauer Sand
	45,1	—45,4 »	Grauer Sand mit Lignitgeröllen
	45,4	—52,5 »	Kies mit südlichen Beimengungen.

Nach Norden zu nimmt das nordische kalkhaltige Diluvium immer mehr zu und tritt schließlich ganz allein auf, wie z. B. die Bohrung in den Heilstätten Beelitz ergibt, wo von der Erdoberfläche bis $43^3/_4$ m Tiefe noch nicht durchbohrte kalkhaltige Schichten von Sand, kiesigem Sand und Kies in dauernder Wechsellagerung vorhanden sind.

Übrigens sind auch in unmittelbarer Nähe von Treuenbrietzen, wo in dem erwähnten Bohrloch von Eckert zweimal südliches kalkfreies Diluvium erbohrt worden ist, oberflächlich bereits mächtigere kalkhaltige nordische Ablagerungen nachgewiesen. So

ist z. B. im Bohrloch 1 am tiefen Eisenbahneinschnitt über 8 m mächtiger nordischer kalkhaltiger Geschiebemergel festgestellt worden, der im Eisenbahneinschnitt ansteht und nach den beiden Enden des Einschnitts verschieden mächtige Einlagerungen von nordischem, kalkhaltigem Spatsand aufnimmt. Der auffallende Höhenzug, der unmittelbar westlich der Stadt Treuenbrietzen am Friedhof beginnt und zwischen der Nicheler Chaussee und der Niemegker Chaussee sich aus allseitig flacher Umgebung recht deutlich erhebt, eine Windmühle trägt und unmittelbar östlich vom Eisenbahneinschnitt in einer Kuppe (78,9 m über NN) seine höchste Erhebung erreicht, besteht aus nordischem, kalkhaltigen Kies, der in bis 10 m tiefen, großen Kiesgruben seinerzeit zum Bahnbau ausgebeutet worden ist. Hier liegt aller Wahrscheinlichkeit nach ein isolierter nordischer Endmoränenrücken vor.

Das bewaldete Gebiet des Nordabhangs des Flämings ist auf seiner kiesig-sandigen Oberfläche in seiner gesamten Ausdehnung bedeckt mit scharfkantig windgeschliffenen Geröllen, sog. Dreikantern, von harten Braunkohlenquarziten, nordischen Hälleflintgesteinen, Amphiboliten, Graniten und gelegentlich auch finnischen Åland-Rapakiwis; bei letzteren sind scharfe Kanten seltener, dagegen findet sich zumeist das rauh geschliffene, fettglänzende Aussehen mit den zahlreichen ausgeschliffenen, kantigen Grübchen. Diese Dreikanter bilden sich noch heute immer von neuem auf freiliegenden, dem Winde preisgegebenen Flächen. Entgegen der gewöhnlichen Annahme werden die Windschliffe übrigens nicht durch gewöhnlichen feinen Dünensand, sondern gerade durch scharfen, etwas kiesigen Sand erzeugt; nur besonders harte Gesteine werden zu Dreikantern durch scharfen Flugsand umgestaltet.

Das ganze Waldgebiet ist durch zahlreiche, weitverzweigte trockene Regenrinnen-Systeme, sog. Rummeln, stark gegliedert. Sie führen in Regenzeiten und zur Schneeschmelze vom hohen Fläming die überschüssigen Wassermengen in die Talsandebene am Nordfuß des Flämings hinab. Auf dem Blatte Treuenbrietzen vereinigen sich diese Trockenrinnen zu zwei Talsystemen, dem Tal der Nieplitz und dem Bardenitzer Fließ. Besonders das Tal

der Nieplitz ist erfüllt mit mächtigen Abschlämmassen, die von seinen zahlreichen Rinnen von der Höhe des Flämings herabgeschlämmt sind. Das tief eingeschnittene Waldtal mit dem breiten Nieplitzbach und seinen Wiesenflächen besitzt besonders in der Gegend der Oberförsterei und Wirtshaus Fronsdorf einigen landschaftlichen Reiz, der sonst dieser rein landwirtschaftlichen Gegend abgeht. Durch die in früheren Zeiten recht häufigen Frühjahrsüberschwemmungen sind im Unterlauf der Nieplitz in der Gegend der Stadt Treuenbrietzen und auf dem Blatt Buchholz in den weiten Wiesenflächen südlich Niebel und südwestlich Niebelhorst große Schlickanhäufungen, z. T. über die Torfdecke des Wiesengrundes von der Nieplitz abgelagert worden, ebenso in kleinerem Maßstabe weiter nördlich in der Nähe der Buchholzer Mühle.

Am Nordfuß des Flämings wie auch im Nieplitz-Tale zeigt sich vielfach ein Grundwasserhorizont und an geeigneten Stellen das Hervortreten von Quellen. Da diese Quellen kalkfreien südlichen Sanden entspringen, setzen sie auch keinerlei Kalk ab und bilden auch keine Quellmoore. Recht interessant ist das Quellengebiet an der sog. Mittleren Walke, in der Umgebung des kleinen Teiches nordwestlich vom Jagen 81. Hier ist das flach ansteigende Gehänge auf eine größere Strecke anstatt der sonst stets herrschenden Kiefern mit altem hohen Buchenbestand, vereinzelt mit Eichen bewachsen, da überall in $1^1/_2$ bis $1^3/_4$ m Tiefe das Grundwasser vorhanden ist. Oberhalb des Teiches sind in einer kleinen Schlucht bis $1^1/_2$ m hohe Einbuchtungen in die Hochfläche eingeschnitten, aus denen starke Quellen dem in dieser Tiefe liegenden Grundwasser entspringen. Diese Quellen sind zahlreich und vereinigen sich in einem recht weit verzweigten Stromsystem zu einem Bach, der früher zu einem noch jetzt bestehenden Teich künstlich angestaut worden ist, um eine inzwischen längst verschwundene Mühle zu treiben. Derartige Quellengebiete finden sich in dem Gebiete, wo die Nieplitz die letzten niedrigeren bewaldeten Hänge des Nordabhangs des Flämings durchläuft, ehe sie in die flache Ebene tritt, noch mehrfach.

Auf dem Blatt Hennickendorf erstreckt sich, nördlich und südlich von Talsandebenen umgeben, eine höher gelegene, bergig hervortretende und teilweise bewaldete Hochfläche, die teils denselben kiesig-sandigen Boden des Nordabhangs des Flämings aufweist, aber in ihrem Aufbau entsprechend ihrer nördlicheren Lage auch stärkere Beteiligung von nördlichen Diluvialablagerungen zeigt. Diese Hochfläche tritt auch teilweise über den Ostrand des (westlich angrenzenden) Blattes Buchholz hinüber und fällt auf der Linie der Dörfer Elsholz, Wittbrietzen, Lühsdorf und Kemnitz zur Talsandebene ab. Im Bereich der Ortschaften Elsholz und Wittbrietzen enthält sie unter einer $1^1/_2$ m meist nicht überschreitenden Decke von kiesigem Sand eine zusammenhängende Fläche von nordischem Geschiebemergel, der stellenweise flächenhaft auch zutage tritt und der Landwirtschaft der beiden Dörfer in dieser vorwiegend sandigen Gegend zum besonderen Vorteil gereicht.

Auf Blatt Hennickendorf ragen nun auf dieser Hochfläche eine Reihe kiesigsandiger Bergrücken 10—30 m auf, die einer mannigfach gewundenen Endmoränenkette angehören und in Gemeinschaft mit den sie begleitenden kleinen Seen der Umgegend von Dobbrikow einen eigenen landschaftlichen Reiz gewähren. Derartige Endmoränenrücken finden sich südwestlich und nordwestlich von Nettgendorf; ferner gehört westlich von Dobbrikow der Windmühlenberg und Horstberg und weiter nach Rieben zu der über 30 m auf der Hochfläche und 46 m über den angrenzenden Torfwiesen aufragende bewaldete Hohe Berg zu diesem Endmoränenzuge.

Die weite Talsandebene am Nordfuß des Flämings beginnt bereits im Norden des Blattes Treuenbrietzen, wo sie sich, randlich etwas ansteigend und etwas kiesiger entwickelt, dem Fuß der Hochfläche anschließt. Im Tal der Nieplitz und des Bardenitzer Fließes springt die Talsandfläche noch ein wenig in diese Hochfläche ein, ein Beweis dafür, daß diese Talanlagen ihrem Alter nach bis in die letzte Abschmelzperiode des Inlandeises hineinreichen. Ihre Hauptentwicklung erreicht die Talsandebene auf Blatt Buchholz, wo sie, abgesehen von den ganz zurücktretenden

Ausläufern der Hochflächen, fast das ganze Blatt einnimmt. Der Talsand ist nach den Rändern der Hochflächen zu noch etwas kiesig, im Inneren des Talsandgebiets aber rein sandig ausgebildet. Das Grundwasser steht sehr flach, durchschnittlich in 1—1½ m Tiefe, nur selten 2 m Tiefe. Weite flache Niederungen im Talsandgebiet sind daher mit Moorerde oberflächlich bedeckt, etwas tiefere Einsenkungen weisen Flachmoortorf auf, der gewöhnlich ½—1½ m Mächtigkeit nicht überschreitet. Über 2 m mächtige Torflager finden sich auf Blatt Buchholz gar nicht, auf Blatt Treuenbrietzen nur in dem großen Moor zwischen Treuenbrietzen und Bardenitz in der sog. Freiheit am Zarthwald, dagegen fast vorwiegend auf Blatt Hennickendorf, wo die Moore der Gemarkungeu Rieben, Dobbrikow und Nettgendorf sämtlich über 2 m mächtigen Torf besitzen mit Ausnahme der randlichen Zonen. In den Moorerdeflächen und am Rande der Moore finden sich recht zahlreich Raseneisenerzplatten von recht guter Beschaffenheit, z. B. auf dem Wiesengrundstück des Landwirts Kolzenburg an der Nordostecke der Budorfschen Heide unmittelbar südlich von der Brücke über das Sernowfließ und ferner am sog. Bullenwinkel. Die Frage, ob diese Raseneisenerzvorkommen unter Umständen bauwürdig sind, bedarf noch eingehender Sonderuntersuchungen. Jedenfalls ist aber in dieser sumpfigen Gegend Raseneisenerz in Einzelstücken sehr zahlreich an außerordentlich vielen Punkten zu finden.

Die Talsandebene hat in ihrer Ausdehnung natürlich Veranlassung zu größeren Dünenbildungen gegeben. Namentlich das Waldgebiet zwischen Buchholz und Niebel besitzt große Parabeldünen. Der große Ellipsenbogen von Buchholzer Mühle über Lühsdorf nach Brachwitz zu, in dessen Innern das Dorf Buchholz liegt, dürfte eine einzige große Parabeldüne vorstellen, die ihr Flugsandmaterial dem in ihrem Inneren gelegenen Brachwitzer Busch und den heutigen Lühsdorfer Wiesen entnommen hat. Die Auswehung des Talsandbodens zu Dünen konnte, wie dies aus anderen Dünengebieten bekannt ist, nur bis zur Feuchtigkeitszone über dem Grundwasser stattfinden; nach der Auswehung begann

in der ausgewehten Niederung Sumpfbildung und dte Entstehung der heute dort vorhandenen Flachmoore. Von besonderem Interesse ist die Stelle der Parabeldüne, wo sie den Weg von Wittbrietzen nach Lühsdorf schneidet. Hier kann man längs der Grenze der Dörfer Wittbrietzen und Lühsdorf die Abwehung des kiesig-sandigen Hochflächenbodens und die Bildung von Flugsanddünen neben einander beobachten. Auf dem kiesig-sandigen Boden der Hochfläche bleibt nach der Auswehung des rein sandigen Flugsandmaterials an der Oberfläche ein wahres Pflaster taler- bis faustgroßer Gerölle zurück. Ganz ähnliche Erscheinungen hat K. Keilhack bereits früher beobachtet und in den Erläuterungen zu Blatt Brück von der Neschholzer Heide westlich von Trebitz geschildert.

In den Moorniederungen innerhalb des Talsandgebietes von Salzbrunn befinden sich nicht ganz $1^1/_2$ km nördlich vom Ort unmittelbar an der Nordgrenze des Blattes Buchholz nach Blatt Beelitz mehrere Salzquellen, die u. a. in zwei künstlich ausgehobenen Wassertümpeln zutage treten. Diese Salzquellen bei Thyr unweit Beelitz wurden durch Salzsieder aus Trebbin und Saarmund entdeckt. Kurfürst Joachim II ließ 1542 Versuche zur Salzgewinnung aus den Soolquellen anstellen; um stärkere Soole zu gewinnen, wurden 1545 und 1548 vom Berliner Brunnenbaumeister Reimann bezw. den Gebrüdern Hirsch aus Böhmen Bohrungen ausgeführt, die schließlich, wie aus dem kurfürstlichen Edikt vom Donnerstag nach Andreas 1560 hervorgeht, dahin führten, daß an dieser Stelle soviel Salz gewonnen wurde, daß die umliegenden Orte, vor allem Beelitz, allen Salzbedarf dort decken konnten. Das erwähnte Edikt verpflichtete sämtliche umwohnenden Gemeinden zum Kauf des Salzes von Thyr (jetzt Salzbrunn) und verbot die Einfuhr fremden Salzes. Das Salzwerk bestand noch 1580. Vor einigen Jahrzehnten wurde auf die Salzbrunner Soolquellen eine Soolmutung »Louisenhall« verliehen.

8. Provinz Pommern.

Herr L. Schulte berichtet über die vorquartären Bildungen in der Umgebung von Cammin in Pommern (Aufnahmen auf den Blättern Cammin und Fritzow in den Jahren 1914 und 1919).

Die Umgebung von Cammin ist bekannt durch das Auftreten mesozoischer Schichten in und unter dem Diluvium, namentlich des »baltischen Jura«, wie Beyrich[1]) die Juravorkommen an den Odermündungen zusammenfassend benannte.

Lias. Durch die in den Jahren 1874—1881 in der Stadt Cammin bis zu 580 m Tiefe durchgeführte Tiefbohrung des Soolbades waren die ältesten der bisher in Pommern aufgefundenen Schichten, Mittlerer Lias, nachgewiesen worden. Über diese Bohrung gab H. Cramer[2]) ausführlichen Bericht mit einem Schichtenverzeichnisse. Nach seiner Angabe wurde gleich unter Tage Jurasandstein erbohrt, auf den Sand- und Tonschichten von tertiärem Gepräge folgten, die denen der märkischen Braunkohlenformation gleichen.

Nach den im Archiv der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Bohrproben ist die Folge der oberen Schichten:

1.	Von	0— 0,63 m	Proben fehlen [nach Cramer: Dammerde] .	Aufschüttung
2.	»	0,63— 1,57 »	Lehmiger Sand und Lehm	Diluvium
3.	»	1,57— 5,65 »	Grauer Ton, kalkfrei	Scholle (Dogger?)
4.	»	5,65— 8,61 »	Kalkhaltiger, kiesiger, steiniger Sand . . .	Diluvium
5.	»	8,61—15,05 »	» feiner, feldspatarmer Sand . .	
6.	»	15,05—16,56 »	» kiesiger, steiniger Sand, schwach lehmig	
7.	»	16,56—23,33 »	Geschiebemergel	
8.	»	23,33—26,77 »	Kalkfreier, hellgrauer Quarzsand	Mittl. Lias

Die Aufzählung der folgenden Schichten erübrigt sich, da deren Befund mit den Cramer'schen Angaben bis auf geringfügige Abweichungen übereinstimmt. Schicht 2., Cramer's Sandsteinschicht, ist jüngstes Diluvium, Schicht 3. eine Scholle, vielleicht

[1]) E. Beyrich, Über das Vorkommen von Posidonien in baltischen Juragesteinen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. XIII, S. 143. 1861.

[2]) H. Cramer, Das Bohrloch zu Cammin in Pommern. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate, Bd. 32, S. 151—159. 1884.

Dogger; die Bohrprobe enthält das Bruchstück eines *Bel. giganteus* Schl. (?)[1]). Die Schichten 4. bis 7. sind diluvial. Mit dem Geschiebemergel in Schicht 7. wird das Diluvium abgeschlossen. Eine Gliederung der nun folgenden älteren Schichtenreihe von 23,33—580,0 m, einer Wechsellagerung von feinem und grobem Quarzsande, Ton, Sandstein, einigen schwachen Braunkohlenflözen, ist nicht durchzuführen. Die Bohrproben einiger Lagen enthalten nur spärliche, nicht bestimmbare Fossilreste. Nach den von Hauchecorne[2]) der Deutschen Geologischen Gesellschaft vorgelegten Fossilien, darunter, aus 300 m Tiefe stammend, *Aegoceras Valdani* d'Orb., sind die Schichten zum Mittleren Lias γ zu stellen. Die damals vorgelegten Originale konnte ich nicht auffinden. Die Geologische Landesanstalt besitzt aus der Camminer Bohrung außer den Bohrproben noch eine Anzahl Fossilreste, leider ohne Tiefenangaben. Herr Prof. J. Böhm, der die Güte hatte, das Material durchzusehen, konnte aus zwei darunter befindlichen Ammonitenbruchstücken *Cycloceras Valdani* nicht mit Sicherheit bestimmen; er fand *Bel. paxillosus*, und von anderen Formen: *Inoceramus dubius* Sow. (?), *Leda cf. subovalis* Goldf. und *Lima cf. acuticostata* Münster.

Die Ähnlichkeit der Camminer mit den Bornholmer Schichten, namentlich in Bezug auf die Kohlenführung, wurde durch Hauchecorne und Beyrich[3]) festgestellt; Deecke[4]) bezeichnet die Camminer Fazies als direkte Fortsetzung der Bornholmer. Ähnlich den Camminer sind die unter dem Cenoman von Remplin in Mecklenburg erbohrten Schichten[5]), die E. Geinitz zuerst für Unteren Lias hielt[6]).

[1]) Eine sichere Bestimmung ist, wie Herr Prof. J. Böhm mir freundlichst mitteilt, nicht auszuführen.

[2]) W. Hauchecorne, Über das Camminer Bohrloch. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 28, S. 775. 1876.

[3]) E. Beyrich, Mitteilung über den Lias des Camminer Bohrloches. Daselbst, Bd. 28, S. 424. 1876.

[4]) W. Deecke, Die mesozoischen Formationen der Provinz Pommern. Mitteil. naturw. Verein f. Neuvorp. u. Rügen in Greifswald, Bd. 32, S. 103. 1895.

[5]) A. Jentzsch, Bemerkungen über den sogen. Lias von Remplin in Mecklenburg. Dies. Jahrb. f. 1893, Bd. 14, S. 129. 1894.

[6]) E. Geinitz, Unterster Lias in Mecklenburg. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 46, S. 292. 1892.

Ob man die in zwei anderen Tiefbohrungen — einer bei Cammin, der anderen im Badeorte Bergdievenow — unter Diluvium angetroffenen Quarzsande, die in gleicher petrographischer Ausbildung von der Jura- bis zur Tertiärformation vorkommen, wegen der Nähe der Camminer Soolbadbohrung ebenfalls zum Lias stellen kann, bleibt zweifelhaft. In ersterer, einer städtischen Bohrung an der Wolliner Chaussee südlich von Cammin, traf man unter 23 m Diluvium bis 45 m Tiefe einen weißen kalkfreien, glimmerführenden feinen Quarzsand[1]), nach DEECKE[2]), der ebenfalls Bohrproben besaß, feinen glaukonitischen Sand mit Tonschmitzen: Lias oder Dogger. In der durch DEECKE[3]) bekannten Bohrung Bergdievenow (am Westrande des Dorfes) fand sich unter 97,15 m Diluvium älteres Gestein, das DEECKE ebenfalls als Lias oder Dogger anspricht, nämlich eine 0,33 m mächtige, sehr feste Bank mit Schwefelkies, dann, von 97,48—185 m Tiefe, kalkhaltiger Ton mit Kalknieren, darunter, von 185—190 m, glimmerhaltiger, sooleführender Sand.

Soole tritt in den angeführten Bohrungen bei Cammin in sehr verschiedener Tiefe auf. In der Soolbadbohrung erscheint eine schwache Soole (der Salzgehalt steigt in den tieferen Schichten) zuerst in 85,74 m Tiefe im Liassand unter einer Tonbank; die überlagernden Liasschichten von 23,33 m ab und das Diluvium führen keine Soole. In der Bohrung südlich von Cammin stellt sich Soole bereits in den Sanden unmittelbar unter dem Diluvium in 23 m Tiefe ein, in Bergdievenow erst in 185 m unter älteren, bei der Dürftigkeit des Bohrregisters nicht sicher bestimmbaren Tonschichten. In der Nähe des Bahnhofes Cammin soll Soole schon in 4 m Tiefe erbohrt worden sein[4]).

Augenscheinlich ist die Soole nicht an einen bestimmten Hori-

[1]) Die Geol. Landesanstalt erhielt nur eine Probe dieser 22 m mächtigen Schicht.

[2]) W. DEECKE, Neue Materialien zu Geologie von Pommern. II. Bohrungen im Diluvium Vorpommerns. Mitteil. naturw. Ver. f. Neuvorp. u. Rügen in Greifswald, Bd. 38, S. 44. 1907.

[3]) W. DEECKE, Die Soolquellen Pommerns. Ebenda, Bd. 30, S. 80. 1899.

[4]) W. DEECKE, Neue Materialien usw. I. Trias, Jura, Kreide, Soolquellen, Tertiär. Mitteil. naturw. Ver. f. Neuvorp. u. Rügen, Bd. 33, S. 128. 1902.

zont gebunden. Ihr Auftreten erklärt Deecke[1]) im Zusammenhange mit den Störungen, die er in der Zone der Dievenowmündung annimmt.

Dem oberen Lias entstammen Diluvialgeschiebe, die Deecke[2]) aus den Kreidegruben von Bünnewitz auf der Insel Gristow erhielt: »flache, graue Knollen mit kreisförmigem Umriß«. Näheres darüber gibt er nicht an.

Dogger. Zu den Oberflächenbildungen des Gebietes gehören die in der Litteratur vielfach genannten Doggervorkommen auf der Insel Gristow und bei Soltin. Die Aufschlüsse liegen an den Steilufern des Camminer Boddens in etwa $2^1/_2$ km Entfernung einander gegenüber; sie sind infolge der steten Abbröcklung der Ufer starken Veränderungen unterworfen.

Der Gristower Dogger tritt in der Nähe des Großsteins, eines nahe dem Ufer aus dem flachen Wasser herausragenden gewaltigen Geschiebes, zutage. Er gehört zum Niveau der *Parkinsonia Parkinsoni* Sow.[3]). Deecke[4]) beschreibt von dort folgendes Profil:

Diluvium	2 m
Sand mit Sphärosideritknollen	2 »
Brauner Grand	0,40 »
Brauner Sand mit kleinen Sphärosideriten	1 »
Weißer geschichteter Sand mit Kohlenresten	2 »
Brauner lockerer Grand	0,20 »
Sand mit Sphärosideriten	

Das Einfallen war schwach nach Osten. Deecke gibt dazu eine Liste der Fauna aus aufgelesenen Sphärosideritknollen, woraus sich eine Fazies der Zone mit *Amm. ferruginea* Opp. ergab.

Im Jahre 1914 sah ich 400 m westlich vom Großstein folgendes Profil:

Geschiebemergel	2,50 m	Diluvium
Brauner Tonmergel mit Kalkknauern durchsetzt	0,50 »	Diluvium
Gelbbrauner geschichteter Sand mit Sphärosideritlagen	1,50 »	Dogger
Abrutsch	2,00 »	

[1]) Ebenda, S. 75.
[2]) W. Deecke, Neue Materialien usw. I, S. 69.
[3]) E. Beyrich, Posidonien balt. Jura; a. a. O., S. 143.
[4]) W. Deecke, Die mesozoischen Formationen, S. 8.

100 m westlich vom Großstein trat unter 2 m Geschiebemergel und 3 m Abrutsch brauner Sandstein hervor mit dünnen Zwischenlagen feinen weißen Sandes.

Diese Aufschlüsse waren bei den Aufnahmearbeiten im Jahre 1919 verschwunden. Statt dessen war zu sehen:

100 m westlich vom Großstein:

Geschiebemergel	2,0 m
Weißer feiner Sand	1,5 »
Brauner Sandstein	2,0 »
Abrutsch	1,0 »

80 m westlich vom Großstein:

Abrutsch	2,0 m
Weißer feiner Sand	1,0 »
Brauner Sandstein mit Sphärosideritlagen, fossilreich	0,5 »
Weißer Sand	0,5 »
Abrutsch	2,0 »

Den Sphärosideritlagen konnte ich ganze Haufwerke von Parkinsoniern mit Holzresten entnehmen.

Ebenfalls der Parkinsonizone gehört das Soltiner Vorkommen an. Zur Zeit der Aufnahme bot sich ein Aufschluß am Westrande des Dorfes Soltin an einer Umbiegung des Ufers nach Nordosten in einer Länge von etwa 150 m. In der Mitte des vorigen Jahrhunderts waren die Schichten in weit bedeutenderem Umfange aufgeschlossen, nach Wessel[1]) in einer Längenausdehnung von 480 m[2]). Das Gestein besteht aus Bänken braunen fossilreichen Sandsteins mit Eisenstein- und sehr sandigen grünlich-braunen, glaukonitischen Lagen. Besonders häufig sind *Pseudomonotis echinata* Sow., *Tancredia donaeiformis* Lyc., *Astarte pulla* Röm.; Ammoniten und Belemniten fand ich nicht vor. Wessel bestimmte u. a. auch *Bel. grandis* Schübler (nur in Sphärosiderit vorkommend) und *Ammon. Parkinsoni* Sow. und erwähnte Holzfragmente und Blätterabdrücke. Deecke[3]) stellt die Sandsteine von Soltin

[1]) Ph. Wessel, Der Jura in Pommern. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 6, S. 306. 1854.

[2]) G. Berendt erwähnt einen Riesentopf im Sandstein von Soltin. Ebenda, Bd. 32, S. 74. 1880.

[3]) W. Deecke, Geologie von Pommern, S. 42. 1907.

ins untere Callovien; er fand *Ammon. Parkinsoni* und *Bel. ginganteus* nur in losen, am Ufer liegenden Stücken.

Am südlichen Ende des mir dargebotenen Aufschlusses war der Sandstein von einem dunkelgrauen, fetten, kleine Schwefelkiesknollen umschließenden Ton unterlagert, in dem sich keine Fossilreste vorfanden. Deecke[1]) erwähnt ebenfalls dunkle, fette Tonschichten von Soltin mit Holzresten und Knollen harten Toneisensteins mit schlecht erhaltenen Resten von *Avicula echinata* Sow.

Ein ähnlicher Ton erschien bei der Kartierung noch vielfach innerhalb der diluvialen Hochfläche östlich von Soltin. Ungefähr 1,5 km östlich vom Dorfe liegt ein solcher Ton in einer 250 m langen, 150 m breiten ovalen Fläche zutage und konnte in der Nachbarschaft noch an zahlreichen Stellen mit dem Zweimeterbohrer unter Geschiebemergel gefaßt werden, ebenso in der Feldmark nordöstlich von Grabow. Ein gleicher Ton findet sich an mehreren Stellen in der Nähe des Kirchhofes bei der Stadt Cammin, ebenfalls unter Geschiebemergel. Von gleicher Beschaffenheit ist auch die oben erwähnte, in der Camminer Soolbadbohrung bei 1,57—5,65 m durchsunkene Tonscholle.

In der Literatur finden wir mehrfach Angaben über anstehende Juragesteine in und bei der Stadt Cammin, deren älterer Stadtteil auf einem nach Norden und Westen ziemlich steil abfallenden Hügel erbaut ist. Während T. E. Gumprecht[2]) versichert, daß in der Stadt selbst überall Lehm ansteht, selbst bei Brunnengrabungen keine Spur älteren Gesteins bemerkt wurde und nur in der äußersten südlichen Vorstadt brauner Sandstein ansteht, fand Ph. Wessel[3]) im nordwestlichen Stadtteile nahe dem Hafentore steil (mit 60—70°) aufgerichtete Sande mit einer auch bei Soltin häufigen Astarte; die Sande hält er deshalb für eine höhere Lage der Soltiner Schichten. Nach Fr. von Hagenow[4])

[1]) W. Deecke, Die mesoz. Formationen, S. 7.

[2]) T. E. Gumprecht, Zur geographischen Kenntnis von Pommern. Carsten's Archiv f. Min. Bd. 20, S. 448. 1846.

[3]) Ph. Wessel, Descriptio geognostica regionis ostiis Viadrinis circumiectae, S. 27. 1851.

[4]) Fr. von Hagenow, Über Jura im Wolliner und Camminer Kreise. N. Jahrb. f. Min., S. 347. 1853.

steht die Stadt auf fossilleerem Jurasandstein. Nach DEECKE[1]) steht Mittlerer Dogger in Cammin an; Oberer Dogger[2]) ist an dem Hügel entwickelt, auf dem die Stadt steht. Bei Aufgrabungen sollen Sandstein und grauer Ton beobachtet worden sein. Aus Ausschachtungen der Brauerei Vörkelius, nahe dem Hafentore, stammt nach demselben Autor eine Fauna der Subfurcatuszone, darunter Parkinsonier und Myaciten mit *Bel. giganteus*. Nach WESSEL[3]) steht ein dem Soltiner Gestein ähnliches, aber von grobkörnigem Gefüge, mit 70° einfallend im südlichen Ende der Stadt an; in den östlich liegenden Feldern soll an vielen Stellen Sandstein zutage treten.

Von diesen älteren Oberflächenbildungen in und bei der Stadt konnte ich nichts bemerken; auch den Jurasand fand ich nicht, der nach VON DEM BORNE[4]) an mehreren Punkten bei Cammin auftritt; die angetroffenen Sande gehören sicher dem Diluvium an. In umfangreichen Ausschachtungen bei der genannten Brauerei, ebenso in den ausgedehnten Ausschachtungen für die Beamtenhäuser im südlichen Stadtteile nahe dem Bahnhofe[5]) sah ich nur Geschiebemergel. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß in dem den älteren Beobachtern noch zugänglichen Gelände infolge der Anlagen der Eisenbahn und neuer Straßenzüge vielleicht frühere Aufschlüsse verloren gingen.

Malm. Das Auftreten von Oberem Jura beschränkt sich auf das Unterkimmeridge von Kalkberg bei Fritzow, das zuletzt durch M. SCHMIDT[6]) eingehend bearbeitet worden ist. Von den Kalkgruben, durch die das Gestein aufgeschlossen war, ist nur noch die nördlichste, am sogen. Kaiserstein, zugänglich; sie ist aber dem Verfall nahe und bietet wenig Ausbeute an gut erhaltenen

---

[1]) W. DEECKE, Die mesoz. Formationen, S. 9.

[2]) W. DEECKE, Geologie in Pommern, S. 37.

[3]) PH. WESSEL, Jura Pommern, S. 307.

[4]) VON DEM BORNE, Zur Geognosie der Provinz Pommern. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. IX, S. 505. 1887.

[5]) Die WESSEL'sche Karte gibt an dieser Stelle Kreide an.

[6]) M. SCHMIDT, Der Oberjura in Pommern. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 41, S. 26–38. 1905.

Fossilien. Daß quartäre Bildungen den Fritzower Jura unterlagern, war bereits W. Schultz[5]) bekannt und ist später durch Bohrungen bestätigt worden[6]); die einzelnen Kalkkörper liegen danach als Schollen im Diluvium.

Wessel[7]) gibt an, daß der Fritzower Jura noch weit nach Süden bis in der Gegend von Königsmühl, südlich von Cammin, wahrscheinlich dicht an der Oberfläche liegt und daß die Felder bis dahin mit Fritzower Gestein und Versteinerungen bedeckt sind. Diese Angaben bestätigen sich nicht.

Kreide. Untere Kreide ist auf den Blättern Cammin und Fritzow nirgends angetroffen worden.

Obere Kreide ist durch Kreide- und Tongruben bei Zünz und auf Gristow aufgeschlossen.

Cenoman. Die Aufschlüsse bei Zünz sind bisher wenig bekannt; der Fundort liegt im östlichen Teile der Insel Wollin am Camminer Bodden gegenüber der Nordwestecke der Insel Gristow. Am Nordausgange des Dorfes Zünz, hart an der Straße nach Lauen, war noch vor wenigen Jahren eine Tongrube in Betrieb, aus der ein grauer Kreidetonmergel zur Zementfabrikation gewonnen wurde. Im Jahre 1919 waren die Lagerungsverhältnisse nur noch am Nordoststoß der Grube sichtbar, wo der Ton unter 4—6 m Geschiebemergel zutage tritt. Er soll dort nach Angabe des Schichtmeisters mit einer 11 m tief gehenden Bohrung nicht durchsunken sein. Fossilreste waren nicht zu gewinnen. Südwestlich von der Tongrube, bei Punkt 19,2 des Meßtischblattes, 200 m vom Westrande des Dorfes, erschließt eine Grube der Stettiner Zementfabrik in einer Länge von 150 m und einer Breite von etwa 40 m einen hellgrauen Kreidemergel, der auch bezüglich seiner Fauna dem Tribsower Cenoman sehr ähnlich ist. Eine Liste der Fauna verdanke ich Herrn Prof. J. Böhm; es entstammen von dort:

---

[1]) W. Schultz, Grund- und Aufrisse im Gebiete der allgemeinen Bergbaukunde, S. 8. 1823.

[2]) M. Schmidt, a. a. O., Oberjura Pommern, S. 37.

[3]) Ph. Wessel, Jura Pommern, S. 315.

Oxyrhina Mantelli Ag.
» *angustidens* Reuss
Terebratula subrotunda Sow.
Rhynchonella Cuvieri d'Orb.
Phymosoma cenomanense Cotteau
Peltastes clathratus Ag.
Discoidea cylindrica Ag.
Holaster subglobosus Ag.
Vermicularia Sowerbyi Mont.

In einem tiefen, von der Grube bis zum Nordrande des Dorfes reichenden, dem Abtransport des Materials dienenden Einschnitte waren noch große, im Geschiebemergel eingeschlossene Blöcke des Gesteins sichtbar.

Turon. Die Kreideaufschlüsse im nordwestlichen Teile der Insel Gristow sind bis auf eine Grube an der Westseite des Hohen Berges bei der Zementfabrik Bünnewitz völlig verschwunden oder verstürzt. Von den beiden großen Kreidepartieen, die auf der Wessel'schen Karte sich östlich und westlich an das Doggervorkommen der Nordküste anlegen, ist nichts vorhanden. Da der Betrieb der Grube am Hohen Berge seit mehreren Jahren stilllag, war zur Zeit der Kartierung der Aufschluß recht mangelhaft. Nur im Südstoße der Grube trat ein hellgrauer, von Geschiebemergel überlagerter Tonmergel zum Vorschein, der, auf wenige Meter angeschnitten, außer Foraminiferen keine bestimmbaren Fossilreste lieferte. Unter den auf der Sohle der Grube liegenden Geschieben fallen wegen ihrer Menge große Knollen gefleckten Feuersteins vom Lebbiner Habitus auf. Etwas oberhalb des Tonvorkommens sah ich einen von Geschiebemergel umschlossenen großen Block weißgrauer, feuersteinfreier Kreide; Fossilien fehlten. Der Geschiebemergel an den Seitenwänden der Grube umschließt außerdem noch zahlreiche Tonstreifen und Kreidebrocken.

Deecke[1]) wies in grauem Tonmergel von Bünnewitz eine unterturone Fauna nach, außer Foraminiferen: *Exogyra conica* Sow., *Micraster breviporus* d'Orb., *Ptychodus mamillaris* Ag., u. a.

[1]) W. Deecke, Geol. v. Pommern, S. 76.

In alten, verlassenen Gruben südlich von der Zementfabrik und nahe dem höchsten Punkte fand Deecke[1]) Oberturon; er bestimmte *Inoceramus Brongniarti* Mant., *Micruster breviporus* d'Orb., *Ananchytes striatus* Goldf. Ein Zusammenhang mit dem Unterturon war nicht festzustellen.

Senon. Auch obersenone Kreide war früher auf Gristow aufgeschlossen. von Hagenow[2]) beobachtete im nordöstlichen Teile der Insel Schwammkalke mit reicher Fauna, u. a. *Actinocamax quadratus*; Gumprecht[3]) sah daselbst fossilfreie, weiße, harte Mergel, die dem Gestein von Parlow, östlich von Wollin, entsprachen. Ferner soll in Cammin Mucronatenkreide angetroffen worden sein. von Hagenow[4]) berichtet, daß in der südlichen Vorstadt weiße Kreide beim Brunnengraben gefunden wurde. Nach Wessel[5]) ist diese Kreide bei Anlage eines Brunnens am Kirchhofe mit 8 m nicht durchsunken worden. Als weitere, inzwischen verschwundene Fundstelle wird Marquardsmühl, östlich von Cammin, von Wessel angegeben. Endlich muß auch der wahrscheinlich obersenonen großen Kreidescholle gedacht werden, die in der Tiefbohrung an der Schule von Bergdivenow angetroffen wurde[6]).

Paleocän. In die Oberkante des cenomanen Kreidemergels bei Zünz eingepreßt, treten nicht selten unregelmäßig begrenzte Partien eines schwarzen, sehr fetten, schmierigen Tones auf, der durch seine dunkle Farbe und glänzenden Rutschflächen auffällt und Zeichen starker Pressung aufweist. Er ist völlig fossilfrei und erinnert lebhaft an die von Gagel[7]) beschriebenen aufgepreßten

[1]) Ebenda, S. 81.

[2]) Fr. von Hagenow, Über Kreide- und Jurabildungen im Camminer Kreise. Amtl. Ber. 38. Naturforscher-Vers. Stettin 1863, S. 83. 1864.

[3]) T. E. Gumprecht, Zur geogn. Kenntnis usw., S. 461.

[4]) von Hagenow, Über braunen Jura auf Wollin und im Camminer Kreise. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 5, B. M., S. 16. 1853.

[5]) Ph. Wessel, Jura Pommern, S. 308.

[6]) Vergl. O. von Linstow, Die Tektonik der Kreide im Untergrunde von Stettin. Dies. Jahrb. f. 1913, Bd. 34, Teil I, S. 144. 1913.

[7]) C. Gagel, Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin über Untereocän, Paleocän? und Interglazial. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 46, S. 509. 1914.

Tone von Finkenwalde, die einer alttertiären Braunkohlenbildung angehören und wahrscheinlich paleocänen Alters sind. Herr GAGEL konnte mir die Ähnlichkeit beider Vorkommen bestätigen. Ähnliche Tone sind noch aus Vorpommern, aus der Uckermark und aus Holstein bekannt.

Eocängeschiebe sind in der Camminer Gegend beobachtet worden, scheinen aber selten zu sein[1]).

Die Frage, welche von den zutage tretenden vorquartären Schichten bei Cammin wirklich anstehend sind, ist noch wenig geklärt. Der Nachweis für die Schollennatur des Fritzower Malm ist erbracht, ebenso für die des ausgedehnten Tribsower Cenomanvorkommens, dessen Unterlagerung durch Geschiebemergel ich selbst feststellen konnte. Sicher ist auch ein Teil, wenn nicht alle, der früher beobachteten kleinen Funde nicht anstehendes Gestein. Dies beweist das Verschwinden von Fundstellen, nachdem sie durch zuverlässige Beobachter beschrieben waren; da es sich ausschließlich um nutzbare Gesteine handelt, so ist ihr Verschwinden leicht zu erklären. Das gilt besonders für die Kreidevorkommen. Lokalmoränen oder auffällige Anhäufungen mesozoischen Gesteinmaterials, die man in der Grundmoräne bei der Nähe anstehender Gebirgsmassen erwarten sollte, habe ich nur in der allernächsten Umgebung des Soltiner Doggers bemerken können.

Am meisten machen noch den Eindruck anstehender Massen die nur durch die Wasserfläche des Camminer Boddens getrennten Doggeraufschlüsse bei Soltin und auf Gristow, welch letzteres Vorkommen DEECKE als Fortsetzung der wohl zweifelhaften gegenüberliegenden, jenseits der Dievenow auf dem Stadthügel von Cammin angegebenen Schichten ansieht, indem die Dievenow einem nordnordost—südsüdwestlich streichenden Bruche entspricht[2]). Nur durch ausreichend tiefe Bohrungen kann in allen diesen Fragen Klarheit geschaffen werden.

---

[1]) K. A. GRÖNWALL, Geschiebestudien. Dies. Jahrb. f. 1903, Bd. 24, S. 431. 1904.

[2]) W. DEECKE, Die mesoz. Formationen, S. 9.

9. Provinz Schlesien.

Herr Cramer berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Schweidnitz. (Gr.-A. 76, Nr. 7.)

Der in seiner Arbeit »Endmoränen in Niederschlesien« von Herrn K. Keilhack erwähnte und von Herrn L. Finckh zuerst begangene Endmoränenzug Freiburg-Schweidnitz-Gröditz-Taupadel wurde im Sommer 1919 bei der geologischen Aufnahme des Blattes Schweidnitz, soweit er auf diesem Blatte liegt, genauer untersucht.

Er beginnt bei Freiburg und zieht sich in nach Norden offenem Bogen über Kunzendorf-Schönbrunn nach Zülzendorf.

Es ist kein zusammenhängender Zug, nur im Gelände plötzlich aufragende Kuppen und Rücken sind Zeugen einer ehemaligen Stillstandslage des Eises. Wie fast alle Bildungen des Blattes sind auch diese fast ganz unter einer Lößdecke begraben, die das Erkennen erschwert.

Vorschüttungssande fehlen gänzlich.

Die Reihenfolge der einzelnen Endmoränenvorkommen ist von Westen nach Osten die folgende.

ONO von Bahnhof Freiburg erhebt sich in der ganz flachen Grundmoränenebene eine in ihrem Kern aus Kiesen bestehende, an den Seiten mit Geschiebemergel und Löß bedeckte Kuppe, Punkt 278,2, die den Beginn des Endmoränenbogens darstellen dürfte. Aus Mangel an Aufschlüssen ist ihre innere Struktur nicht zu beobachten.

Weiter nach Südosten, am Rande des Liebichauer Baches, erscheint eine weitere größere Kieskuppe, die durch die in ihr angelegten Gruben Einblick in den inneren Aufbau gestattet.

Hier zeigt sich als auffallendstes Merkmal das fast gänzliche Fehlen einheimischer Geschiebe. Die so typischen leicht ins Auge fallenden Milchquarze und Kieselschiefer fehlen vollkommen, man fühlt sich in eine Endmoräne Norddeutschlands versetzt. Dieser Mangel an einheimischem Material zeigt sich auch in den Aufschlüssen weiterer Kuppen und Rücken des Endmoränenbogens trotz der Nähe des Gebirges.

Zahlreiche große nordische Blöcke liegen in der Grube oder stecken noch in den Kiesen der Wände. Die Kiese sind geschichtet, steil aufgerichtet mit einem Einfallen von ungefähr 45° nach Südost und wechsellagern unregelmäßig mit Sanden verschiedenster Korngröße.

Für die Auffassung als Endmoräne sprechen namentlich auch Reste von Blockpackung, die in der Südwestwand der Grube aufgeschlossen sind.

Sande und Kiese sind sehr schwach kalkig. Überdeckt werden alle Bildungen von einer dünnen oft fehlenden Lößdecke, unter der an den Seiten oft noch Geschiebemergel auftritt.

Als Fortsetzung erscheint südlich dieser Grube die kleine Kuppe 296 und weiter nach Osten, gleich westlich der Kirche von Kunzendorf, eine Kieskuppe, die von der kleinen Bahn durchschnitten wird und hier den nordischen Charakter der Geschiebe erkennen läßt.

Am Ostausgang von Kunzendorf liegt als weiteres Stück die bekannte Kiesgrube von Ober-Kunzendorf, die namentlich durch ihren Reichtum an Silurgeschieben berühmt geworden ist.

Auch hier dasselbe Bild.

Vollständiger Mangel an einheimischen Geschieben, massenhaftes Auftreten nordischer Geschiebe in allen Größen.

Die Lagerung der Sand- und Kiesschichten ist die gleiche wie bei der vorher beschriebenen Grube. Aufstauchungen bis zu 45°, Einfallen nach Südosten, Streichen nach Nordosten; unregelmäßige Wechsellagerung von Kiesen, Sanden und feinen Sanden, die sämtlich sehr schwach kalkig sind.

Der in Resten diskordant die aufgestauchten Schichten überlagernde Geschiebelehm (dm) ist kalkfrei.

Auf diese große Kuppe folgen nach Südosten einige weitere kleinere: an der Kunzendorf-Kamerauer Chaussee gleich an der ersten alluvialen Senke östlich Kunzendorf, die Ernestinenhöhe westlich Kamerau, Punkt 308 und östlich davon die »Sgr.« südlich der Chaussee. Auch hier erscheint, soweit kleinere Aufschlüsse eine Beobachtung zulassen, der Charakter der Geschiebe

rein nordisch. Nur in der »Sgr.« tritt etwas südliches Material dazu, man müßte hier bereits von gemischtem Diluvium reden. Es zeigt sich allerdings, daß nach der Tiefe zu der rein nordische Charakter der Geschiebe wieder überwiegt.

Südlich der letztgenannten Kuppen, nördlich Ober-Bögendorf, bei Punkt 319, tritt außerhalb des großen Bogens ein langgestreckter Sand- und Kiesrücken auf, der vielleicht den Rest einer Vorstaffel der Endmoräne vorstellt.

Er unterscheidet sich von den vorher erwähnten und weiter unten noch zu besprechenden Vorkommen durch den unstreitig gemischten Habitus seiner Geschiebe und durch das Fehlen großer und mittlerer Blöcke. Sande und Kiese, von denen letztere vorherrschen, sind kalkfrei, Blockpackungen fehlen. Die nicht immer vorhandene Schichtung zeigt ein Einfallen nach Südwesten und ein Streichen von Süd-Osten nach Nord-Westen. Im Gegensatz hierzu bietet die Sandgrube am West-Ausgang von Schönbrunn, als Fortsetzung des Endmoränenbogens, wieder das gleiche früher beschriebene Bild: nordischer Charakter der Geschiebe, Steilaufrichtung bis zu 45° der hier kalkfreien Sande und Kiese.

Zwischen Schönbrunn und der Ziegelei an der Schweidnitz-Alt-Jauernicker Chaussee liegt das längste zusammenhängende Stück der Endmoräne. Verschiedene Aufschlüsse geben einen Einblick in den inneren Aufbau, der recht verschieden zu sein scheint.

Am Westabfall des Rückens liegen drei Sand- und Kiesgruben, die folgendes zeigen:

Zunächst ist die Zusammensetzung der Geschiebe unstreitig gemischt, Milchquarze überwogen bedeutend. Sande und Kiese waren kalkfrei.

Die mittlere der drei Gruben zeigte in die dort abgebauten mächtigen Kiesablagerungen eingelagert eine beschränkte Partie von fettem Formsand, ungefähr 5 m mächtig, der durch Bohrungen noch ungefähr 25 m in den Berg hinein, also nach Osten, festgestellt ist, nach Norden und Süden aber bald auskeilt, da die beiden anderen Gruben ihn nicht mehr besitzen. Die ihn unter-

lagernden Kiese gemischten Diluviums sind sehr mächtig; eine im Gruben-Tiefsten angesetzte Bohrung fand sie noch bei 18 m. Sie fallen in den Berg, nach Südosten, ein.

Der interessanteste Aufschluß ist in der Ziegelei-Grube an der Schweidnitzer Chaussee. Hier ist eine Grundmoräne, die nach ihrem ganzen Habitus und Auftreten der ältesten Vereisung (δm) angehören dürfte, zusammen mit Sanden und Bändertonen, die sie über- und unterlagern, steil aufgepreßt worden.

Nach den angestellten Beobachtungen und nach Mitteilungen des Verwalters der Grube war der bereits abgebaute Teil der Grube mit Geschiebemergel erfüllt. Dieser hat eine Verwitterungsdecke von sandigem Lehm bis zu 2,5 m. Der darunter liegende, dunkle unverwitterte Mergel ist stark kalkig und für Ziegelei-Zwecke nicht zu gebrauchen. Aus diesem Grunde wird auch nur der sandige Lehm abgebaut und der Mergel bleibt überall stehen. Diese Reste findet man allerorts.

Zum Unterschied vom Geschiebemergel der jüngeren Vereisung (dm), der sandiger ausgebildet und von gelblicher Farbe ist, außerdem wenig tertiäre Beimengungen enthält, ist dieser Mergel (δm) fett, dunkel, fast schwarz, feinkörniger ohne größere Geschiebe, dagegen reich an Ligniten.

Die Über- und Unterlagerung des Geschiebemergels durch fast immer feine, feste Sande verschiedener Farbe zeigt sich namentlich an der Südostwand sehr deutlich. Man sieht hier von der untersten bis zur obersten Sohle quer durch die Wand den Geschiebemergel, wenn auch wenig mächtig, ausgebildet als sandiger Lehm, streichen. Die ihn unterlagernden Sande fallen ziemlich steil nach Nord-Ost ein. In diesen Sanden ist eine dunkle Bank fetten kalkhaltigen Bändertons eingelagert, die sich an verschiedenen Stellen, aber stets unter dem Geschiebemergel zeigt.

Es scheint, daß das Eis den Geschiebemergel nach der Mitte der Grube zusammengepreßt hat, während er an den Seiten zu einem schwachen Bande ausgewalzt ist.

Das ganze Auftreten macht überhaupt den Eindruck einer Scholle. Einmal spricht dafür, daß in den oben erwähnten süd-

westlich der Ziegelei gelegenen Sandgruben der Geschiebemergel nicht mehr gefunden wurde; dann erfuhr ich auch durch den Verwalter, daß man an der Südwestwand, an der augenblicklich gearbeitet wird, hinter dem Mergel bereits wieder auf die erwähnten festen, feinen Sande gestoßen ist. Das bedeutet, daß der Geschiebemergel hier wieder zu Ende ist und nur eine emporgerissene, steilgestellte, von allen Seiten nach der Mitte zusammengepreßte Scholle darstellt.

An der Nordwestecke der Wand legen sich an den Geschiebemergel ihn scharf abschneidend grobe Kiese mit großen Geschieben, oft in Form von Blockpackungen, nordischer Herkunft, an.

Überlagert werden alle Bildungen von einer nicht einheitlichen und wenig mächtigen Lößdecke, unter der hier und da der jüngere Geschiebemergel (dm) lagert, der von Kiesen und Sanden unterlagert wird.

Die neue Ziegelei-Grube östlich der Chaussee zeigt die gleichen Verhältnisse in klarerer Form. Der ältere Geschiebemergel streicht unter der Chaussee hindurch und tritt gleich an ihrem Rande und an der Südostwand der Grube als sandiger Lehm zutage in einer bereits erwähnten Mächtigkeit von 2—2,5 m. Der eigentliche schwarze Mergel bildet auch hier den Boden der Grube und wird wegen seines großen Kalkgehaltes stehengelassen. Auch hier wird er von festen, feinen, geschiebefreien Sanden über- und unterlagert.

Bändertone waren in diesem Teile der Grube nicht aufgeschlossen.

Als weitere Fortsetzung des Endmoränenbogens erscheint im Nordosten der Galgenberg. Die in der verfallenen Kiesgrube vorhandenen Geschiebe, auch solche von größerem Umfange, müssen als gemischtes Diluvium bezeichnet werden.

Die Höhen westlich Zülzendorf und nördlich Säbischdorf sind das Ende des Endmoränenbogens auf Blatt Schweidnitz. Aufschlüsse zur Feststellung der Herkunft ihrer Geschiebe fehlen.

Die beiden kleinen Kieskuppen am Blattrande nördlich Alt-Jauernick, darunter der mit einem Denkmal gekrönte Pfaffenberg,

sind der südlichste Vorsprung eines weiter nördlich gelegenen Endmoränenbogens, der bei Zedlitz, 5 km südlich Striegau beginnend sich über Königszelt-Schmellwitz-Klein-Bielau bis zum Zobten hinzieht. Die sie zusammensetzenden Geschiebe sind im Gegensatz zu denen des beschriebenen Endmoränenbogens typisch gemischter Herkunft bei starkem Überwiegen des einheimischen Materials.

Herr L. Finckh berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Charlottenbrunn und Lauterbach im Sommer 1919.

Unter den alten Gesteinen des bearbeiteten Gebietes besitzen die Gneise die größte Verbreitung. Es sind zum größten Teile Schiefergneise oder Paragneise, also Gesteine, die aus ursprünglichen Sedimenten unbekannten, vielleicht paläozoischen Alters — aus Schiefern und grauwackeartigen Gesteinen hervorgegangen sind. Neben ihnen erscheinen aber auch Gneise, die als alte Granite, also als Orthogneise zu deuten sind. Alle diese Gesteine gehören in die Gruppe der Biotitgneise. Die Zweiglimmergneise sind in diesem Gebiet nicht entwickelt.

Die Paragneise des Eulengebirges unterscheiden sich von denen des Vorlandes durch einen höheren Grad der Umwandlung in Gneis. Nach ihrer Textur kann man folgende Abarten unterscheiden:

1. feinkörnigen bis flaserigen Paragneis,
2. flaserigen Paragneis,
3. Lagengneis.

Aus dem feinkörnigen Paragneis bestehen die dunkeln Lagen des Lagengneises, in dem ein starker Wechsel von solchen biotitreichen mit hellen biotitarmen Lagen stattfindet. Stellenweise bildet der feinkörnige Paragneis auch meist nur kleinere Einlagerungen im Lagengneis. Die hellen Lagen treten dann in ihm fast ganz zurück. Bisweilen zeigt dieser feinkörnige Paragneis auch Übergänge in flaserigen Paragneis, besonders bei Zunahme der Korngröße. Eine scharfe Trennung dieser verschiedenen Abarten der Paragneise ist oft kaum möglich, da vielfach ein sehr rascher Wechsel in der Beschaffenheit dieser Gesteine auf kürzeste Entfernung stattfindet.

In noch höherem Maße gilt dies für bestimmte Zonen in den Lagengneisen, in denen neben diesen auch noch granitischkörnige Partien auftreten. Der Eindruck, den man in den Aufschlüssen und an einzelnen großen Blöcken gewinnt, ist zunächst der, daß der Gneis hier durch granitische Injektionen in hohem Grade verändert ist. Der Gneis wird von bald granitischkörnigen, bald pegmatitischen Massen und Trümern durchsetzt, zeigt sich vielfach stark zerrissen und oft bis ins kleinste gefältelt. Daran, daß hier die Einwirkung der granitischen Massen, auf deren Einfluß die Entstehung der Paragneise überhaupt zurückzuführen ist, in ganz besonders hohem Maße stattgefunden hat, besteht kein Zweifel. Da aber die granitischkörnigen Gneise bei Kaschbach (Bl. Reichenbach), die man nach ihrer Textur ohne weiteres als Orthogneise auffassen muß, nach ihrer petrographischen Beschaffenheit von den Graniten durch sehr starkes Zurücktreten des Kalifeldspats abweichen und da sie auch sonst manche Merkmale der Paragneise zeigen, so liegt die Vermutung nahe, daß sie entweder durch Einschmelzen von Paragneis stark modifizierte Orthogneise darstellen oder aber, daß sie überhaupt erst durch Aufschmelzung des Schieferdaches enstanden sind. In letzterem Falle würden sie eigentlich noch gar nicht als eigentliche Granitgneise aufzufassen sein. Von diesen granitischkörnigen Partien, in denen oft zahlreiche Einschlüsse von Paragneis enthalten sind, bis zu den als Injektionsgneise bezeichneten Gesteinen kann man alle Übergänge beobachten.

Dieses Ergebnis meiner Beobachtungen hat mich zu der Überzeugung geführt, daß die Gebiete der als Injektionsgneise bezeichneten Gesteine Zonen starker Aufschmelzung darstellen.

Für den Gebirgsanteil des Blattes Reichenbach wurden in engster Anlehnung an die Dathe'schen Unterscheidungen für die Drucklegung folgende Unterabteilungen der Gneise gegeben:

1. Orthogneise.

Mittel- bis grobkörniger (granitischer) Biotitgneis
= Orthogneis mit zahlreichen z. T. eingeschmolzenen Paragneiseinschlüssen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

2. Paragneise.

a) Körnig-schuppiger Biotitgneis
= feinkörniger bis flaseriger Paragneis mit Übergängen in Lagengneis.

b) Flaseriger Biotitgneis
= Lagengneis.

c) Grob- bis breitflaseriger Biotitgneis
= Lagengneis, Zonen starker Aufschmelzung.

Die Paragneise des Vorlandes des Eulengebirges zeigen, je weiter man sich vom Gebirge entfernt, einen mehr und mehr schieferigen Charakter. Sie sind oft glimmerschieferartig und zeigen vielfach geringere Korngröße der Gemengteile. O. Tietze hat solche Gesteine als Gneisglimmerschiefer bezeichnet, da in ihnen neben Quarz und Glimmer auch Feldspate als wesentliche Gemengteile enthalten sind. Es scheint, daß hier weniger stark umkristallisierte Gesteine des alten Schiefermantels vorliegen. Von besonderem Interesse ist das Auftreten von granulitartigen Lagen in diesen schieferigen Paragneisen, die durchaus den Eindruck von ursprünglichen, vielleicht aus Grauwacke oder aus Arkosen bestehenden Lagen in den primären Schiefern machen. Sie werden wohl in gewissem Sinne einem Teil der hellen Lagen in dem Lagengneis des Eulengebirges entsprechen, ohne daß damit gesagt sein soll, daß diese Gesteine sich auch in ihrer geologischen Stellung durchaus entsprechen.

Die im Eulengebirge z. B. bei Oberweistritz in den Lagengneisen eingeschalteten größeren Lager von Granatgranuliten scheinen mit diesen granulitähnlichen Lagen in den obigen Schiefergneisen nichts zu tun zu haben. Diese Granatgranulite des Eulengebirges erscheinen auffallenderweise fast stets in engstem Verbande mit Amphiboliten und Serpentinen. Die mikroskopische Untersuchung des Granatgranulits von Oberweistritz ergab, daß in diesem Gestein stellenweise entmischte Kalinatronfeldspäte als porphyroblastische Einsprenglinge enthalten sind. Dieser Umstand legte mir die Vermutung nahe, daß hier ein den Keratophyren entsprechendes Glied der kristallinen Schieferreihe vorliegt.

Zwei Gesteinsproben des Granulits von Oberweistritz wurden von A. Eyme analysiert. Diese Analysen ergaben folgendes:

	I.	II.
SiO_2	72,23	67,76
TiO_2	0,21	0,63
Al_2O_3	14,74	14,28
Fe_2O_3	0,89	2,99
FeO	0,94	3,67
CaO	1,60	2,05
MgO	0,58	1,72
K_2O	4,66	2,21
Na_2O	3,93	3,00
H_2O	0,75	1,82
S	0,02	0,18
P_2O_5	0,11	0,17
	100,66	100,48
Spez. Gew.	2,660	2,828

Molekularprozentzahlen daraus:

	I.	II.
SiO_2	78,83	75,04
TiO_2	0,17	0,52
Al_2O_3	9,465	9,305
Fe_2O_3	0,35	1,24
FeO	0,86	3,39
CaO	1,875	2,43
MgO	0,95	2,86
K_2O	3,25	1,56
Na_2O	4,15	3,225
S	0,04	0,35
P_2O_5	0,06	0,08
	100,00	100,00

Die Berechnung dieser beiden Analysen in Molekularprozentzahlen ergibt, daß in beiden Gesteinen ein Überschuß an Tonerde vorhanden ist und zwar von 0,19 % in Analyse I. und von 2,09 % in Analyse II. Dieser Tonerdeüberschuß ist bedingt durch das Vorhandensein von Disthen. Gestein I. ist außerdem auch ärmer an Granat und dementsprechend ärmer an Eisen und Kalk.

Für das Gestein I. wurden die Osann'schen Werte berechnet:

S 79,06. a 13 c 2,5 f 4,5 n 5,6.

Das Verhältnis SAlF ist gleich 25,5 : 3 : 1,5.

Für das Verhältnis AlCAlk wurde gefunden: 15 : 3 : 12.

Von der Berechnung der Analyse II. wurde wegen des höheren Tonerdeüberschusses Abstand genommen.

Nach dem Ergebnis der Analysen kann wohl ein ursprüngliches saures Eruptivgestein vorgelegen haben; ein Beweis für die Zugehörigkeit zu den Keratophyren ist damit aber nicht erbracht, da der Gehalt an Alkalien nicht hoch genug ist. Es ist allerdings möglich, daß ein Teil der Alkalien in diesem Gestein vor oder bei der Umwandlung in das kristalline Gestein verloren gegangen ist. Auffällig ist immerhin der Gehalt an entmischtem Kalinatronfeldspat.

Unter den basischen Einlagerungen in den Gneisen sind Amphibolite, Gabbros und Serpentine zu unterscheiden. Die Gabbros enthalten zum Teil neben dem Diallag rhombische Pyroxene. Solche Gesteine gehören also zu den Gabbronoriten. Da Gabbronorit auch in dem Gabbrogebiet von Neurode auftritt, so ist anzunehmen, daß die Gabbros des eigentlichen Eulengebirges mit denen von Neurode zusammengehören. Auch ein Teil der Olivinfelse des Gebietes führt rhombische Pyroxene. In einigen mit den Olivingesteinen eng verknüpften Strahlsteinfelsen tritt neben Strahlstein auch Anthophyllit als wesentlicher Gemengteil auf. Solche Gesteine finden sich am Bärenstein bei Steinseifersdorf (Bl. Reichenbach) und bei Habendorf (Bl. Langenbielau). Die in kleineren Lagern erscheinenden Gabbrogesteine zeigen meist ausgezeichnete ophitische Struktur. Häufig lassen die Gabbrogesteine des Gebietes auch starke mechanische Deformationen der Gemengteile und Hand in Hand damit Übergänge in amphibolitische Gesteine erkennen. Solche Hornblendegesteine kann man auch als Gabbroamphibolite bezeichnen. So wurde am Wacheberg bei Jauernig (Bl. Charlottenbrunn) ein kleines Lager eines Flasergabbros beobachtet, der in ein amphibolitartiges Gestein übergeht. Auch DATHE hat auf seinen Karten solche Gesteine als Gabbroamphibolite ausgeschieden.

Nach dem Mineralbestande lassen sich die Amphibolite des Gebietes gliedern in: Plagioklasamphibolite, Granatamphibolite und vielleicht noch pyroxenführende Amphibolite.

Die meisten Amphibolite des Gneisgebietes gehören nach meiner Auffassung nicht zu den Gabbros; ich halte sie vielmehr für ältere Gesteine, die den ursprünglichen Sedimenten eingeschaltet waren und zwar halte ich sie für umgewandelte Diabase und Diabastuffe.

Diese Gesteine werden auf der Karte lediglich nach ihrem Mineralbestande als gewöhnliche Amphibolite (a) oder als Granatamphibolite (ag) bei höherem Gehalt an Granat dargestellt. Außerdem werden nach dem Vorgange DATHE's Gabbroamphibolite dann ausgeschieden, wenn einwandfrei nachgewiesen werden kann, daß ein Amphibolit aus Gabbro hervorgegangen ist. Wahrscheinlich gehört hierher ein Teil der Amphibolite auf Blatt Lauterbach.

Auffallend ist die enge räumliche Vergesellschaftung von gabbroartigen Gesteinen mit Amphiboliten, die man nicht als Gabbroamphibolit deuten kann. So erscheint in einem Steinbruch bei Neudorf unweit Reichenbach neben einem Amphibolit mit pyroxenreichen Lagen ein Olivingabbro mit auffällig frischem Olivin. Die Verbandsverhältnisse sind nicht ganz klar; doch scheint es, als ob der Gabbro hier den Amphibolit durchsetzt.

In dem Gabbrogebiet von Neurode treten neben dem Gabbro Diabase auf, die man als Differentiationsprodukte des Gabbromagmas aufgefaßt hat. Es wäre wichtig, diese Frage nachzuprüfen, unter dem Gesichtspunkt, ob die Diabase nicht älter sind als die Gabbros. Dabei ist freilich zu berücksichtigen, daß auch ophitisch struierte Gabbrogesteine vorhanden sein können, die diabasartigen Habitus besitzen.

Die bisher erwähnten Gesteine sind sämtlich älter als die Kulmformation. Sowohl die Gneise und Amphibolite, als auch die Gabbros finden sich in den Geröllen der Gneiskonglomerate, die von Dathe als kulmisch gedeutet wurden. Nach Beobachtungen von E. Zimmermann könnten diese Konglomerate auch dem obersten Oberdevon angehören. Jüngere Eruptivgesteine, die dem Kulm eingelagert sind oder es durchsetzen, finden sich im Bereiche des Blattes Charlottenbrunn an verschiedenen Stellen. So die Kersantite und Porphyre bei Wüstewaltersdorf und Kersantite in der Nähe des Schlesiertales. Zu den jüngeren Eruptivgängen gehören auch die in den Gneisen auf Blatt Reichenbach aufsetzenden Glimmer- und Hornblendeporphyrite.

Im Gneis setzen ferner bei Weistritz, im Schlesiertal bei Breitenhain und bei Dittmannsdorf Quarzschwerspatgänge mit Kupfererzen, silberhaltigem Bleiglanz und mit Zinkblende auf, die an verschiedenen Stellen und zu verschiedenen Zeiten bergmännisch abgebaut wurden. Bei Tannhausen wurde noch in neuerer Zeit Schwerspat gewonnen.

Als jüngste Eruptivgesteine des Gebietes sind endlich die Basalte auf Blatt Lauterbach zu erwähnen, die bei Girlachsdorf und bei Groß-Ellguth in mehreren Steinbrüchen zu Straßenschotter abgebaut werden. Bei Girlachsdorf bildet der Basalt einige kleine

Bergkuppen. Der Basalt liegt hier unmittelbar auf stark gerötetem und verlehmtem Gneis auf. Es sind also Reste einer größeren Basaltdecke. Am Eichberg scheint der Basalt in größere Tiefe hinabzusetzen; vielleicht befindet sich hier der Stiel der Basaltdecke oder ein stark erweiterter Gang. Kleinere Gängchen von Basalt wurden am unteren Abhange des Stachelberges bei Girlachsdorf im Gneis von mir beobachtet. Die Basalte von Girlachsdorf sind Feldspatbasalte, die aber wahrscheinlich stellenweise etwas Nephelin enthalten. Einzelne Partien dieser Basaltvorkommen zeigen die als »Sonnenbrenner« bezeichnete eigenartige Verwitterung, die teils auf Nephelingehalt, teils auf einen Gehalt einer leicht zersetzlichen Glasbasis zurückgeführt wird. Auch am Butterberg bei Groß-Ellguth findet sich solcher Feldspatbasalt. Eine untersuchte Probe dieses Vorkommens ist als Nephelinbasalt bestimmt worden. Als Nephelinbasalte wurden die Gesteine auf Blatt Nimptsch erkannt. Diese Gesteine finden sich entlang einer etwa ostnordost—westsüdwestlich verlaufenden Linie, in deren unmittelbarer Fortsetzung der Butterberg liegt. Vielleicht besteht ein Zusammenhang der verwandten Gesteine auf Blatt Nimptsch mit dem Nephelinbasalt des Butterberges.

Über das Diluvium auf dem von mir bearbeiteten Teil des Blattes Lauterbach ist nichts besonderes zu erwähnen. Es liegen hier dieselben Verhältnisse vor, wie auf den Nachbarblättern. Am Fuße der Gneishügel legt sich dem Gneis meist der Geschiebemergel der vorletzten Vereisung auf, der noch von einer meist nur wenig mächtigen Decke von Löß bezw. Lößlehm verhüllt wird. Der Löß ist nur südlich und südwestlich von Groß-Ellguth etwas mächtiger.

Auf den Gneishöhen der Nordhälfte des Blattes Charlottenbrunn wurden im Verwitterungsboden des Gneises in weiter Verbreitung kleinere, seltener größere diluviale, z. T. auch nordische Geschiebe gefunden. Demnach ist das Inlandeis der vorletzten Vereisung nicht nur in den Tälern in das Gebirge eingedrungen, es ist vielmehr auch über den niedrigeren Teil des Eulengebirges, der hier eine Meereshöhe von etwa 400—500 m besitzt, hinweggegangen. Kleinere Reste der Grundmoräne, die hier durch Aufnahme von

Gneisverwitterungsmaterial öfter als Lokalmoräne entwickelt ist, liegen stellenweine in den kleinen Mulden auf der Hochfläche. Auf den Höhen nördlich von Juliansdorf, besonders unmittelbar an der Grenze gegen Blatt Schweidnitz, zeigt die Hochfläche einen flach wellenförmigen Charakter. Nur örtlich heben sich kleine Kuppen heraus, die den Eindruck von ehemaligen Rundhöckern machen. Der Gneis tritt zwar in diesen Kuppen unmittelbar an die Oberfläche, er ist aber schon stark verwittert.

In der NW-Ecke des Blattes Charlottenbrunn finden sich auf eingeebneten Gneisflächen, die örtlich terrassenartig an das angrenzende höhere Gelände absetzen, zahlreiche diluviale Gerölle. Südlich von Seitendorf konnte in der Nähe der Straße nach Juliansdorf in einer kleinen Sandgrube, in der hauptsächlich vergruster Gneis gewonnen wird, eine etwa 30—40 cm mächtige Lage von diluvialem Kies festgestellt werden. Demnach dürften hier Reste einer diluvialen Terrasse vorliegen. In der Karte wurde diese Terrasse durch Eintragung von diluvialem Geröllmaterial auf Gneisunterlage besonders ausgeschieden.

Herr E. Meister berichtet über Diluvium und Grundgebirge auf Blatt Gnadenfrei:

Das bisher untersuchte Gebiet umfaßt das nordwestliche Viertel des Blattraumes. Es bildet einen Ausschnitt jenes Hügellandes, das östlich des sudetischen Randbruches den Übergang vom Eulengebirge zur schlesischen Ebene vermittelt.

An seinem Aufbau beteiligen sich:

1. Die Gneisformation, der eingelagert sind: Amphibolite, Gabbro, Serpentin, Pegmatit, jüngerer Granit, Glimmerporphyrit und Diorit.
2. Das Diluvium.
3. Das Alluvium.

Die oberflächliche Verteilung ist die natürliche und regelmäßige, wonach der Gneis auf den Höhenrücken und isolierten Kuppen zutage tritt, während die Senken vom Diluvium erfüllt sind.

Nach Art und Alter der Diluvialablagerungen sind älteres

und jüngeres Diluvium zu unterscheiden. Das ältere umfaßt die Rückstände der vorletzten Vereisung, beginnend mit fluvioglazialen Kiesen und Sanden, über denen Geschiebelehm — die Grundmoräne des Inlandeises — folgt. In beiden herrscht neben nordischen Geschieben einheimisches Material entschieden vor. Der Geschiebemergel ist kalkfrei und in der Regel nur 1—1,5 m mächtig. Die Kiese und Sande hingegen weisen Mächtigkeiten von über 7 m auf und ragen zuweilen (nordöstlich Habendorf) als flache Hügel aus dem Geschiebelehm heraus, die in Stauungen der kiesbeladenen Gletscherwässer an und zwischen den Gneisrücken ihre Ursache haben mögen.

Über dem Geschiebelehm breitet sich der Löß der jüngeren Eiszeit in zusammenhängender Decke aus und greift in größeren Flächen auf den Gneis des Grundgebirges über. Er ist gleichfalls kalkfrei und wird durchschnittlich 1,25—1,5 m mächtig; nur wo es sich um den Ausgleich kleinerer Mulden und Becken im Untergrunde handelt, war mit 2 m der Löß noch nicht durchbohrt.

Unter den Gneisen sind Orthogneise und Paragneise zu unterscheiden.

Die Orthogneise treten nur in unbedeutenden Vorkommen am Südhang der Fischerberge (nördlicher Blattrand) zutage. Es sind in Augengneis umgewandelte Granite, die am Nordhang der Fischerberge durch einen Bahneinschnitt sehr gut aufgeschlossen sind. Sie gehören einem — im Vergleich zum carbonischen Granit — älterem Granitmassiv an, das den Kern des Eulengebirges bildet, und unter dessen Einfluß die Schieferhülle metamorph in Gneis umgewandelt wurde.

Die Hauptmasse der Gneise sind Paragneise. Sie enthalten als ständigen und reichlichen Gemengteil dunkelbraunen bis schwarzen Biotit; Kaliglimmer fehlt vollkommen. Das charakteristische Merkmal dieser Sedimentgneise ist ein stets deutlicher Wechsel heller (Quarz-Feldspat) und dunkler (Biotit) Lagen, die dem Gestein einen ausgesprochenen lagenartigen und zugleich schiefrigen Charakter verleihen. Es wurde in der Kartendarstellung als Lagengneis bezeichnet. In vollkommen gleicher Aus-

bildung und Lagerung setzen sich diese Gneise nach Osten auf Blatt Langenbielau in den Höhenzügen zwischen Langenbielau und Weigelsdorf fort. Dathe unterscheidet hier körnig-schuppige und breit- und grobflaserige Biotitgneise. Beide Ausbildungsformen sind auch auf Blatt Gnadenfrei vertreten, jedoch so innig miteinander verquickt, daß eine Trennung beider nicht durchzuführen war. Je dünner die einzelnen Lagen werden, je enger sie also ineinander verfließen, um so mehr verschwindet der schiefrige Gesteinscharakter. Damit nimmt gleichzeitig die Korngröße der Bestandteile ab. Das Gestein wird feinkörnig und sandsteinähnlich und zu dem, was Dathe als körnig-schuppigen Biotitgneis bezeichnet. Bemerkenswert sind am Kleutschberg Gesteinspartien, die in einer sehr feinkörnigen Quarz-Feldspat-Glimmermasse gerundete Körner von zersetztem Feldspat und dunkle in Biotit umgewandelte Fetzen von Tonschiefer einschließen. Die Merkmale der ursprünglichen Grauwacke sind also hier durchaus noch vorhanden.

Den Weg zu den alten normalen Sedimenten weist ferner auch ein kleines Vorkommen am Herzogberg. Hier führen die beschriebenen körnig-schuppigen Gneispartien in ein feinkörniges und zugleich biotitarmes Gestein vom typischen Aussehen eines Sandsteines über. Darin liegen eingebettet gerundete, oft flachelliptische, bohnengroße Quarzknauern, die durchaus den Eindruck primärer Gerölle machen. Dieses Vorkommen dürfte auf einen schwach tonigen, groben bis konglomeratischen Arkose-Sandstein als Ausgangsmaterial weisen. Als weitere, räumlich unbedeutende Abänderungen der Paragneise sind glimmerschieferähnliche Gneise und Sillimanitgneis zu nennen. Unter den Einlagerungen im Paragneis sind die Amphibolite an Zahl und geologischer Bedeutung die wichtigsten. Es konnten über 60 Vorkommen auf der Karte ausgeschieden werden. Gewöhnlich bilden die Amphibolite bei geringer Mächtigkeit von wenigen Metern schmale linsen- bis bandförmige Lager, die sich über einige Meter bis zu $^1/_2$ Kilometer im Streichen der Gneisschichten verfolgen lassen. Sie bilden ein wichtiges Hilfsmittel zur Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse

im Gneisgebirge. Einlagerungen von größerem räumlichen Inhalt, die ganze Kuppen und flache Rücken bilden, bleiben auf wenige Ausnahmen beschränkt, unter denen das Vorkommen westlich Vorwerk Nieder-Habendorf mit einer Fläche von $^3/_4$ qkm das bedeutendste ist.

Nach Struktur und Mineralbestand sind unter den Amphiboliten

Feldspatamphibolite,
gebänderte Pyroxenamphibolite,
Granatamphibolite und
Gabbroamphibolite

zu unterscheiden.

Über die Natur dieser Gesteine läßt sich mit einiger Sicherheit nur sagen, daß sie alten Einlagerungen basischer Eruptivgesteine in den einst normalen Sedimenten entsprechen. Derselbe Vorgang, der die Sedimente in Lagengneis verwandelte, führte diese Eruptiva in Amphibolit über. Für die Feldspatamphibolite nimmt L. Finckh Diabase und Diabastuffe, für die Granatamphibolite Gabbrogesteine als Ausgangsmaterial an. Zu der letztgenannten Gruppe gehören auch die Gabbroamphibolite. Zum Teil sind dies ziemlich feinkörnige, melanokrate, erzreiche Gesteine, in denen bräunlicher, metallisch glänzender Diallag in ausgezeichneter tafeliger Ausbildung stark hervortritt (Lehnsberg), teils ist bei ihnen die Umwandlung erst bis zur Herausbildung eines ausgezeichneten Flasergabbros vorgeschritten (Sturmscher Bruch östl. Habendorf). In beiden Fällen gehen die metamorph veränderten Gabbrogesteine — wohl vornehmlich in den Randpartien — in Granatamphibolit über. Nur Vorkommen, für die dieser Nachweis zu erbringen war, sind als Gabbroamphibolite zusammengefaßt worden.

In diesem Zusammenhang bedeutsam ist das Auftreten eines unveränderten frischen Gabbros am Vogelsberg nur wenig westlich des oben erwähnten Gabbroamphibolites am Lehnsberg. Daß dieser Gabbro nicht der Umwandlung in Amphibolit unterworfen war, läßt sich schwer anders als durch Altersunterschiede er-

klären. Vorkommen dieser Art stehen in zeitlicher Beziehung zu den unveränderten Gabbromassen von Neurode-Volpersdorf, die jünger sind als die Amphibolite. Neuere, gemeinsame Beobachtungen mit L. Finckh im Neuroder Gabbrogebiet bestätigen diese Annahme und erbrachten den für diese Frage wichtigen Nachweis, daß der Diabas der Schlegeler Berge älter ist als der mit ihm im Kontakt stehende Gabbro von Neurode-Volpersdorf.

Neben den Amphiboliten spielen paläovulkanische Eruptivgesteine, die gangförmig im Lagengneis auftreten, eine nur untergeordnete Bedeutung. Der jüngere — carbonische — Granit hat in einer über den Kleutschberg, Lehnsberg, Vogelberg in nordöstlicher Richtung streichenden Zone in kleinen Trümen und stärkeren, 2—3 m mächtigen, rein granitischen Gängen den Lagengneis durchsetzt und z. T. innig durchdrungen. Wohl als Gefolgschaft dieses jüngeren Granites erscheinen in unserem Gebiet zahlreiche Pegmatitgänge mit ausgezeichnet großkrystallinem Gefüge. Ausdehnung und Mächtigkeit derselben bleibt immer gering. Auffällig erscheint ein häufiges Zusammentreffen von Amphibolit und Pegmatit, das sich aber damit erklären dürfte, daß gerade in den Grenzzonen der Amphibolite und Gneise die tektonischen Vorbedingungen für postvulkanische Spaltenausfüllungen besonders günstig waren.

Gleichfalls in genetischer Beziehung zum jüngeren Granit stehen zwei Dioritvorkommen unseres Gebietes. Der mächtigere der beiden Gänge (Schmolzhof in Ober-Mittel-Peilau) besteht aus einem granitisch-körnigen Quarzglimmerdiorit, in dem die reichliche Hornblende in dünnen, schlanken, säulenförmigen Individuen mit meist sehr scharfer Krystallbegrenzung auftritt. Das Gestein des zweiten Ganges südlich Kittlitzheide ist ein Kugeldiorit. Es ist wesentlich feinkörniger. Sein hervorragendes Merkmal sind konkretionsähnliche, kugelige Zusammenballungen des Feldspates. Der frische Zustand beider Dioritgesteine, denen jedes Anzeichen metamorpher Veränderung fehlt, schließt einen Zusammenhang mit dem älteren Granit aus. Der Diorit ist jünger als der Prozeß der Gneiswerdung und eine magmatische Differentiation des carbonischen Granites.

Das tektonische Bild tritt in dem begrenzten Gebiet der bisherigen Aufnahme noch nicht klar zutage. Störungen spielen darin sicher eine größere Rolle, als bei der ausgedehnten Diluvialbedeckung unmittelbar zu beobachten ist. Die Streichrichtung der Gneisschichten ist sehr verschieden und wechselt selbst innerhalb eines Aufschlusses auf kürzeste Entfernungen. Im allgemeinen herrscht in dem Gebiet östlich des Grenzbaches ein Streichen nach NNW (im Durchschnitt N 10—20° W), das sich gelegentlich der N-S-Linie sehr nähert (Friedrichsberg). Das Einfallen ist steil nach ONO bezw. O. In dem Höhenzug Lehnsberg-Vogelberg-Hopfenberg sowie nördlich davon im Volgenberg und Mittelberg und südlich im Eichberg biegen die Gneisschichten mit N 50—70° W nach SO um und fallen steil nach SW ein. Kleinere Verwerfungen wurden am Ostrand des Questenberges, ferner westlich des Chausseekreuzes 322,5 sowie südlich des Boer-Teiches bei Kittlitzheide beobachtet.

Dem Prozeß der Gneiswerdung scheint eine Zeit lebhafter tektonischer Bewegungen vorausgegangen zu sein. Damals müssen den normalen Sedimenten Diabase und Tuffe als Decken und Lagergänge auf- und zwischengelagert gewesen sein, die durch eine intensive Bruchbildung in einzelne Schollen und Stücke zerrissen wurden. Der Prozeß der metamorphen Umwandlung sowohl der Sedimente wie der Diabase konnte diese Störungen nicht ausheilen, vielmehr verwandelte er die einzelnen Diabasschollen in linsen- bis bandförmige Amphibolitlager, die heut als getrennte, aber um so zahlreichere Einlagerungen dem Streichen des Gneises folgen. Auch der oben erwähnte häufige Wechsel im Streichen der Gneisschichten wird vielfach ein Resultat dieser Vorgänge sein.

Herr R. Michael berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Glatz.

Die diesjährigen Aufnahmen bewegten sich vornehmlich im alten Gebirge, das in der nordöstlichen Hälfte des Blattes vorherrscht und hier in Form kleiner Hügel, nördlich von der Steine

auch als zusammenhängende Erhebung aus dem Diluvium (Löß und Lößlehm z. T. umgelagert und Geschiebelehm) sich erhebt, auch in den Tälern vielfach aufgeschlossen ist. Das alte Gebirge, dessen Gesteine meist W—O streichende, steil aufgerichtete Schollen bilden, ist seit Beyrich nicht mehr Gegenstand spezieller Untersuchungen gewesen. Beyrich hatte von dem südlichen oder Glatzer Übergangsgebirge v. Raumers und Zobels und v. Carnalls bereits die von ihm zum Grauwackengebirge von Wartha gerechneten Grauwacken-Sandsteine geschieden, welche den nordöstlichsten Teil des Blattes zusammensetzen. Dathe hat die gleichen Schichten auf Blatt Neurode zum Culm gestellt; doch handelt es sich zum größten Teile um geologisch ältere Schichten, wahrscheinlich Oberdevon. Denn die Kalksteine, die bei Wiesau, zwischen Wiesau und Steinwitz, bei Hollenau und Halbendorf bei Glatz zwischen den Phylliten und den Grauwacken auftraten, gehören zum Mittel- bezw. Unterdevon. Ein im Liegenden der Halbendorfer, jetzt leider der Beobachtung kaum mehr zugänglichen Kalklager auftretender Porphyroid-Schiefer, der in seiner Beschaffenheit durchaus an die gleichartigen Gesteine vom Niederrhein und Taunus erinnert, führt *Atrypa reticularis* und ist zum Oberen Unterdevon zu stellen.

Innerhalb der Urtonschiefer hat dann Beyrich Hornblendeschiefer, Grünschiefer und Phyllite unterschieden, von denen die ersteren kartographisch abgeschieden wurden. Für die Übersichtskarte 1:100000 hatte sich Dathe dieser Auffassung angeschlossen. Das Auftreten massiger Gesteine, insbesondere von paläozoischen Eruptivgesteinen wurde von Beyrich ausdrücklich in Abrede gestellt.

Die neueren Aufnahmen haben nun im Gegensatz hierzu erwiesen, daß Eruptivgesteine an den allgemein stark metamorphosierten Gesteinen des alten Glatzer Gebirges in ganz hervorragendem Maße beteiligt sind. An drei Stellen, am Steineufer südlich des Lotterberges, im nördlichen Vorgebiet des roten Berges und am Kartenrand südöstlich von Glatz konnte ich anstehende granitische Gesteine feststellen. Außerdem wird der Hornblendeschiefer südlich der Steine östlich von Kolonie Böhmisch-Winkel von einem größeren Vorkommen von Saussurit-Gabbro durchsetzt;

gleichartige Gesteine finden sich auch noch südlich der Georgshöhe. Ein größerer Teil der hier meist dickflaserigen von Quarz, Kalkstein und Feldspat-Gängen durchsetzten Hornblendeschiefer, auch die Vorkommen nördlich von Niedersteine haben sich als Gabbro-Amphibolite herausgestellt. Die feinschiefrigen, im Gegensatz zu den genannten feldspatreichen, feldspatarmen Hornblendeschiefer sind in ihrer Gesamtheit vielleicht als Diabas-Amphibolite aufzufassen. In der Nachbarschaft der Granite am Lotterberge, auch in der Nähe des Gabbros von Böhmisch-Winkel treten auch Granitporphyre auf. Das die Diabas-Amphibolite des Lotterberges durchsetzende Kalklager wird von schiefrigen Kalken mit Glimmer und einem an Sericitgneis erinnernden Gestein begleitet. Eine größere flächenhafte Ausdehnung erlangen Keratophyre im östlichen Teile des Blattes nördlich von Steinwitz bis südlich von Glatz. Sie sind z. B. am Questenberge bei Steinwitz als gelbgraues splittriges Gestein von feinem Korn weit verbreitet; am Neißeufer nördlich und südlich von Glatz erwiesen sich die bisher als Quarzphyllite aufgefaßten Gesteine als verschieferte Keratophyre von grünlicher Farbe; sie wurden auch in Bohrungen südlich von Glatz, dann im Kreuzberg als gröbere Keratophyre von dunkelgrüner Farbe festgestellt, während sie im Puhuberg graue und rötliche Farbe besitzen und wahrscheinlich dann in Granitporphyre übergehen. Durch diesen Nachweis der weiten Verbreitung der Diabas- und Gabbro-Amphibolite einerseits und der Keratophyre andererseits verengt sich der Kreis der bisher als Phyllite aufgefaßten Sedimente ganz erheblich. Die Phyllite treten als solche — sofern diese Gesteine sich nicht auch noch als weiter metamorphosierte Eruptiva herausstellen sollten, die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen — in den Tälern von Pischkowitz und Coritau, dann auf den Höhen des Hohberges und Kegelberges auf; sie gehören der obern der beiden von Dathe auf Blatt Neurode innerhalb der Phyllite unterschiedenen Abteilungen, durch Quarzeinlagerungen charakterisierten Schichtenfolge mit Kalk- und Quarzitschiefer-Einlagerungen an.

Jedenfalls dürften sie von den Hornblendeschiefern nicht wesentlich altersverschiedene Gesteine sein. Denn die typischen

Sericithäute treten z. B. auch bereits in den Hornblendeschiefern am Fiebigberge bei der Pfaffenmühle auf. Ihr Alter ist sicher älter als das durch die Halbendorfer Porphyroide nachgewiesene Unterdevon. Bei Kolonie Grenzhausen westlich von Pischkowitz kommen in größerer Verbreitung graphitisch-quarzige Gesteine vor, die an silurische Kieselschiefer erinnern; leider wurden Versteinerungen bisher nicht in ihnen gefunden.

In hohem Grade bemerkenswert ist die ähnliche Entwicklung des Glatzer alten Gebirges mit derjenigen im Boberkatzbachgebirge, und das Auftreten der Keratophyre und Porphyroide weist weiterhin auf nahe Beziehungen zum alten Palaeozoicum des westlichen Deutschlands hin.

Herr Tietze berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Auras.

Das Blatt Auras wird von der Mitte seines Südrandes bis zur Mitte des Westrandes von der Oder geschnitten. Über den etwa 5 km breiten Oderalluvionen, mit denen sich im Süden des Blattes die der Weida vereinigen, erhebt sich bis zu beinahe 120 m Meereshöhe, fast 10 m über den heutigen Talboden, die diluviale Talterrasse. Diese Terrasse ist erst auf dem rechten Oderufer eine Strecke weit verfolgt werden. Sie lehnt sich an die flachen Rücken des Höhendiluviums der Gegend von Hennigsdorf-Kunzendorf an. Dies Diluvium besteht aus einer flachwelligen Geschiebemergelgrundmoränenlandschaft, die sich über tertiärem Ton ausbreitet. Nach dem Talhang hin keilt die Geschiebemergeldecke aus und geht in Geschiebesand über. Auch dieser wird so schwach, daß an vielen Orten das Tertiär durchstößt. Auch läßt sich der Tertiärton noch unter den Terrassensanden und bis unter die Schlick- und Lehmsedimente der Oder hin bei Haasenau verfolgen. Nach NO hin legt sich auf den Geschiebemergel eine in derselben Richtung an Mächtigkeit mehr und mehr zunehmende Geschiebesanddecke, der 2—3 km breite Sander einer Endmoräne, die das Blatt von Obernigk aus in südöstlicher Richtung schneidet. Diese Endmoräne bildet einen etwa 1 km breiten Wall von Kuppen und Rücken von groben und kiesigen Sanden, die stellenweise durch Abwaschung und Aus-

wehung eine starke Bestreuung von Geschieben aller Größen erhalten haben. Den Kern der oft deutlich südöstlich orientierten Sandrücken bilden aufgestauchte Falten von dunkelbraunem Geschiebemergel mit einem Kern von tertiärem Ton. Es ist dies gut bei Heidewilxen zu beobachten, woselbst die Endmoräne durch die Wasser des Liebenauer Baches durchschnitten und so ihr innerer Bau entblößt ist. Hinter der Endmoräne schließt sich eine in Falten gelegte Grundmoränenlandschaft an, die weiterhin als flache Rücken den Kamm des Trebnitzer Katzengebirges bildet, wie durch die Aufnahmen zum Trebnitzer Bohrfeld[1]) festgestellt wurde. Der dort in großer Mächtigkeit vorhandene Löß sendet auch auf Bl. Auras noch einen Ausläufer hinüber, insofern als das vor Wind und Wetter mehr geschützte NW-Ufer des Lohebachtales nordöstlich von Sponsberg eine teilweise bis $1^1/_2$ m mächtige Decke von mehr oder minder humosem Feinsand trägt, der sich von andern Lößvorkommen der Breslauer Gegend namentlich hinsichtlich seiner petrographischen Zusammensetzung und allen den Löß auszeichnenden bodenkundlichen Vorzügen in nichts unterscheidet.

Über das Tertiär ist noch zu erwähnen, daß hier reichlicher als sonst wo ansehnliche Einlagerungen von Sand in den Tonen aufzutreten scheinen. Sie sind zu beobachten in den Ziegeleigruben an der Chaussee Hennigsdorf-Haasenau, in den Sandgruben südlich Kunzendorf, in den Sandgruben bei der Ziegelei an dem Wege von Hennigsdorf nach Liebenau, ebenso in den Einschnitten der neuen Chaussee nach Auras. Diese meist ganz reinen und oft gut geschichteten Quarzsande führen nicht selten recht grobe Kies-Einlagerungen von dunkeln, schön polierten Kieselschiefern und selten Quarzen, wogegen das Korn der Sande selbst häufig überaus scharf ist.

---

[1]) Geol. agronomische Karte des Bohrfeldes von Trebnitz in Schlesien. Berlin 1912.

Herr E. Zimmermann I berichtet über Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Kauffung im Jahre 1919.

Die Aufnahmen brachten die Osthälfte des Blattes beinahe zum Abschluß, bis auf wenige und kleine, wenn auch wahrscheinlich nicht unwichtige Lücken. Auf die Westhälfte wurden erst einige orientierende Begehungen gerichtet, die aber auch schon wichtige Ergänzungen für die Ergebnisse der Osthälfte brachten. Das Nachstehende bezieht sich also im wesentlichen auf die Osthälfte.

Hier dehnt sich im Süden, zusammenhängend mit den gleichartigen Bildungen der in der SO-Ecke anstoßenden 3 Nachbarblätter, ein geschlossenes Gebiet von Grünschiefer aus, im Norden dem Rande entlang ein gegen 2 km breiter Streifen von Rotliegendem, das den »Schönauer Graben« bildet; zwischen beiden liegen die paläozoischen Bildungen des »oberen Katzbachgebirges«. Letztere zerfallen wieder in eine größere Anzahl Einzelglieder sedimentärer und eruptiver Art, und es hat sich nun herausgestellt, daß diese Glieder parallele Streifen oder ± langgestreckte Linsen in der Richtung WNW—OSO (etwa in Stunde 7) bilden. Einige dieser Glieder bilden nur je einen Streifen, andere wiederholen sich zwei- oder mehrmal, aber so, daß man keine Symmetrie zu einem mittleren (Sattel- oder Mulden-) Kernstreifen feststellen kann, ebensowenig aber auch eine treppenförmige Wiederholung. Die Anordnung scheint also weder nach dem Schema abcdcba, noch nach dem Schema abcd-bcd-abc zu erfolgen. Die Natur der Grenzen ist gleichfalls noch nicht, oder nur z. T., sicher erkannt, d. h. manche Grenzen mögen ursprünglichen Auflagerungsflächen, andere mögen Verwerfungen und noch andere den neugebildeten Grenzen von Intrusivlagern entsprechen, aber in jedem Einzelfalle war eine Zuweisung zu einer dieser drei Kategorien noch nicht möglich. — Aus der Oberflächenverbreitung der einzelnen Glieder darf man schließen, daß sie im großen ganzen als senkrechte Platten nebeneinander stehen, im kleinen und einzelnen freilich ist ein nach Richtung und Stärke wechselndes Einfallen, häufig eine wellblechartige Kleinfaltung der im ganzen senkrecht stehen-

den Schicht mit einem (weder senkrechten noch horizontalen, sondern) schrägen Verlauf der Wellblech-Wellen festzustellen.

Das landschaftlich am meisten — durch Bildung massiger Bergklötze — auffallende und zugleich wirtschaftlich allein-, aber hochbedeutsame Einzelglied bildet der krystalline Kauffunger Kalkstein, aber nur in dem (quer zum Streichen bis über 1 km breiten) Zuge, dessen Gipfelpunkt vom Kitzelberg gebildet wird und der sich nach OSO im Mühlberg, Wetzelberg und Seitendorfer Kalkberg über 6 km weit fortsetzt. Außer in diesem Hauptzug tritt petrographisch gleicher Kalkstein noch in 4 weiteren, aber sowohl in Längs- wie Quererstreckung höchst unbedeutenden Zügen auf: südlich vom Kitzelbergzug in einem sehr schmalen (30—50 m), etwa 1 km langen Band am Südfuße des Waldberges bei Ketschdorf, — nördlich vom Kitzelbergzug in dem immerhin noch ansehnlich breiten (300 m), aber nicht viel längeren Klotz des Röhrsberges, zu dem am Südabhange des benachbarten Hopfenbergs vielleicht ein paar winzige Flecke als abgesprengte Ausläufer gehören; ferner in dem ganz im Norden, unmittelbar an der Rotliegendgrenze auftauchenden Inselchen bei Kl. Helmsdorf, das über den dortigen kleinen Kalksteinbruch nach allen Seiten nur wenig hinausragt; endlich treten nördlich vom Erlenbach nahe dem Pochwerk an drei in der allgemeinen Streichrichtung (Stunde 7) angeordneten winzigen Stellen von je nur ein paar Quadratmetern Ausdehnung Kalkfelsen im Altenberger Schiefer (s. unten) zutage, die zwischen dem Kitzel- und dem Röhrsbergzuge einen eigenen Zug zu bilden scheinen. Die Beziehungen dieser 5 Kalkzüge zu denen des östlich anstoßenden Blattes Bolkenhain müssen erst durch nochmalige Begehungen sichergestellt werden, aber gerade sie versprechen dann die so lange ersehnte Aufklärung über den Gebirgsbau der beiden Blätter. Nebenher sei erwähnt, daß sich auf Blatt Kauffung noch in keinem dieser Kalksteinzüge auch nur die Spur einer Versteinerung gefunden hat.

Die Tonschiefer ordnen sich ebenfalls in mehrere Züge: der südlichste streicht am Südfuße des Waldberges von Nimmersath nach dem Bahnhof Ketschdorf hin und besteht meist aus jenen sandigen glimmerreichen Schiefern, die ich bisher (Blätter der

Lieferung 202) mit der Signatur ps versehen habe und die auch hier durch die Einlagerung von grobkörnigem Kuttenbergquarzit noch besonders gekennzeichnet werden[1]). — Am Nordabhange des Waldberges zieht sich als schmales unterbrochenes Band ein ähnlicher Schiefer, ebenfalls mit Kuttenbergquarzit-Lagen, durch das breite Grünschiefergebiet des Burg- und Scholzenberges. — Der dritte, wieder über 1 bis fast 2 km breite — Tonschieferzug des Blattes legt sich nördlich unmittelbar an den Kitzelberg-Kalksteinzug an und ist ein sehr verquetschter, oft stengelig gestreckter, mittelgrober blaugrauer Grauwackenschiefer, der von Altenberg her (daher »Altenberger Schiefer«) am Erlbachtal entlang bis nach Stöckelkauffung verfolgt ist und auch beim Unterteil und nördlich vom Oberteil des langgestreckten Tiefhartmannsdorf wieder beobachtet ist. Dieser Altenberger Schiefer ist ganz verschieden von dem zuerst beschriebenen Schiefer. — Dagegen gleicht letzterem wieder jener Schiefer, der einen großen Teil vom Nordost-Quadrant des Blattes einnimmt und hier eine ausgedehnte tiefgelegene Plateaufläche bildet; sein Verbreitungsgebiet ist am Ostrande des Blattes, bei Oberleipe, nur etwa 2 km breit, in der Blattmitte entlang dem Katzbachtale aber über 3 km; hier führt er außerordentlich zahlreich kleine linsenförmige, meist als niedrige, oft felsige, mit Buschholz oder Wald bedeckte Hügel emporragende Einlagerungen von Diabas, z. T. grobkörniger oder augitporphyrischer Art. Im Ostteile fehlen dem Schiefer diese Diabase ganz; dagegen hat er hier wieder an ein paar Stellen die — nur bei aufmerksamem Suchen sich bemerklich machenden, aber so bezeichnenden — Einlagerungen von Kuttenbergquarzit gezeigt.

Von Sedimenten ist schließlich noch der Kieselschiefer zu erwähnen, der südlich und südöstlich von Kl. Helmsdorf, bis Oberleipe hin, an mehreren Stellen in schmalen Streifen zu beobachten und überall mit Grünsteinen verbunden ist (nahe am Helmsdorfer

[1]) Bei Oberseifersdorf wird der Grünschiefer des Bleiberggebietes quer zur allgemeinen Streichrichtung, also wahrscheinlich in einem Horst oder Graben, von einem Schieferstreifen zerschnitten, in dem Kuttenbergquarzit reichlich auftritt, aber auch ein graphitischer Schiefer durch eine Graphitmutung einmal aufgeschlossen war.

Kalksteinbruch; nördlich vom Breitenberg und nördlich von den obersten Häusern von Ober-Leipe). Ob hierzu auch, als durch Faltung oder Verwerfung verschobener Teil, der Kieselschiefer und Uralitfels des schon in meinem Bericht vom Jahre 1917 erwähnten Kontakthofes am Buch- und Tannenberg bei Oberleipe gehört, bedarf noch weiterer Untersuchung.

Von Eruptivgesteinen, die mit den besprochenen Sedimenten zusammengehören, insbesondere auch mit diesen zusammen der Schieferung unterlegen, also paläovulkanisch sind, sind dreierlei zu unterscheiden: Grünschiefer und Diabase, zweitens Keratophyre, drittens Paläofelsitporphyre. Letztere beschränken sich anscheinend streng auf das Gebiet südlich des Kitzelbergkalkzuges und setzen höchstens noch in diesem Kalk selbst, als kleine Gänge, auf; sie sind hellrosa gefärbt, aber fast überall in weiß- bis strohgelbe dünnblättrige Sericitschiefer oder Sericitquarzitschiefer an Quetschflächen oder (noch öfter) in ihrer ganzen Masse umgewandelt, also in Gesteine, die himmelweit verschieden aussehen und die man für Sedimente halten würde, wenn nicht Übergänge vorhanden wären (sehr schön und reichlich am Ziegenrücken). Solche Gesteine bilden im Ziegenrücken, bei Rodeland und am Südteile des Wetzelberges selbständige kleine Berge und treten außerdem gelegentlich auch als kleine Fels-Klippen hervor, ohne aber den Charakter der Landschaft zu bestimmen. — Um so mehr tun dies die Keratophyrberge, die mit den Kalksteinbergen an Höhe wetteifern und sich in 2 dem allgemeinen Streichen folgende Züge ordnen; der eine Streifen, südlich vom Kitzelbergkalkzug, beginnt mit der eindrucksvollen großen und steilen Bergmasse des Waldberges, an dessen NW-Ende die Felsentürme der Teufelskanzel, des Raben- und Niederkretschamsteins mit senkrechten Wänden emporragen, und hat seine Fortsetzung im Kellerberg am Südende von Kauffung; der zweite Zug, nördlich des Röhrsbergkalkzuges, beginnt im Hopfenberg östlich von Heilandkauffung und setzt nordwestwärts in den Wiesenbergen, dem Ambrichsberg, Kl. Mühlberg, Freuden- und Scheibelberg, also bis über Ratschin hinaus, fort und ist demnach vorläufig schon in über 7 km Länge bei 200—400 m Breite bekannt, während er vorher überhaupt ganz unbeachtet

geblieben war. Nur der Keratophyr vom Waldberg war schon von Beyrich und Gürich als etwas besonderes erkannt, aber einfach als Porphyr bezeichnet worden. Vielfach hat der Keratophyr weiße Farbe, feines sandsteinähnliches Korn und ebenplattige Absonderung und ist dann einem Quarzit zum Verwechseln ähnlich. Nur sehr selten (am Waldberg) ist er durch Feldspatkryställchen porphyrisch oder führt er fremde Einschlüsse.

Die Reihenfolge, die die genannten Eruptiv- und Sedimentgesteinszüge innehalten, beginnt im Süden mit den Massenergüssen der eigentlichen Grünschiefer von den Bleibergen, von Ketschdorf und Nimmersath, dann folgt nach Norden hin der Schiefer ϕs mit dem Kuttenbergquarzit zwischen dem Distel- und dem Waldberg, dann der schmale Kalkzug vom Südfuße des Waldbergs; dann der Keratophyr dieses Berges selber und des Kellerberges. Nun folgt ein 1 bis 2 km breiter Streifen aus Grünschiefern (vom Scholzen- und Burgberg bis zum Ziegenrücken) mit durchsetzenden mächtigen Lagern(?) oder Lagergängen(?) des Paläofelsitporphyrs bezw. Secitschiefers und dann als Rückgrat des ganzen dortigen Gebirges der Kitzelberg-Seitendorfer Kalksteinzug. Nördlich von diesem folgt der Zug der Altenberger Schiefer, aus dem ein paar winzige Kalkfelsen aufragen, dann ein (nicht überall typischer) Grünschieferzug mit dem Röhrsbergkalkzug, dann der lange Keratophyrzug Hopfenberg-Scheibelberg und nun — ein um rund 50 bis 100 m tieferes flaches Gelände bildend — das große Gebiet der Schiefer ϕs zwischen Niederkauffung, Altschönau und Kleinhelmsdorf mit den zahlreichen kleinen Diabasinseln im Westen und den kleinen Kuttenbergquarzitlagen im Osten. Den Abschluß der gesamten Reihe nach Norden, an der Grenze gegen das Rotliegende des Schönauer Grabens, bilden unbedeutende Schollen von Diabas mit Kieselschieferlagen und mit dem Kalkstein von Kl. Helmsdorf.

In diesem gewaltigen Schichtenkomplex machen sich nun noch einige Besonderheiten geltend. Erstens deutete ich schon früher[1]) auf das Vorhandensein eines Gebietes mit kontaktmetamorphen Gesteinen am Buch- und Tannenberg nördlich

[1]) Dies Jahrb. f. 1913, Bd. 34, II, S. 656.

vom Seitendorfer Oberhof hin; ein zweites ebensolches, wenn auch kleineres Gebiet habe ich nun neuerdings auf dem Rehberg gefunden (in beiden Fällen steht allerdings der Beweis für Kontaktmetamorphose auch durch mikroskopische Gesteinsuntersuchung noch aus). Die Abgrenzung gegen die nicht veränderten Gesteine ist natürlich nicht scharf; zudem sind bei dem ungünstig bewaldeten Boden Aufschlüsse oder auch nur lose Gesteinsbrocken dort mehrfach auf über 150 m lange Strecken nicht oder nur spärlich vorhanden. Aber soviel ist sicher, daß, wie bei dem ersten, so auch bei dem neugefundenen Kontakthof das metamorphosierende Tiefengestein noch nicht durch die Erosion entblößt ist. Denn wenn auch beide Gebiete von Porphyrgängen durchsetzt werden, so sind diese für die Hofgröße viel zu schmal und zu kurz, und überdies zeigt sich an keinem anderen der zahlreichen sonstigen Porphyrgänge des Blattgebietes, ja nicht einmal um die größeren Porphyrstöcke herum, irgend eine Kontaktmetamorphose.

Diese Porphyrgänge und Porphyrstöcke bilden die zweite Besonderheit, die noch zu besprechen ist. Die größte, in ihrer Abgrenzung noch nicht ringsum festgelegte Porphyrmasse ist diejenige schon alt bekannte, die in der Eisenkoppe bei Altenberg gipfelt. Sie ist, soweit mir bisher bekannt, elliptisch gestaltet, mit fast 1 km langer, in SW-NO-Richtung, also quer zum allgemeinen Schichtenverlauf streichender Längsachse, und scheint im Altenberger Schiefer aufzusetzen. In ungemein großer Zahl setzen nun um diesen Eisenberg-Porphyrstock herum auf allen Seiten, im O, NO, N, NW, W, SW, S u. SO, kurze und längere, 10 bis über 1000 m weit verfolgbare, wenn auch meist nur schmale und landschaftlich nicht auffallende Gangstücke desselben Porphyrs auf, die sämtlich — fast ohne Ausnahme — nach jenem Stock hin konvergieren; wenn ihn auch nur die allerwenigsten an der Erdoberfläche erreichen, so scheinen sie also doch alle tatsächlich von ihm auszustrahlen, und sie liefern so ein Kartenbild eines alten Vulkans, wie es — in Deutschland wenigstens — wohl einzig dastehen dürfte. Bis auf etwa 5 km Entfernung von dem Stock zeigt sich dies Radialsystem wirksam; erst in größerer Entfernung paßt die Richtung der Gänge öfter nicht in das System hinein, und dort treten dann

auch mehrfach auffällige Ganganschwellungen oder kleine Nebenstöcke auf, so besonders östlich bei Nieder-Kauffung. Dieser Porphyr ist fast stets quarzfrei, auch seine felsitische Grundmasse scheint — nach ihrer geringen Härte und nach der Art und Leichtigkeit ihrer Verwitterung zu urteilen — wenig kieselsäurereich zu sein. Die Einsprenglinge sind immer klein, meist sehr spärlich, selten reichlich, sie bestehen aus Feldspat oder Biotit. Fluidalstruktur kommt häufig, makroskopisch deutliche Sphärolithstruktur kaum jemals vor, Achat- und Quarzdrusen fehlen ganz, ebenso sind Quarztrümer auf Klüften bisher nicht beobachtet. Ein Gang bei Vierling-Kolonie ist geradezu erfüllt von $^1/_4$ bis 3 cm großen Phyllitbröckeln. Die Gänge dieses Porphyrs setzen in allen oben besprochenen Gesteinen, bezw. Schichtgliedern mit Ausnahme des Rotliegenden auf und zeigen hierdurch, ferner durch ihre selbständige radiale Anordnung und durch den Mangel jedweder sekundärer Schieferung an, daß sie jünger als das altpaläozoische Schiefergebirge, also mesovulkanisch, und zwar wahrscheinlich älter als das Rotliegende des Schönauer Grabens sind.

Wie schon oben angedeutet ist, ist bezüglich vieler Grenzlinien zwischen den einzelnen Gliedern des Schiefergebirges noch nicht sicher, ob sie normale Grenzen oder Verwerfungen sind. Zwei Linien aber können wohl sicher als solche gelten, die sich einerseits durch ihren ganz geraden Verlauf, anderseits durch ihre von der üblichen WNW-OSO-Richtung abweichende genau ostwestliche Richtung auszeichnen. Die eine schneidet den Grünschieferzug des Repprichtberg-Rehberg-Märtensteins gegen den im Norden vorliegenden ps-Schiefer ab, scheint auch die Ursache für das Aufhören des Keratophyrzuges vom Hopfenberg zu sein und macht sich landschaftlich durch eine sehr auffällige Bruchstufe geltend. Die zweite wird durch jenen nun schon auf 1,5 km Länge verfolgten Erzgang bezeichnet, auf dem die Altenberger Grube Bergmannstrost baut. Wie bekannt, setzt in diesem Gange auch ein Kersantitgang auf, der oberflächlich noch nicht bekannt war; es ist mir nun gelungen, dies in Schlesien nicht eben häufige Gestein am Südfuße des Scharfenbergs bei Altenberg auch über Tage aufzufinden.

Über das Diluvium des Gebietes habe ich neue besondere Beobachtungen nicht gemacht. Höchstens wäre zu erwähnen, daß der Geschiebemergel im Nordostviertel des Blattes einen ganz außergewöhnlichen Reichtum an Basaltblöcken zeigt; diese stammen wahrscheinlich von dem nordöstlich davon gelegenen etwa 4—7 km entfernten Basaltgebiete bei Mochau (Bl. Kolbnitz), das vielleicht das größte in Niederschlesien ist.

Die Kriegsaufgaben der Geologischen Landesanstalt.

Von **P. Krusch.**

Einleitung.

Die Tätigkeit der Geologischen Landesanstalt im Kriege war eine außerordentlich vielseitige.

Deutschland. Ihre Hauptaufgabe bestand zunächst im Inlande in der Untersuchung der Leistungsfähigkeit der nutzbaren Lagerstätten metallischer Rohstoffe, namentlich von Eisen, Mangan, Blei, Zink, Kupfer, Chrom, Schwefelkies, Antimon, Wismut, Zinn, Aluminium, Nickel, Molybdän und Platin. Unter den nicht metallischen Mineralien spielten Phosphat und Graphit eine besonders wichtige Rolle; in zweiter Reihe standen Flußspat und Asbest. Von den nutzbaren Gesteinen wurden die Formsande im Kriege ganz besonders geschätzt; reges Interesse bestand auch für feine Tonerde- und Walkererden-Lagerstätten; vereinzelt hatte sich die Geologische Landesanstalt mit Fango für Badezwecke, Schiefer, Marmor und Quarzit zu beschäftigen.

In einigen Fällen waren wir an der Aufschließung derartiger Vorkommen für kriegswirtschaftliche Zwecke hervorragend beteiligt.

Einen erheblichen Umfang hatten die auf die Schaffung einer heimischen Oelproduktion gerichteten Arbeiten, und zwar beschäftigten wir uns sowohl mit den neuen Bohrungen in den deutschen Petroleumgebieten als auch vor allem mit den deutschen

Oelschiefervorkommen und den Lagerstätten bitumenreicher Braunkohle, während die Faulschlammuntersuchungen zurücktraten.

Ohne Rücksicht auf den Bitumengehalt wurden einzelne Braunkohlenfelder, die für die Steigerung der heimischen Produktion in Frage kommen sollten, geprüft.

In engem Zusammenhang mit den Untersuchungen nutzbarer Lagerstätten stehen diejenigen von Bergwerks- und Schlackenhalden.

Seltener als im Frieden waren die Fälle, in denen unsere Hilfe bei Wasserversorgungen, der Neuanlage von Talsperren, Kanälen und Eisenbahnen in Anspruch genommen wurde.

Unsere Tätigkeit erfuhr im Kriege eine Erweiterung durch die Untersuchung der für Luftschiffhallen, drahtlose Stationen, Flugzeug- und Schießplätze geeigneten Gelände.

Die Liquidation deutscher, feindlichen Untertanen gehörender Gruben erforderte in einem Falle unsere Mitwirkung.

Nachdem der Russeneinfall zurückgeschlagen worden war, konnten wir durch geologische Untersuchungen beim Wiederaufbau helfen.

In erheblichem Maße wurden wir durch die Teilnahme an den Sitzungen der Kriegsbehörden und Kriegsgesellschaften, deren Aufsichtsrat unser Direktor in einigen Fällen angehörte, in Anspruch genommen.

Der Ausbau der Kriegsgeologie erforderte die Schaffung einer Mittelsstelle in Berlin, in welcher einige unserer Geologen mitwirkten.

Verbündete Länder. Unsere Tätigkeit in den mit uns verbündeten Ländern erstreckte sich im wesentlichen auf die Untersuchung nutzbarer, für unsere Versorgung evtl. in Frage kommender Lagerstätten; teilweise wurden Geologen aber auch an die verbündeten Regierungen ausgeliehen, um bestimmte, auch uns interessierende Aufgaben zu lösen.

Besetztes Gebiet und feindliche Front. Im besetzten Gebiet wirkten wir bei der Auswahl der Lagerstätten mit, die

unsere Versorgung unterstützen oder den Interessen des besetzten Gebiets dienen konnten. Mitunter gingen unsere Arbeiten bis zur Lagerstätteninventur. In Serbien richteten unsere Beamten den Betrieb der Kohlengruben ein; in Belgien stellten sie eine geologische Spezialkarte her und sammelten wissenschaftliches Material über die belgischen Kolonien.

Der unglückliche Ausgang des Krieges zwang zur Aufstellung der Schadensrechnung in den Bergbaugebieten; hier konnten wir Hilfe leisten, soweit die vorhandenen Vorräte an nutzbaren Mineralien eine Rolle spielten.

Aus dem besetzten Gebiet rückten unsere Geologen mehr und mehr nach der Front vor; bei den einzelnen Armeen wurden Geologenstäbe und -gruppen geschaffen, bis schließlich mehr Geologen unserer Anstalt an der Front als in der Heimat tätig waren. Für sie mußten von uns geologische Karten geliefert werden.

Als der Luftkrieg größere Bedeutung erlangte, entwarf die Geologische Landesanstalt — zunächst als einzige Stelle — die erforderlichen kartographischen Unterlagen.

Durch die weitgehende Inanspruchnahme unserer Geologen außerhalb Deutschlands wurde ihre Vertretung für die heimischen Arbeiten durch die wenigen zurückgebliebenen auf den verschiedensten Gebieten in weitgehendem Umfange nötig. Unser Arbeitsbereich erfuhr in gewisser Beziehung sogar noch eine Erweiterung durch die Zusammenstellung der bergwirtschaftlichen Unterlagen in der Lagerstätten-Chronik. Einige Geologen stellten ihre fremdsprachlichen Kenntnisse in den Dienst des Vaterlandes.

Nach längerer Kriegsdauer halfen bereits zurückgekehrte Invaliden in anerkennenswerter Weise bei der Lösung der vielen Aufgaben.

Groß ist die Zahl der z. T. recht umfangreichen auf den Krieg bezüglichen, meist bergwirtschaftlichen Veröffentlichungen, Denkschriften und der für Kriegszwecke gehaltenen Vorträge.

Schließlich wurde die Geologische Landesanstalt auch bei den Waffenstillstands- und Friedensverhandlungen zur Mitarbeit herangezogen.

I. Die Tätigkeit im Inlande.

Untersuchung nutzbarer Lagerstätten.

Die Untersuchung nutzbarer Lagerstätten dürfte das umfangreichste Kriegsarbeitsgebiet darstellen. Vor allen Dingen kam es darauf an, die unter Kriegsverhältnissen bauwürdigen festzustellen und die wertlosen auszusondern. Bei den bereits aufgeschlossenen und im Betriebe befindlichen lagen die Verhältnisse für uns am günstigsten. Schwieriger war die Untersuchung der Bauwürdigkeit bei den unaufgeschlossenen, bei denen erst der Aufschlußplan auszuarbeiten war. Die Feststellung der Leistungsfähigkeit der Objekte war nicht immer ohne Kampf mit dem Besitzer möglich. Der Staat hatte natürlich bei den meisten Rohstoffen das Interesse an einer möglichst großen Produktion ohne Rücksicht auf die Lebensdauer, während der Besitzer naturgemäß auch an die fernere Zukunft dachte. Da das Staatsinteresse überwiegen mußte und Deutschland durch die Blockade abgeschnitten war, ließ sich eine Überanstrengung der meisten Gruben nicht vermeiden: der Raubbau griff Platz, und unsere Vorräte an nutzbaren Mineralien nahmen z. T. in beängstigendem Tempo ab.

Welchen Umfang die Untersuchung nutzbarer Lagerstätten nach und nach annahm, kann man daraus ersehen, daß allein der Kriegsmetall-Aktiengesellschaft viele Hundert Erzobjekte angeboten wurden, von denen man vielleicht 150 genauer, häufig mit Unterstützung der Geologischen Landesanstalt prüfte. Nur ein kleiner Bruchteil erwies sich als für den Bergbau geeignet.

Die Grundsätze der Lagerstättenbeurteilung in Bezug auf Gehalte und Größe haben im Kriege gegenüber den im Frieden geltenden eine völlige Umgestaltung erfahren. Der sich immer schärfer fühlbar machende Mangel an vielen Metallen und die damit verbundene Wertsteigerung — häufig um das Mehrfache des Friedenspreises — bewirkte das immer tiefere Sinken der unteren Bauwürdigkeitsgrenze und zwar bei einem selteneren Schwermetall bis auf unter $^1/_{10}$ % (!). Damit stieg die Verantwortung der mit der Untersuchung beauftragten Geologen unverhältnis-

mäßig, zumal Zeit zum Sammeln von Erfahrungen nicht gewährt werden konnte und mit dem Bau z. T. recht umfangreicher Anlagen schleunigst vorgegangen werden mußte. Der immer dringender werdenden Forderung nach Vergrößerung der Produktion standen immer ärmer und kleiner werdende Lagerstätten gegenüber.

Nur in wenigen Fällen, wie bei den Eisenerzen von Peine und dem Schwefelkies von Meggen, ergab sich das erfreuliche Ergebnis, daß eine Vervielfachung der Friedensproduktion möglich war; andere, wie die Eisen-Manganerze von Giessen und Waldalgesheim, gestatteten eine wesentliche Erhöhung der Friedensproduktion; bei den meisten Erzvorkommen dagegen nahm die Förderung mehr oder weniger schnell ab.

Auf einzelnen mineralischen Rohstoffgebieten mußten ganz neue Wege eingeschlagen werden; hierher gehört die Nutzbarmachung der Gipslager für die Schwefelproduktion, die Gewinnung von Aluminium aus Ton und die Herstellung von Oelen aus Posidonienschiefer und Braunkohle mit Hilfe des Generators. Soweit diese Probleme auch während des Krieges gefördert worden sind, konnten sie bisher doch nicht zu einem völlig befriedigenden Ergebnis geführt werden.

Eine wesentliche Förderung erfuhr dagegen der deutsche Phosphatbergbau, während auf anderen Gebieten wie Chrom, Bauxit und Platin, alle Bemühungen, ein brauchbares Material zu gewinnen, scheiterten.

Mit Sicherheit ist anzunehmen, daß auch viele im Kriege in Betrieb gesetzte Gruben nach Wiederherstellung normaler Verhältnisse der Konkurrenz nicht gewachsen sein werden.

Erzlagerstätten.

a) Eisen- und Eisen-Manganerzlagerstätten.

Trotz der Besetzung des Beckens von Briey lieferten der lothringische und französische Minettedistrikt zusammen wegen der Nähe der Front nur bis rd. 18 Millionen t jährlich, während Lothringen allein im Jahre 1913 21 Millionen t ergab. Der außerordentliche Verbrauch von Eisenerzen während des Krieges

zwang zu einer Produktionssteigerung in den übrigen deutschen Revieren. Im Siegerlande ergaben die Untersuchungen, an denen sich namentlich der Direktor Beyschlag, Abteilungsdirigent Krusch und Landesgeologe Denckmann beteiligten, keine Möglichkeit einer wesentlichen Steigerung; sie war aber durchführbar im Lahn-Dillgebiet und vor allen Dingen in Peine, wo eine Vervielfachung der Friedensproduktion erzielt wurde. Die zahlreichen untersuchten kleineren Lagerstätten konnten auch im Ganzen nur wenig zu unserer Versorgung beitragen.

Die Bemühungen, die größeren noch nicht in Angriff genommenen Eisenerzgebiete von Bentheim-Ahaus (Aptien) und die der Alb-Überdeckung nordwestlich von Bayreuth in Betrieb zu setzen, hatten während des Krieges keinen Erfolg.

Ein großer Teil der Eisenerzlagerstätten Deutschlands ist von Geologen unserer Anstalt untersucht worden:

Leistungsfähigkeit der wichtigen Eisenerzgebiete Deutschlands: Beyschlag und Krusch.

Vorkommen im Siegerland: Denckmann.

» » Lahngebiet: Ahlburg.

» » Weser-Wiehengebirge und Harz: Behrend und Krusch.

» » Teutoburger Wald: Mestwerdt.

» » Spessart und Odenwald: Berg.

» von Oelsnitz und im Vogtlande: Berg.

» im Klettgau (Bohnerze): Krusch.

Vergleich der deutschen Aptienerze mit denen von Czenstochau in Polen: Krusch.

Die Zahl der untersuchten Gebiete mit Eisen-Manganerzlagerstätten war naturgemäß kleiner. Dagegen ist ihre Bedeutung ganz wesentlich gestiegen, da ihre Produktion die infolge der Blockade ausfallende Manganerzeinfuhr ersetzen mußte. Eine recht bedeutende Fördererhöhung war — teilweise als Folge genauer geologischer Untersuchung — im Lahngebiet, bei Giessen, Waldalgesheim und bei Elbingerode möglich. Im Verein mit den aus Ungarn eingeführten Erzen und den im Kriege verwandten

Halden manganreicher Schlacke gelang es der deutschen Eisen-Manganerzproduktion, den Manganbedarf unserer Hütten zu decken, ja es gab sogar zeitweise einen gewissen Überfluß, sodaß die Konsumenten manganarme geringere Erze nicht abnehmen wollten.

Unsere Beteiligung an diesen Untersuchungen war folgende:

Lagerstätten von Gießen: Ahlburg und Krusch.
» » Waldalgesheim: Ahlburg und Krusch.
» des Lahngebiets: Ahlburg.
» von Elbingerode: Berg und Krusch.

b) Reich-Manganerzvorkommen:

Die deutsche Produktion an reichen Erzen war wegen des Mangels an geeigneten Vorkommen immer sehr gering. Namentlich für chemische Zwecke kann das Reich-Manganerz nicht durch Eisen-Manganerz ersetzt werden. Infolgedessen wurden die altbekannten Lagerstätten bei Ilfeld, Ilmenau, am Odenwald usw. wieder in Angriff genommen. Die schmalen Pyrolusitgängchen im Porphyr und Porphyrit des Rotliegenden der beiden erstgenannten Orte lieferten im Kriege eine recht mühsame, kleine Produktion sehr reinen Materials; hochhaltig war auch die kleine Förderung der — umgewandelten Zechsteinkalk darstellenden — Lagerstätten am Odenwald und Spessart.

An den Untersuchungen beteiligten sich folgende Geologen:

Lagerstätten von Ilfeld: Behrend und Krusch.
» am Spessart und Odenwald: Beyschlag und Berg.

c) Blei-Zink-Silbererzlagerstätten.

Die wichtigsten Lagerstätten der fast immer vergesellschafteten drei Metalle sind die oberschlesischen metasomatischen im Muschelkalk; es folgen dann in weitem Abstand davon und voneinander das rechtsrheinische Ganggebiet, der Oberharzer Gangbezirk, die linksrheinischen metasomatischen Lagerstätten der Gegend von Aachen, die Knottenerze von Commern-Meternich und eine größere Anzahl kleinerer Gangdistrikte.

Die deutsche Zinkerzmenge wäre, wenn alle einheimischen

Erze in Deutschland verschmolzen würden, im Frieden für uns völlig ausreichend gewesen. In Bezug auf Zink waren wir also während des Krieges in einer verhältnismäßig recht günstigen Lage; es war eines unserer Hauptersatzmetalle. Im Gegensatz hierzu litten wir von jeher Mangel an Blei- und Silbererz; von beiden Metallen wurden recht erhebliche Mengen aus dem Auslande eingeführt.

Durch den sehr bedeutenden Kriegs-Bleibedarf machte sich trotz des weitgehendsten Ersatzes von Blei durch andere in größerer Menge zur Verfügung stehende Metalle die unzureichende Bleierzproduktion bald geltend, während die Silbernot, abgesehen vom Luxusmarkt, weniger fühlbar war.

Die Zahl der deutschen Blei-Zinkerzlagerstätten ist, wenn man die Bauwürdigkeit unberücksichtigt läßt, sehr bedeutend; man kann wohl sagen, daß die meisten in paläozoischen Schichten auftretenden Gänge in geringer Menge Blei- und Zinkerze führen. Es ist deshalb ganz natürlich, daß viele Besitzer derartiger Mutungen auf ihre Lagerstätten aufmerksam machen zu müssen glaubten. Die meisten Vorkommen erwiesen sich trotz des milden Kriegsmaßstabes als unbauwürdig; nur eine beschränkte Anzahl konnte mit einiger Aussicht auf Erfolg in Betrieb genommen werden. Auffallend ist andererseits, daß einige zweifellos bauwürdige kleinere Gänge trotz aller Bemühungen der Behörden nicht in Förderung traten, weil das Geld für die erforderlichen Einrichtungen nicht zu beschaffen war oder weil sich die Besitzer dem auf sie ausgeübten Zwang zu entziehen verstanden.

Infolgedessen gelang es trotz der größten Anstrengungen nicht, die Zahl der fördernden Blei-Zinkerzgruben im Kriege wesentlich zu steigern, und nur mit größter Mühe konnten die größeren alten Distrikte ungefähr die Friedensproduktion halten. Da die Bleinot dazu zwang, in Oberschlesien die bleireichsten Partien zuerst abzubauen, wurden die Gruben in Bezug auf Blei überanstrengt. Ähnliches gilt von den Mechernicher Knottenerzen im Buntsandstein.

Abgesehen von vielen ganz kleinen Vorkommen, untersuchten wir:

Die Leistungsfähigkeit der deutschen Blei-Zinkerz-Lagerstätten (Übersicht): Beyschlag und Krusch.

Die Freudenzeche bei Haiger: Beyschlag und Krusch.

Die Grube Marie bei Würgendorf, Mückenwiese bei Peterszeche, die Albertgrube bei Aachen und die Mechernicher Knottenerzvorkommen: Krusch.

Kleine Vorkommen bei Höxter: Mestwerdt.

d) Kupferlagerstätten.

Die Kupferproduktion aus deutschen Erzen betrug im Frieden nur einen kleinen Bruchteil des deutschen Verbrauchs. Mit dem Aufhören der Einfuhr kurz nach Ausbruch des Krieges kamen wir bald in eine schwierige Lage, wenn auch der Kriegsbedarf infolge des Wegfalls der recht erheblichen Ausfuhr an Kupfer in Fertigprodukten wesentlich geringer als der Friedensbedarf war.

Auf vielen Gebieten konnte Kupfer bezw. die aus ihm hergestellten Legierungen durch andere Metalle, namentlich Zink, ersetzt werden; trotzdem blieb die deutsche Produktion weit hinter dem Verbrauch zurück, da die Beanspruchung der heimischen Lagerstätten infolge der verschiedensten Ursachen bald ihre äußerste Grenze erreichte.

Unser wichtigstes Kupfererz ist der Kupferschiefer, der nur von der Mansfeldschen Gewerkschaft in großem Maßstab gewonnen wird. Obgleich sich das Kupferschieferflöz über weite Gebiete mit beträchtlichem Kupfergehalt erstreckt, wurde an die Errichtung neuer Bergwerksanlagen von den militärischen Stellen zu spät gedacht: der immer wieder betonte Mangel an geschulten Bergleuten konnte nach unserer Meinung nach und nach beseitigt werden, wenn man schon im ersten Kriegsjahre, wo es noch nicht an Baumaterialien fehlte, an das Abteufen neuer Schächte ging. Als sich schließlich im dritten Kriegsjahr die Deutschen Molybdänwerke entschlossen, das — freilich viel zu große — Gerstunger Werk zur Verarbeitung des Richelsdorfer Kupferschiefers zu errichten, war es zu spät. Aus Mangel an Mitteln und infolge der Unsicherheit des Kupfermarktes wurde der Bau eingestellt. Die unternehmende Firma beabsichtigte, wie später gezeigt werden

wird, sich vor allem den Molybdängehalt des Kupferschiefers nutzbar zu machen.

Auch die Kupferlagerstätte von Thalitter konnte trotz unserer Bemühungen nicht in Produktion treten, da eine Aufbereitung der Erze, die nicht zu den selbstgehenden gehören, unmöglich ist.

Besonders interessant waren die von uns geleiteten Aufschlußarbeiten im Nahe-Kupferdistrikt bei Oberstein, wo in der Regel nur wenig mächtige Spalten und mit diesen verbundene Imprägnationszonen Kupfererze führen. Der uralte, durch zahlreiche Schächte früher erschlossene Bergbaudistrikt war im Laufe der Zeit in Vergessenheit geraten. Die vorhandenen Aufschlüsse waren zwar unvollkommen, berechtigten aber durchaus zur Aufwendung erheblicherer Staatsmittel à fonds perdu für Aufschlüsse, zumal die Ausdehnung des Distrikts eine sehr bedeutende ist. Wir fanden ausgedehnte alte Abbaue mit Weiten von vielen Metern Höhe. Leider ergaben die Analysen, daß die Alten in dem von uns untersuchten Feldesteil die Imprägnationszone bis 1 % Kupfer abgebaut hatten.

Einen kleinen Erfolg ergab die Untersuchung der im Buntsandstein auftretenden Malachit- und Lasurimprägnationen von Wallerfangen und St. Avold. Die verschiedenen Lager sind zwar zum großen Teil von den Alten abgebaut worden, indessen gibt es noch erheblichere Vorräte an für Säurelaugerei geeigneten Erzen. Ein freilich nur in kleinem Umfange aufgenommener Versuchsbetrieb hatte befriedigende Resultate.

Die Zahl der kupfererzführenden Gänge ist in unserem Vaterlande nicht groß; nur wenige wie Altenberg in Schlesien, Danielszug bei Wipperfürth und eine Grube im Aartal, liefern kleine Produktionen guter Erze als Hauptgegenstand des Bergbaus. Außerdem fällt eine kleine Kupfererzförderung im Siegerlande beim Spateisensteinbergbau. Unsere Untersuchungen ergaben die Unmöglichkeit, den Ertrag der Gruben zu steigern. An den Arbeiten waren folgende Geologen beteiligt:

Untersuchungen sämtlicher deutscher Kupfererzlagerstätten: Beyschlag und Krusch.
Kupferschiefer von Richelsdorf: Krusch.
» » Thalitter: Beyschlag und Berg.
» der Wickeröder Gewerkschaft: Zöller.
Kupfergänge im Nahegebiet: Ahlburg und Krusch.
Gänge der Grube Julie bei Selbecke: Fuchs und Krusch.
Kupferlager von Wallerfangen und St. Avold: Berg und Krusch.

c) Nickelerzlagerstätten.

Die heimischen Vorkommen konnten im Frieden nur einen verschwindenden Teil des Nickelverbrauchs decken; es war z. T. billiger, reiche fremde als arme einheimische Erze zu verschmelzen. In den letzten Jahren vor dem Kriege hatte die kanadische Nickeleinfuhr die neukaledonischen Erze in Deutschland mehr und mehr verdrängt.

Die deutschen Nickellagerstätten gehören drei verschiedenen Gruppen an. Am relativ wichtigsten sind die Pimelitvorkommen im roten Gebirge von Frankenstein i. Schles., welche der Firma Krupp gehören und ganz ähnliche Erscheinungen wie die Garnieritlagerstätten Neukaledoniens zeigen. Im Frieden lieferte Frankenstein Erze für einige Hundert Tonnen Nickel mit einem Durchschnittsgehalt von etwas über 2 %; im Kriege konnte die Förderung wesentlich gesteigert werden, sodaß die Nickelproduktion aus eigenen Erzen das Mehrfache der Friedensproduktion betrug. In der Umgegend von Frankenstein wurden neue ähnliche Lagerstätten eingemutet.

Die zweite Lagerstättengruppe bilden die nickelhaltigen Magnetkiese, welche als magmatische Ausscheidungen in basischen Eruptivgesteinen auftreten. Sie kommen an vielen Stellen, aber leider immer nur in geringen Mengen in Diabasgesteinen vor. Nur die Lagerstätte bei Sohland a. d. Spree, welche vor dem Kriege für unbauwürdig galt, lieferte in den Kriegsjahren eine kleine Produktion brauchbarer Erze. Die übrigen analogen Lagerstätten wie z. B. St. Blasien, Bottenhorn in Hessen ergaben keine den Bergbau ermutigenden Aufschlüsse.

In früherer Zeit gewann man drittens eine bescheidene Nickelerzmenge auf den nickel- und kobaltführenden Gängen der Kupferschieferdistrikte; neue Versuche während des Krieges, z. B. bei Wickerode, waren ergebnislos.

Lediglich aus wissenschaftlichem Interesse erwähne ich die Lagerstätten von Querbach und Giehren in Schlesien, deren Kobalt, Nickel und Zinnerz führende Fahlbänder auf Veranlassung Friedrichs des Großen ausgebeutet wurden. Ihre Untersuchung lag während des Krieges nahe, zumal man gelernt hatte, Kobalt auch in der Stahlindustrie zu verwenden; leider war das Ergebnis ein völlig negatives.

Neu ist die Gewinnung einer kleinen Nickel- und Kobalterzproduktion aus den Grubenwässern von Mechernich. Man kannte den Metallgehalt des Wassers seit langem. Prof. Mehner und etatsm. Chemiker Loebe aus unserem Laboratorium fanden ein geeignetes Verfahren der Nickel- und Kobaltausfällung, welches bei den hohen Kriegspreisen eben noch lohnte. Die Wasserprüfungen in anderen Nickel- und Kobaltgruben waren ergebnislos.

Von der Geologischen Landesanstalt wurden folgende Untersuchungen ausgeführt:

Nickel-Magnetkies von Sohland (Spree): Krusch und Sauerbrey.
» » » Bottenhorn (Hessen): Krusch.
Kobalt-Nickel-Zinn-Fahlbänder von Querbach und Giehren (Schlesien): Berg und Krusch.
Grubenwasser von Mansfeld und Sangerhausen: Berg.
» » Mechernich: Krusch, Loebe und Mehner.
» » Schweina: Krusch.
» » Sohland: Behr und Loebe.

f) Zinnerzlagerstätten.

Vor dem Kriege bestand völlige Abhängigkeit vom Auslande, da die deutschen Zinnerzvorkommen des sächsischen Erzgebirges so gut wie abgebaut waren. Im Kriege wurde dieser Bergbau wieder an einigen Stellen aufgenommen, zumal hier Zinn zusammen mit Wolframit auftritt. Die Produktion, zu welcher auch die alten Halden beitragen mußten, war gering.

Die spärliche Zinnführung der oben erwähnten Kobalt-Nickel-Fahlbänder von Querbach-Giehren konnte nicht nutzbar gemacht werden.

Untersucht wurden

Lagerstätten des sächsischen Erzgebirges: Beyschlag und Krusch.

Die Fahlbänder von Querbach und Giehren: Berg und Krusch.

g) Molydänerzlagerstätten.

Die Anwendung von Molybdän als Stahlveredlungsmittel war vor dem Kriege in Deutschland unbekannt. Die Produktion der Teutschenthaler Molybdänwerke, welche aus den Eisensauen von Mansfeld gewonnen wurde, ging nach England.

Im Kriege war die Nachfrage nach Molybdän groß, und zwar trugen drei Arten von Lagerstätten zur Produktion bei: die Molybdänglanzvorkommen, von denen es kein bauwürdiges in Deutschland gibt, die Wulfenitkonzentrationen in der Oxydationszone metasomatischer Blei-Zinkerzlagerstätten, welche spärlich im Höllental bei Garmisch auftreten, und der Kupferschiefer, der für den deutschen Zechstein charakteristisch ist.

Die im Höllental errichtete große Anlage war wegen des schnellen Aufhörens der Erzmittel in der Tiefe leider vergeblich. Der Mansfelder Kupferschieferbergbau ergibt jährlich 800—1000 t Eisensauen mit 4—5 % Mo., die — früher in Teutschenthal — jetzt in Mansfeld nutzbar gemacht werden. Große Hoffnungen setzte man auf den angeblich höheren Molybdängehalt der Richelsdorfer Schiefer; leider ergaben unsere Untersuchungen nur den bescheidenen Gehalt von durchschnittlich 0,013 %. Der Bau der Anlage, welche zunächst die erheblichen Haldenvorräte verarbeiten sollte, mußte, wie bereits oben angegeben, aus Mangel an Mitteln beim Waffenstillstandsabschluß unterbrochen werden.

Wir untersuchten:

das Wulfenitvorkommen von Höllenthal: Krusch,

die Kupferschieferhalden von Richelsdorf: Beyschlag, Heuseler, Kluess, Krusch, Wache.

h) Antimonerzlagerstätten.

Der Friedensverbrauch an reichen Erzen wurde ausschließlich durch Einfuhr gedeckt, dagegen hatte Deutschland eine erheblichere Produktion von antimonhaltigem sogen. Hartblei. Im Kriege machte man sich — hauptsächlich durch Arsenersatz — nach und nach unabhängiger vom Antimon.

Die deutschen Lagerstätten mit reicheren Erzen sind ohne jede Bedeutung.

Es wurden näher von uns geprüft:

die Casparizeche bei Arnsberg: Beyschlag und Krusch,

das Vorkommen von Lauterberg (Thür.): Berg.

i) Chromerzlagerstätten.

Im Frieden verwandten sowohl die Stahlwerke als auch die chemischen Fabriken ausschließlich fremde Erze. Chrom tritt nur in Form magmatischer Ausscheidungen in olivinreichen basischen Eruptivgesteinen auf, und zwar finden sich größere Erzanreicherungen nur in ausgedehnten Serpentinmassiven, an denen Deutschland arm ist. Infolgedessen ist unsere Heimat auch arm an Chromerzen, die bei uns nur als mineralogische Seltenheit vorkommen.

Gesucht wurde nach Chromerzen am Zobten: Berg.

k) Platinlagerstätten.

Die mangels eigener Lagerstätten im Frieden erhebliche Platineinfuhr blieb nach Kriegsausbruch aus. Das Edelmetall kommt primär magmatisch in basischen olivinreichen Eruptivgesteinen oder im Nickel-Magnetkies vor, und zwar in beiden Fällen in sehr geringer Menge. Die bauwürdigen Lagerstätten des Auslandes, welche fast die ganze Weltproduktion liefern, entstehen aus den Platin führenden Eruptivgesteinen durch natürliche Aufbereitung, stellen also Seifen dar. Derartige Vorkommen kennen wir in Deutschland nicht; auch die Nickel-Magnetkiese sind — siehe oben — so spärlich, daß ihr sehr geringer Platingehalt nicht irgendwie in Betracht kommt. Dagegen haben die mannigfaltigsten Gesteine des verschiedensten geologischen Alters

bei uns einen sehr geringen Platingehalt, dessen Konzentration und Gewinnung freilich bis jetzt nicht möglich war. Die einwandsfreien Untersuchungen ergaben vielmehr meist nur Spuren oder sehr niedrige Gehalte, die in wirtschaftlicher Beziehung nicht zur Weiterarbeit ermutigen.

Die verschiedensten uns als platinhaltig bezeichneten Gesteine (mehrere Hundert Proben) wurden in unserem Laboratorium geprüft.

An Ort und Stelle genauer untersucht wurden:

Gesteine der näheren und weiteren Umgegend von Ramsbeck: Krusch,

das Vorkommen von Wenden: Krusch,

» » » Deutz bei Siegen: Krusch,

die Paläopikrite Ostthüringens: Zimmermann und Beyschlag.

l) Vanadinlagerstätten.

Der an und für sich geringe deutsche Vanadinbedarf, welcher im Frieden ausschließlich durch Einfuhr gedeckt wurde, mußte im Kriege anderweitig beschafft werden. Das Element kommt relativ häufig in den Verwitterungsgesteinen vor. Am wichtigsten ist für uns der geringe Gehalt der Minetten, welcher vorzugsweise in der Thomasschlacke konzentriert wird. Mit 0,7 % ist der Gehalt der Schlacke höher als der vieler im Frieden verarbeiteter Erze. Aus derartiger Thomasschlacke konnte man die ganze erforderliche Vanadinmenge gewinnen.

Einen geringen Gehalt haben auch vielfach die Tone. Bergassessor Dr. Flegel hat ein Verfahren ausgearbeitet, nach welchem es möglich war, von der im Ton enthaltenen kleinen Menge (0,02 % vielfach) ungefähr $^1/_{10}$ zu gewinnen. Praktisch erprobt wurde es bisher nicht.

Neu ist die Entdeckung eines relativ hohen Vanadiumgehalts im Kupferschiefer von Richelsdorf; er hat ungefähr vier mal so viel Vanadin (0,05 %) als Molybdän. Da Vanadin im Gegensatz zu Molybdän in die Schlacke geht, hängt die Möglichkeit einer Gewinnung von der Entdeckung eines Verfahrens ab, beide Elemente zusammen in den Eisensauen zu konzentrieren.

Die mehrfach erwähnten Teutschenthaler Molybdänwerke waren mit derartigen Untersuchungen im letzten Kriegsjahr beschäftigt.

Die Berechnung der in den Halden von Richelsdorf enthaltenen Vanadinmenge wurde zugleich mit der Molybdänvorratsberechnung von mir durchgeführt (siehe dort).

m) Wismutlagerstätten.

Der Friedensverbrauch war gering; ob die Produktion des sächsichen Erzgebirges ihn völlig zu decken imstande war, entzieht sich unserer Kenntnis, da die betreffenden Produktionszahlen geheim gehalten wurden. Im Kriege nahm der Wismutbedarf erheblich zu, da das Metall z. T. Platin ersetzte.

Wismut tritt in Deutschland in nicht erheblichen Mengen auf Erzgängen auf, unter denen die des Schneeberger Reviers seit langem eine geringe Produktion liefern. Sie reichte aber während des Krieges nicht aus, sodaß man die Gänge beim Kloster Wittichen im badischen Schwarzwald wieder in Angriff nehmen wollte; der Krieg hat leider diese Arbeiten unterbrochen.

An derartigen Untersuchungen waren beteiligt:
im sächsischen Erzgebirge: Berg.
im badischen Schwarzwald: Krusch.

n) Aluminiumerzlagerstätten.

Vor dem Kriege wurde fast alles Aluminium aus Bauxit und eine geringe Menge aus Kryolith, also aus nichtsilikatischen Aluminiumverbindungen, herstellt. Fast die gesammte Menge der verbrauchten mineralischen Rohstoffe stammte aus dem Auslande. Unser Kriegsbedarf an Bauxit wurde aus Östereich-Ungarn gedeckt. Die völlige Abhängigkeit vom Auslande führte zu Versuchen, aus dem einheimischen Ton, also einer silikatischen Aluminiumverbindung, Aluminium zu gewinnen. An ihnen beteiligte sich auch unser Laboratorium und besonders sein Vorsteher Gans. Das Gesamtergebnis dieser Arbeiten war ein derartig befriedigendes, daß man zur Errichtung großer Anlagen schritt, die freilich bisher noch nicht voll in Produktion traten.

Sowohl die Bauxit- als die Tonlagerstätten sind durch Verwitterung entstanden. In Deutschland gibt es nur ein Bauxitvorkommen von einiger Bedeutung, nämlich im Vogelsberg, in engster Verknüpfung mit Basalt, aus dessen Zersetzung und Umwandlung es entstanden ist. Die in einer weichen, erdigen, nicht verwendbaren, ebenfalls bauxitreichen Masse liegenden Bauxitknollen wurden aber auch während des Krieges nicht zur Aluminiumproduktion benutzt, sondern dienten anderen technischen Zwecken, da sie mit dem eingeführten Bauxitmaterial nicht konkurrieren konnten. Die Feststellung der Bauxitvorräte des Vogelbergs wurde von uns angeregt und war bei Kriegsende noch nicht beendet.

Für die Bauxitherstellung geeignete Tone dürften recht häufig und in bedeutender Menge vorkommen; die Zukunft wird lehren, ob diese Aluminiumfabrikation mit derjenigen aus Bauxit konkurrieren kann.

Auf die Aluminiumindustrie bezügliche Untersuchungen führten aus:

bei den Bauxitlagerstätten des Vogelbergs: Krusch,
bei der Tongrube des Grafen Zinzendorf bei Niesky: Behr,
bei verschiedenen andern Tonvorkommen: Behr und Gans.

o) Schwefelkieslagerstätten.

Im Frieden lieferte das Vorkommen von Meggen und einige kleinere rd. Zweihunderttausend Tonnen Schwefelkies, während der Verbrauch weit über eine Million Tonnen neben rd. 50000 t Schwefel betrug; die Einfuhr war also eine ganz erhebliche. Ihr Wegfall zwang uns im Kriege, die einheimischen Quellen äußerst in Anspruch zu nehmen; es wurde jedes Vorkommen untersucht, welches auch nur die geringste Aussicht zur Vergrößerung der einheimischen Produktion bot.

Die wichtigste Schwefelkiesquelle ist das Lager von Meggen in Westfalen; neue Aufschlüsse wiesen hier derartig erhebliche, von Dr. Schmidt berechnete Reserven nach, daß eine Vervielfachung der Friedensproduktion möglich war; ja es hatte kurz vor Kriegsende den Anschein, als ob Meggen auf längere Dauer

die fremde Einfuhr ersetzen könnte. Die übrigen deutschen Schwefelkieslagerstätten sind klein und unbedeutend; es sind z. T. Lager, wie z. B. Falkenhagen, z. T. Gänge, wie z. B. am Großen Graben bei Elbingerode.

Die Vorkommen von ged. Schwefel sind bei uns nur mehr oder weniger nesterhaft; so tritt z. B. das Mineral bei Weenzen im Gips der Münder Mergels auf. Neu ist die Gewinnung von Schwefel aus Gips, der uns in verschiedenen Formationen in ungeheuren Mengen zur Verfügung steht. Wie teuer die im Kriege errichteten Anlagen arbeiten werden, wird die Zukunft lehren.

Folgende Lagerstätten wurden von Geologen unserer Anstalt untersucht:

Schwefelkiesvorkommen von Meggen: Henke, Krusch, Schmidt,
» » Lautenberg (Thür.): Berg,
» » Falkenhagen: Grupe,
» am Großen Graben b. Elbingerode: Berg,
Ged. Schwefelvorkommen von Weenzen: Grupe, Krusch.

Nichtmetallische Lagerstätten.

a) Graphitvorkommen.

Der recht erhebliche Friedensbedarf wurde vorzugsweise durch Einfuhr gedeckt. Im Kriege mußten die deutschen Lagerstätten des Bayrischen Waldes aufs äußerste angespannt werden, um das unumgänglich Notwendige zu liefern.

Die bayrischen Lagerstätten sind Linsen und Imprägnationszonen von Spalten aus im Gneis, die häufig recht unregelmäßige Form haben.

Andere natürliche brauchbare Graphitquellen sind im Kriege in Deutschland nicht erschlossen worden, obwohl Graphit z. T. in beträchlicher Menge in vielen sogen. Graphitschiefern und als Gangfüllung auftretenden Graphitletten vorkommt. Die Verteilung des Minerals ist aber in diesen Gesteinen eine so feine, daß die bekannten Aufbereitungsmethoden keine brauchbare Konzentration ergaben.

Wir führten folgende Untersuchungen aus:
die Graphitlagerstätten des Bayrischen Waldes: Behr,
das Vorkommen von Sakrau i. Schles.: Behr,
» » » Lobenstein: Behr,
Allgemeine Untersuchungen für Gießereien: Behr.

b) Die Phosphatlagerstätten.

sind für die Landwirtschaft von größter Bedeutung, denn nur bei einem bestimmten Verhältnis Stickstoff: Kali: Phosphorsäure wird eine volle Wirkung der verwandten Düngemittel erzielt. Der Friedensbedarf an Rohphosphaten wurde ausschließlich durch Einfuhr gedeckt.

Im Kriege stand uns Kali in genügender Menge zur Verfügung; Stickstoff wurde schließlich in der letzten Kriegszeit in ausreichender Menge aus der Luft gewonnen, aber fast unüberwindliche Schierigkeiten stellten sich der Schaffung und Hebung einer eigenen Phosphatproduktion entgegen. Die deutschen Phosphatlagerstätten sind entweder Verwitterungsbildungen auf Kalken wie z. B. an der Lahn, oder sie stellen Konkretionen oder aus ihnen durch Zerstörung später entstandene und teilweise wieder verfestigte Gerölle dar, die namentlich in den Transgressionskonglomeraten häufiger sind.

Die Verwitterungslagerstätten an der Lahn waren durch die bequeme Einfuhr namentlich der reichen Südseephosphate vor dem Kriege in Vergessenheit geraten. Die Kriegsphosphatgesellschaft übernahm auf unseren Vorschlag die Wiedereinrichtung des Bergbaus, nnd er liefert seitdem eine kleine Produktion mittlerer Qualität. An der Einrichtung und Überwachung des Bergbaues war die Geologische Landesanstalt ganz erheblich beteiligt.

Unter den Transgressions-Phosphatgeröllagern erwies sich das von Peine als besonders wichtig; die in senonen Konglomerat mit den Eisenerzgeröllen zusammen auftretenden Phosphatgerölle konnten an einzelnen Stellen für sich allein durch Auslesen gewonnen werden. Aufschlußarbeiten wurden auch auf anderen Phosphatlagern, z. B. bei Zilly, Helmstedt, usw., ausgeführt.

Neben diesen Phosphatlagern spielte der hohe Phosphor-

gehalt der Minette und des Peiner Eisenerzlagers eine wichtige Rolle bei der deutschen Versorgung. Der Phosphor geht beim Thomasprozeß in die Schlacke, welche ein wichtiges Phosphatdüngemittel darstellt. An den Minettevorratsermittlungen waren wir erheblich beteiligt (siehe Eisenerz).

Von uns untersucht wurden folgende Phosphatvorkommen:

Lagerstätten des Lahngebiets: Ahlburg, Beyschlag und Krusch,

Lagerstätten bei Helmstedt und Zilly: Wendhausen, Oker, Bienrode, Achim, Werfenlingen usw.: Schröder,

» bei Schöningen: Behrend.

c) Die Flußspatvorkommen

spielten im Kriege wegen des erheblichen Verbrauchs an Flußsäure eine größere Rolle als im Frieden. Das Mineral tritt auf gewissen Gängen in größeren Mengen auf und gestattet dann unter günstigen Umständen für sich allein einen gewinnbringenden Abbau.

Wir untersuchten:

die Vorkommen des Ostharzes: Krusch und Schmierer,
und diejenigen des Bayerischen Waldes: Schmierer.

d) Die Asbestvorkommen.

Der beträchtliche Verbrauch Deutschlands stammte im Frieden fast ausschließlich aus Kanada. Im Kriege wurden erhebliche Mengen für feuer- und säurefeste Materialien gebraucht. Die Bemühungen, einheimische Lagerstätten für diesen Zweck nutzbar zu machen, hatten keinen großen Erfolg. Es gibt bei uns weder erheblichere Mengen Serpentinasbest, noch sind die geringen Lagerstätten von Hornblendeasbest für eine Verarbeitung geeignet. Einige kleine Betriebe konnten eingerichtet werden.

Von uns wurden folgende Lagerstätten geprüft:

Die deutschen Serpentine im allgemeinen: Berg.
Vorkommen in Thüringen: Zimmermann.
» von Zeulenroda: Berg.

e) Oel.

Ganz besonders eingehend beschäftigten wir uns mit der Möglichkeit einer Steigerung der einheimischen Oelproduktion. Im Frieden wurde unser Bedarf durch die Einfuhr genügender Oelmengen gedeckt, von denen die überseeischen mit Kriegsausbruch so gut wie wegfielen.

Die deutschen Lagerstätten sind sehr mannigfaltig. Unsere Oeldistrikte Pechelbronn im Elsaß und Celle-Wietze in Hannover können nur einen kleinen Teil unseres Verbrauchs decken, obgleich die Wiedereinführung des Schachtsystems im Elsaß die Produktion nicht unwesentlich steigerte. Die Bemühungen, durch neue Bohrungen bei Wietze usw. neue Quellen zu erschließen, hatten keinen erheblicheren Erfolg. Hier lag uns die Begutachtung zahlreicher Bohrprofile ob.

Neue Möglichkeiten eröffneten die von unserem Direktor in einer Denkschrift gegebenen Anregungen der Gewinnung von Oel aus Oelschiefer. Wir kennen namentlich zwei Horizonte in unserem Vaterlande, nämlich den Posidonienschiefer im Oberen Lias und bitumenreiche Schiefer im Wealden. Bohrungen und und Schürfarbeiten im letztgenannten Horizont waren bei Bentheim und westlich von Ahaus infolge der Einlagerung vieler dünner Kalkbänke ergebnislos. Versprechender sind die Arbeiten im Posidonienschiefer, der in Mittel- und Süddeutschland an vielen Stellen zu Tage ansteht. Die unserer besonderen Pflege anvertraute Versuchsanlage in Schandelah konnte bis zum Kriegsende leider nicht alle Schwierigkeiten überwinden, mit denen jede neue Industrie zu kämpfen hat.

Aus dem Fettgehalt der deutschen Faulschlammablagerungen gelang es Tierfutter herzustellen. An den Beratungen über die Faulschlammverwendung war Landesgeologe Klautzsch beteiligt.

Die Erkenntnis, daß der Bitumengehalt der Braunkohle nicht genügend für Ölgewinnung ausgewertet wird, führte zu umfangreichen Versuchen mit Generatoren, welche noch nicht abgeschlossen sind. Auch hier gelang es bis zum Kriegsende nicht, die Anfangsschwierigkeiten der neuen Anlage zu beseitigen.

Unsere Tätigkeit war also auf diesem Gebiet recht vielseitig:

Petroleum: Bestimmung zahlreicher Bohrprofile von Wietze, Obershagen Hänigsen, Peine, Oberg, Oelsburg, Sehnde, Hannover: Harbort, Schmierer.

Oelschiefer: Festlegung der Grundlagen: Beyschlag, Harbort, Schmierer.

Vorkommen von Schandelah: Beyschlag; Harbort, Schmierer.
» » Oerlinghausen in Lippe: Grupe.
» in Westfalen: Behrend, Grupe, Krusch, Schmierer.
» » Hannover und Braunschweig: Beyschlag, Schmierer, Mestwerdt.

Vorkommen in Hohenzollern, Baden, Württemberg, Bayern, Luxemburg: Mestwerdt, Schmierer.

Faulschlamm: Kurische Nehrung: Kaunhowen, Klautzsch.

Braunkohlen für Generatorzwecke: Schmierer, Tornow.

f) Kohle.

Das Aufsuchen neuer bauwürdiger Kohlenvorkommen für Brennzwecke hängt zunächst insofern mit dem Kriege zusammen, als die Schaffung neuer Industrien von der Lage der Kohlengruben abhängig ist und die Schwierigkeiten der Kohlenverfrachtung nach ungünstig liegenden Gebieten zur Einrichtung neuer näherer Produktionsstätten zwangen. Hierzu kam das Bestreben, für gewisse Industrien billig große Mengen von Elektrizität zu erzeugen.

Diese Gesichtspunkte führten zur Untersuchung einer großen Anzahl von Braunkohlenlagerstätten durch Bergassessor Dr. Tornow, der auch die vom Herrn Minister für Handel und Gewerbe angeordnete dringend notwendige Inventur der für den Tagebau geeigneten Braunkohlenvorräte durchführte.

An Einzeluntersuchungen sind folgende zu nennen:

Vorratsberechnungen der Gruben Brennabor und Felix (Lausitz) und der Grube Arthur bei Schwiebus: Behr.

Vorkommen von Frielendorf: auswärtiger Mitarbeiter Prof. Dr. Blanckenhorn.

Nutzbare Gesteine.

Von großer Wichtigkeit sind

a) die Formsande,

denen man im Kriege für Gießereizwecke ein noch größeres Interesse zuwandte als im Frieden. Mit der Formsandfrage haben wir uns eingehend beschäftigt. Die Anforderungen, welche in physikalischer und chemischer Beziehung an die Formsande gestellt werden, haben sich bisher nicht in feste Formeln bringen lassen; auch das geologische Alter ist ohne Einfluß auf die Verwendungsfähigkeit. Hier kann nur eine langjährige systematische Untersuchung, wie sie vom Verein der Gießereifachleute mit unserer Hilfe eingeleitet worden ist, Klarheit schaffen.

Unser Bezirksgeologe Behr und der Chemiker Kustos Wache haben z. B. alle von den schlesischen Gießereien verwandten und in Schlesien liegenden Formsandvorkommen systematisch untersucht und beschäftigen sich weiter mit der Aufbereitung und der Verwendung des Materials der verschiedenen Lagerstätten.

b) Feine Tonerden und Walkererde.

Man brauchte sie im Frieden in der Textilbranche und zur Reinigung der Oele usw.; im Kriege kam noch die Verwendung als Seifenstreckungsmittel und Seifenersatz hinzu. Der Friedensverbrauch wurde zum großen Teil durch das Ausland gedeckt, wie denn überhaupt gute Walkererde einen erheblichen Transport verträgt. Die in Deutschland nicht häufigen Lagerstätten mit gutem Material sind durchweg durch Verwitterung entstanden.

Zu Beginn des Krieges veranlaßten uns die Interessenten, alle für die obigen Zwecke in Frage kommenden Vorkommen Deutschlands zusammenzustellen (Landesgeologe Gagel). Mit der Walkererdenfrage im allgemeinen beschäftigte sich weiter Bezirksgeologe Fuchs. Es wurden außerdem untersucht:

Vorkommen bei Weilburg: Ahlburg und Berg.
» im östlichen rheinischen Schiefergebirge: Ahlburg.

Als später die Oeleinfuhr nachließ und die Spinnereien aus Mangel an Wolle usw. mehr und mehr stillgelegt wurden, nahm das Interesse für die Walkererden wieder ab.

In enger Beziehung zum Kriege steht die Verwendung von

c) Fango

für Badezwecke, mit dem sich Landesgeologe Krause zu beschäftigen hatte.

d) Baumaterialien

traten während des Krieges infolge des Fehlens geeigneter Arbeitskräfte und der erforderlichen Eisenkonstruktionen mehr und mehr zurück. Da aber die recht erhebliche Friedenseinfuhr so gut wie ganz wegfiel, war doch das Bedürfnis nach geeignetem einheimischem Schiefer und Marmor ab und zu vorhanden. — Mit für elektrolytische Zwecke verwendbarem fremdem oder einheimischem Material hatte sich Landesgeologe Krause zu beschäftigen.

Größer war der Bedarf an feuerfesten Quarziten für das Eisenhüttenwesen. In dieser Beziehung untersuchte Bezirksgeologe Berg die Taunusquarzite.

Wiederaufbau der zerstörten Ostgebiete.

Nachdem die Russen aus Deutschland endgiltig vertrieben worden waren, ergab sich die Notwendigkeit, die zerstörten Gebiete möglichst schnell wieder aufzubauen. Unser erschöpfend angelegter Plan, alle in Betracht kommenden Kreise möglichst schnell im Maßstabe 1 : 100000 aufzunehmen, um die geeignetsten neuen Siedlungsstellen und Material für Häuser- und Wegebau aufzufinden, war aus Mangel an Arbeitskräften nicht durchführbar. Die Arbeiten des Abteilungsdirigenten Keilhack und Landesgeologen Klautzsch beschränkten sich auf den Kreis Lyck, die des Bezirksgeologen Hess von Wichdorff auf die nähere und weitere Umgebung von Lötzen.

Zahlreichen Gesuchen um Hilfe beim Wiederaufbau in der verschiedensten Richtung wurde umgehend durch die geol. Landesanstalt entsprochen.

Wasserversorgungen, Talsperren, Kanäle usw.

Das schnelle Tempo der Errichtung zur Kriegführung in engerer oder weiterer Beziehung stehender Anlagen und Fabriken

erforderte die Ausführung zahlreicher Brunnen und Wasserversorgungen, bei der in sehr vielen Fällen um die Mitwirkung der Geologischen Landesanstalt ersucht wurde. Wir nennen folgende:

Fortifikation Breslau: Tietze.
Feste Boyen in Ostpr.: Kaunhowen.
Sprengstofffabrik Plauen: Kaunhowen.
Sprengstofffabrik Altberun O/S.: Behr.
Flugplatz Norderney: Korn.
» am Müritzsee: Behr.
Versorgung von Wilhelmshaven durch Tiefbrunnen: Wolff.
» » Gnadenfrei: Behr.
» der Rütgerswerke: Schmierer.

Mangel an Material und Leuten ließ nur die Arbeiten für die notwendigsten Talsperren zu. An denjenigen an der Alle wirkte Landesgeologe Krause mit.

Durch die Anwesenheit des Hauptquartiers in Pless wurde die Aufmerksamkeit auf den in der Nähe befindlichen Malariaherd von Pilgramsdorf gelenkt. Die Krankheit, um deren Bekämpfung der dortige Kreisarzt große Verdienste hat, konnte bisher nicht ausgerottet werden, da die Umgegend reich an kleineren und größeren versumpften Stellen ist. Nur die Entsumpfung in Verbindung mit einer gründlichen Änderung der Vorflutverhältnisse ermöglicht die Ausrottung der Malaria. Nachdem der Arbeitsplan von dem Abteilungsdirigenten Krusch und Bezirksgeologen Behr festgestellt worden war, führte Herr Behr die notwendigen geologischen Aufnahmen aus.

Obgleich die vorhandenen Eisenbahnen überlastet waren, konnte die Tracierung neuer und der Bau von Kanälen aus Mangel an Arbeitskräften nur in beschränktem Maße erfolgen. Wir beteiligten uns an den Arbeiten für zwei Eisenbahnlinien bei Münstereifel und für die Nord-, Mittel- und Südlinie des zum projektierten Mittellandkanal gehörigen Stichkanals.

Unsere beratende Tätigkeit wurde im Kriege erweitert durch die Mitarbeit bei Luftschiffhallen, drahtlosen Stationen

und Schießplätzen. Ein neuer Vorschlag, die Luftschiffhallen unter Tage zu legen, veranlaßte uns, geeignete Örtlichkeiten auszusuchen; so prüfte Landesgeologe Wolff die in Aussicht genommene Station Wildeshausen in Oldenburg. Die geologischen Verhältnisse der drahtlosen Station Dahlewik bei Zossen wurden vom Bezirksgeologen Behr untersucht. Besonders eingehend stellte man den Untergrund des Schießplatzes Lamsdorf durch 77 Bohrungen fest, deren Profile durch Herrn Behr bestimmt wurden.

Liquidation des feindlichen De Wendel-Besitzes.

Entsprechend dem Vorgehen unserer Gegner gegen deutsche industrielle Anlagen in ihrem Machtbereich begann auch unsere Regierung mit der Liquidation feindlicher Unternehmungen in Deutschland. Zu den größten gehört der De Wendel-Besitz im lothringischen Minettegebiet bei Hayingen. Er sollte derart aufgeteilt werden, daß die De Wendel'schen Hütten eine mehr als ausreichende Erzreserve behielten und die übrigen unerschlossenen Felder einer neu zu gründenden De Wendel'schen Bergwerksgesellschaft zufielen. An den recht schwierigen Vorratsberechnungen und der Ausarbeitung des Teilungsmodus nahm der Abteilungsdirigent Krusch im Auftrage des Herrn Handelsminister Teil.

Feststellung der Kriegsschäden.

Die Kriegführung brachte die ganze oder teilweise Zerstörung vieler feindlicher Gruben in Belgien, Ost- und Nordfrankreich mit sich. Die in Betrieb gehaltenen lieferten uns ihre Förderung; bisher nicht ausgenutzte Lagerstätten wurden — namentlich in Serbien — von uns neu in Angriff genommen. Da mit der Wiederherstellung und Entschädigung gerechnet werden mußte, wurde die Reichsentschädigungskommission gebildet. Soweit der Bergbau in Frage kommt, müssen erstens die Kosten der Wiederherstellung der Anlagen und zweitens der Wert der von uns verwandten Förderung berechnet werden. Es liegen durchaus nicht von allen Gruben bis ins einzelne gehende Beschreibungen der vorgenommenen Zerstörungen vor, sodaß Schätzungen recht

häufig Platz greifen müssen. Die Aufstellung der bei der Schadensrechnung zu befolgenden allgemeinen Gesichtspunkte war deshalb besonders schwierig, zumal der verschiedene Charakter der nutzbaren Lagerstätten ihre individuelle Behandlung verlangt. Bei den lagerstättkundlichen und bergwirtschaftlichen Fragen wirkte Abteilungsdirigent Krusch mit.

Aber auch für die Schätzung anderer Schäden bei den Eisenbahnen, Kanälen, Straßen, Gebäuden und Feldern kann die geologische Beratung vielfach nicht entbehrt werden; auf diesen Gebieten ist Landesgeologe Schucht tätig.

Mitwirkung bei den militärischen Behörden, Kriegsgesellschaften usw.

Sehr mannigfaltig war unsere Mitarbeit bei der Kriegsrohstoffabteilung, dem Waffen- und Munitions-Beschaffungs-Amt, der Kriegsmetall-Aktiengesellschaft, der Kriegs-Mangan-, Kriegs-Phosphat-, Kriegs-Chemikalien- usw. Gesellschaft. Das Bestreben der militärischen Stellen, die Zivilbehörden auszuschalten und neue militärische Organe mit gleicher Tätigkeit zu schaffen, führte zu der allbekannten, namentlich von der Rohstoffabteilung ausgehenden Überorganisation, die der Sache wenig förderlich war.

Unsere Zusammenarbeit mit der Kriegsrohstoffabteilung war recht abwechselungsreich, aber wenig systematisch und deshalb für uns unbefriedigend. Zu Beginn des Krieges lehnte sie die Notwendigkeit, den heimischen Bergbau zu fördern, gänzlich ab, da sie mit dem Metallhandel auszukommen hoffte. Als sich bei ihr endlich die Erkenntnis Bahn brach, daß nur der Bergbau uns retten konnte, fehlte es bereits an Rohstoffen. Im allgemeinen nahm die K. R. A. unsere Hilfe in Anspruch, wenn sie Hilfe gegen unberechtigte Angriffe brauchte.

Befriedigender war die Zusammenarbeit mit den obengenannten Kriegsgesellchaften, die fachmännisch geleitet wurden. Ein großer Teil der der Kriegsmetall-Aktiengesellschaft angebotenen Bergwerksobjekte wurde auf deren Wunsch von uns untersucht; sie sind von mir bei den Abschnitten über die Erzlagerstätten zum großen Teil genannt worden. — Dem Aufsichts-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

rat der Kriegs-Mangan-Gesellschaft gehörte unser Direktor und in seiner Vertretung Abteilungsdirigent Krusch an. Das Beispiel dieser Gesellschaft zeigt, daß auch während des Krieges nur da das beste Resultat erzielt werden konnte, wo mit möglichst geringer Hemmung durch militärischen Verwaltungsdilettantismus sich die Initiative der Fachleute frei entfalten konnte.

An der Leitung der Kriegs-Phosphat-Gesellschaft war unser Direktor engstens beteiligt. Die hier vorliegenden Hemmungen sind weniger auf Rechnung der militärischen Verwaltungsbehörden als auf ungenügende Zusammenarbeit der verschiedenen Interessengruppen zu setzen. Von vornherein stand fest, daß bei der Natur der Lagerstätten auf keine erhebliche Produktion gerechnet werden konnte.

Bei der Kriegs-Chemikalien-Gesellschaft wirkten wir im allgemeinen nur mit, soweit es sich um die Hebung des Schwefelkies- und Schwefelbergbaus handelte. Abgesehen von dem glänzenden Ergebnis bei Meggen (siehe oben) mußten wir auch hier bei Beginn der Arbeiten nach unserer bisherigen Kenntnis der Lagerstätten schon mit dem denkbar geringsten Erfolge rechnen.

Die Sitzungen der genannten Gesellschaften und die Prüfung der uns von ihnen zugesandten Berichte und Gutachten erforderten zeitweise einen guten Teil der Arbeitskraft des Direktors und seiner Vertreter.

Ein Rückblick auf die Gesamttätigkeit der Kriegsrohstoffabteilung und der von ihr dirigierten Kriegsgesellschaften ergibt, daß das Ergebnis der unglaublich vielen neugeschaffenen Stellen schneller und billiger erreicht worden wäre, wenn man mit den Arbeiten die zuständigen Zivilbehörden betraut hätte.

Obgleich die Geologische Landesanstalt in Berlin bestand, die ihre Hilfsbereitschaft in unzähligen Fällen bewiesen hatte, hielt es der Generalstab für notwendig, eine geologische Zentralstelle in Berlin einzurichten, die ohne Kartensammlung und Archive die verschiedenen Kriegsgeologengruppen mit Material versorgen sollte. Zwei unserer Geologen, Landesgeologe Schucht und Be-

zirksgeologe Wiegers, leisteten ihr die fachmännische Hilfe. Der Landesgeologe Michael wurde später noch zu der Leitung der Aufnahmen im Osten ausersehen. Die Unmöglichkeit jeder erfolgreichen Arbeit dieser Zentralstelle ohne unsere tatkräftige Hilfe, die sie gerade auszuschalten bezweckte, war für jeden die Verhältnisse Kennenden selbstverständlich. Die naturgemäße Lösung der Übertragung der Arbeiten dieser Stelle auf die Geologische Landesanstalt wäre sachdienlicher gewesen.

Die Tätigkeit der wenigen in Berlin zurückgebliebenen Geologen umfaßte auch die Vertretung ihrer zum Militärdienst eingezogenen oder sonst durch den Krieg verhinderten Kollegen, welche z. T. recht umfangreich war. So übernahm Kustos Schneider alle Vorlesungen des in Bogota in Columbien weilenden Professors an der Technischen Hochschule Geh. Bergrat Scheibe und die des Landesgeologen Schucht und Bezirksgeologen Fliegel an der Landwirtschaftlichen Hochschule. Klautzsch führte die begonnenen Kartierungs-und Erläuterungsarbeiten des zum Kriegsdienst eingezogenen Geologen Meyer zu Ende. Kustos Böhm übernahm in Vertretung die Redaktion des Jahrbuchs, Geologe Zimmermann II die des Literaturberichts.

Um die in den verschiedensten Quellen zerstreuten bergwirtschaftlichen Nachrichten möglichst weiten Kreisen in übersichtlicher Form zugänglich zu machen, wurde während des Krieges die Lagerstätten-Chronik begründet; sie wurde zunächst von Berginspektor Zöller redigiert und von den Herren Kustos Schneider, Berginspektor Zöller, Bergassessor Tornow und Bergassessor Meisner bearbeitet.

Geologe Dr. von zur Mühlen, ein Estländer, der voll Begeisterung für Deutschlands Sache erst während des Krieges preußischer Untertan geworden war, stellte seine russischen Sprachkenntnisse dem Generalstab bereitwilligst zur Verfügung.

Eine Kriegssammlungsarbeit ist die Zusammenstellung einer Mineraliensammlung für das Waffen- und Munitions-Beschaffungs-Amt durch den Bezirksgeologen Berg.

II. Tätigkeit in den verbündeten Ländern.

Wie in dem ersten Abschnitt erwähnt wurde, untersuchten wir in dem Gebiete unserer Bundesgenossen vorzugsweise nutzbare Lagerstätten. Die Verteilung der mineralischen Rostoffe im Bereich des Vierbunds ist derartig, daß bei allseitigem gutem Willen und ausreichenden Verkehrsmitteln und Materialien eine weitgehende gegenseitige Unterstützung möglich gewesen wäre. Wenn dieses Ziel nur z. T. erreicht wurde, so lag das vor allem an den mangelhaften Verkehrsmitteln in der Türkei und den weiten Wegen, die schon in Österreich-Ungarn zu überwinden waren. Große Schwierigkeiten bereitete auch das mit der längeren Kriegsdauer immer schärfer durchgeführte System der Kompensationen.

Da alle Bundesgenossen im Frieden bei den meisten mineralischen Rohstoffen oder Metallen auf Einfuhr angewiesen waren, hatte jeder nur bei wenigen Rohstoffen einen Überfluß, den er möglichst günstig zu vertauschen bezw. zu verkaufen trachtete.

Österreich-Ungarn.

Am regsten war der Austausch zwischen Deutschland und Österreich-Ungarn, welches im Frieden namentlich Erdöl und Braunkohle an uns abgab. Eine große Anzahl neuer Lagerstätten wurde nicht nur von deutschen Fachleuten untersucht, sondern auch mit deutschem Gelde aufgeschlossen, völlig ausgebaut und z. T. auf weite Entfernungen an die Eisenbahn angeschlossen.

Die Mitwirkung deutscher Geologen und Bergleute war also selbstverständlich. Uns interessierten neben Erdöl und Braunkohle namentlich die Erze, an denen wir Mangel hatten, also von Mangan, Antimon, Molybdän, Wismut, Wolfram, Aluminium und Kupfer, wenn auch die erzielten Produktionen in der Regel nur klein waren.

Folgende Lagerstätten wurden von uns untersucht:

Chromerze von Kraubat in Steiermark: Beyschlag,
Antimongänge von Pernek in Ungarn: Krusch,
Wulfenitgänge von Nassereith in Tirol: »

Wismutgänge von Rezbanya in Ungarn: Krusch,
Bauxitlager der Wochein: »
Wolframgänge von Schlaggenwald: »
» » Zinnwald: Beyschlag und Krusch.
Kupfergänge von Schwaz in Tirol: Fuchs.

Abweichend war die Aufgabe des Landesgeologen Michael in Cattaro, welcher 1918 die Trinkwasserverhältnisse für eine Unterseebootstation zu untersuchen hatte.

Bulgarien.

Bulgarien ist arm an bauwürdigen nutzbaren Lagerstätten, zumal die Verkehrsverhältnisse viel zu wünschen übrig lassen. Deutschland interessierte sich vor allen Dingen für die bulgarischen Kohlen- und Kupferlagerstätten, da namentlich die Versorgung der Bundesgenossen mit Kohle wegen der großen Entfernung von den deutschen Kohlenrevieren mit der größten Schwierigkeit verbunden war.

Eine größere Bedeutung für uns hatte nur das Braunkohlenvorkommen von Pernek, welches unser Direktor wiederholt besuchte, und die Kupferlagerstätte von Plakalnitza, die wir gepachtet hatten.

Türkei.

Eine recht umfassende Prüfung der Mineralvorkommen Kleinasiens wurde von uns organisiert, da die damalige türkische Regierung reges Interesse für den Bergbau hatte. Die bis zum Kriege recht wenig entwickelte Bergwergsindustrie erfuhr durch diese Arbeiten eine lebhafte Förderung, wenn auch für uns nur die Lagerstätten mit einigermaßen günstigen Verkehrsverhältnissen in Betracht kamen.

Zunächst mußte ein Überblick über den überhaupt vorhandenen Mineralreichtum gewonnen werden; das geschah durch eine Reihe z. T. jahrelanger Exkursionen im nördlichen und südlichen Teil Kleinasiens. Eine besonders eingehende Untersuchung erfuhr der Petroleumdistrikt Mesopotamiens. Hierzu kamen noch viele Expeditionen, die Einzellagerstätten zum Ziel hatten.

Es ergab sich im ganzen, daß nur wenige Vorkommen unter den Kriegsverhältnissen den Bergbau lohnten. Deutschland interessierte sich besonders für Kohle, Mangan, Blei, Chrom, Kupfer und Pandermit.

Viele unserer Geologen und Bergassessoren waren an den Arbeiten beteiligt:

Übersichtsexkursionen in Nord- und Südkleinasien: Wolff, Fliegel, Berg, Körт, Baumann, Wencker.
Kupfer von Arghana Maden: Behrend.
Steinkohle von Heraklea: Fliegel und Wenckfr.
Chromerze Kleinasiens: Paehr.
Braunkohlen von Soma und Ajasma: Wolff,
Padermit von Sultantchair » .
Umgegend Skutari und Balia Maden: Paeckelmann.
Erdöl von Mesopotamien: Seidl.

III. Tätigkeit in neutralen Ländern.

Infolge der von England durchgeführten Blockade beschränkte sich unsere Tätigkeit auf Skandinavien und die Schweiz, da Holland und Dänemark infolge ihres geologischen Baus keine Erzlagerstätten bergen. Norwegen unterstützte uns vorzugsweise mit z. T. kupferhaltigem Schwefelkies, Nickel und Molybdän und Schweden mit Eisenerz und Molybdän. Die kleine Produktion reicher Apatite von Bamle konnte uns leider nur wenig helfen. — Die Hebung des Schweizer Kohlenbergbaues war für uns insofern wichtig, als sie eine Erleichterung unserer Verpflichtung, die Schweiz nach unserem Können mit Brennstoff zu versorgen, darstellte.

An den Untersuchungen nahmen folgende Geologen teil:
Skandinavien:

Übersicht über die Nickel-, Kupfer- und Molybdänlagerstätten Norwegens: Krusch.
Kupfervorkommen von Vastveit: Krusch.
Nickelvorkommen von Romsaas, Sjejöten und Smalna: Berg.
Apatitlagerstätten von Bamle: Krusch.

Schweiz:

Stein- und Braunkohlenvorkommen: Krusch.

Kupferlagerstätten von Obersachsen und der Mürtschenalp: Krusch.

IV. Tätigkeit in den besetzten Gebieten.

A) Belgien.

Die Steinkohlen dienten den Interessen des besetzten Gebietes.

Als Deutschland bei Kriegsbeginn von den in erheblichen Mengen eingeführten reichen Phosphaten der Südsee, Nordamerikas und Nordafrikas abgeschnitten wurde, galt es, die belgischen Bezugsquellen nutzbar zu machen. Hier leistete uns die kleine Produktion mittlerer Qualität der Umgegend von Lüttich und die erhebliche Förderung des an und für sich armen Materials der Gegend von Mons wertvolle Dienste, namentlich nachdem das Rohphosphat durch Aufbereitung etwas angereichert worden war.

Die Raseneisenerze der Campine und die Manganerzlagerstätten Süd-Limburgs konnten uns nur wenig unterstützen, kamen aber trotzdem unserer Eisenindustrie sehr gelegen. — In sehr erheblichem Umfange wurden die Steinbrüche für die vielen Bahn- und Straßenbauten von uns herangezogen.

Die Untersuchungen führten folgende Herren aus:

Manganerze Süd-Limburgs: Berg und Krusch.

Eisenerze der Campine: Keilhack, Klautzsch und Krusch.

Phosphate von Lüttich und Mons: Krusch und Siegert.

Porphyrbrüche von Lessine: Höppner.

Längere Zeit beschäftigte sich der Landesgeologe Koert in Brüssel mit dem Sammeln von Material über die nutzbaren Lagerstätten des Kongostaats.

In den letzten beiden Jahren der Besetzung führten unter Leitung des Abteilungsdirigenten Keilhack (Flachland) und des Landesgeologen Leppla (Gebirge) die Landesgeologen Krause, Klautzsch und Schucht, der Kustos Picard, die Bezirksgeologen Grupe, Fuchs und Hess von Wichdorff und der Geologe Kegel

umfangreiche Aufnahmearbeiten durch. Unter Benutzung des in den dortigen Archiven vorhandenen vorzüglichen Reinkartenmaterials wurde von kriegsgeologischen Gesichtspunkten aus eine Spezialkarte des größten Teils des belgischen Flachlandes und des daran anstoßenden Gebirgsstreifens hergestellt.

B. Frankreich.

Da ebenso wie in Belgien die Steinkohle des besetzten Teils von Frankreich für den dortigen Verbrauch reserviert war, kamen für uns im Norden nur noch die französischen Phosphate in Frage, die im allgemeinen etwas reicher als die belgischen sind.

Im Osten, im Departement Meurthe et Moselle, waren die Minettegruben von größter Bedeutung für uns, zumal der lothringische Minettedistrikt wegen der Nähe der Front nur wenig über die Hälfte der Friedensförderung leistete. Es gelang einigen unserer Geologen durch eine Spezialaufnahme und mehrere Tiefbohrungen, die von den Franzosen konstruierte westliche Bauwürdigkeitsgrenze nachzuprüfen und das Verhalten der Minettelager in den sehr flachen Mulden mit dem auf den Sätteln zu vergleichen.

An den Untersuchungen waren folgende Herren beteiligt:

Phosphatlagerstätten: Siegert.

Minettegebiet: Berg, Grupe, Krusch und Mestwerdt.

Vereinzelt dürfte in diesem Weltkrieg eine Aufgabe wie diejenige unseres Kustos Böhm sein, der die Schützengräben im Maastal usw. auf Fossilien der Jura- und Kreideformation auszubeuten hatte.

C. Serbien.

Nach der Besetzung dieses Landes galt es die Mineral-lagerstätten für uns nutzbar zu machen. Da das Gebiet westlich der Morawa von Oesterreich verwaltet wurde, kam nur der Osten Serbiens für uns in Frage. Die Hauptsorge war der Hebung des Kohlenbergbaus für das ausgedehnte Eisenbahnnetz einschließlich der Versorgung des besetzten Gebiets und der Wiederinbetriebsetzung der Kupfergrube Bor gewidmet. Es entstanden nach

und nach nicht weniger als 11 Militärbergämter, die schließlich rd. 2000 t Kohle täglich lieferten. Der neu eingerichtete große Tagebau von Kostolaz kam leider nicht mehr in Betrieb.

Die Kupfergrube Bor verfügt über sehr bedeutende Erzvorräte und steuerte ganz erheblich zur Deckung unseres Kupferbedarfs bei.

Nutzbar machten wir uns schließlich noch das Chromerzvorkommen von Uesküb; es lieferte uns die reicheren Chromerze, da die ungarische Lagerstätte bei Orsowa nur arme Erze führte. Inanbetracht dessen, daß die türkischen Lagerstätten mit reichen Chromerzen infolge ihrer ungünstigen Verkehrslage uns wieder Erwarten im Stich ließen, war das serbische Vorkommen trotz seiner Kleinheit für uns recht wichtig.

Die Untersuchungen wurden von folgenden Herren ausgeführt:

Kupferlagerstätte Bor: Bärtling und Beyschlag.

Kohlenvorkommen: Unter Leitung Bärtlings betätigten sich von unseren Herren Barsch, Cramer, Dammer und Herrmann.

D. Polen.

Die Besetzung Polens legte die Nutzbarmachung der in unserem Interessengebiet liegenden Lagerstätten nahe. An der Organisation der Verwaltung war Landesgeologe Michael erheblich beteiligt. Er gehörte sowohl der ersten als der zweiten Zivilverwaltung an. In der letzteren war er zunächst Dezernent für bergwirtschaftliche und geologische Angelegenheiten und später Abteilungschef des Verwaltungschefs beim kaiserl. deutschen Generalgouvernement in Warschau.

Der von uns besetzte Teil Polens ist, abgesehen von Kohlen, im allgemeinen arm an nutzbaren Lagerstätten; von Interesse für uns waren namentlich die Eisen- und die Phosphatvorkommen, aber nur die ersteren konnten für Oberschlesien nutzbar gemacht werden.

Außer Herrn Michael waren im polnischen Gebiet vorübergehend die Landesgeologen Gagel und Kühn und der Bezirksgeologe Hess von Wichdorff tätig; unser Direktor Beyschlag

besuchte zusammen mit dem Landesgeologen Michael die Saline und das Solbad Ciechocinek zum Zwecke der Wasserversorgung und Abteilungsdirigent Krusch zusammen mit Herrn Michael einen Teil des polnischen Eisenerzgebiets.

E. Rußland.

Die großen Hoffnungen, welche wir nach der Niederringung Rußlands auf dessen nutzbare Lagerstätten gesetzt hatten, haben sich leider nicht erfüllt. Die Phosphate von Grodno erwiesen sich ebenso wie die Phosphate und Oelschiefer von Estland als unbauwürdig; die Russen hatten die letzteren für die Lokomotivfeuerung nutzbar machen können. Bei längerer Kriegsdauer hätten uns höchstwahrscheinlich einige Vorkommen in Finnland gute Dienste geleistet; vielleicht wäre es dann auch möglich gewesen, die südrussischen Phosphatlagerstätten Podoliens zu entwickeln. In den letzten Kriegsmonaten konnte eine größere Menge südrussischer Manganerze, die bereits in den Häfen lag, nach Deutschland abtransportiert werden.

Wir untersuchten folgende nutzbare Lagerstätten:

Eisenerzlager Westrußlands: Berg.

» von Krivoi Rog: von zur Mühlen.

Phosphatvorkommen von Grodno: Kaunhowen und Michael.

Nutzbare Lagerstätten Finnlands: Berg.

Brandschiefer Estlands: Beyschlag, Fliegel, von zur Mühlen.

Mit den Bodenverhältnissen Estlands beschäftigte sich außerdem Landesgeologe Gagel.

F. Rumänien.

Auch Rumänien entsprach nicht den Erwartungen, die man hegen durfte. Die Zerstörung der Oelbohrungen war recht gründlich von der Entente ausgeführt worden, sodaß ihre Wiederherstellung langer Zeit bedurfte. Hierzu kamen später die Schwierigkeiten des Abtransportes der nach und nach wieder größer werdenden Produktion. Die Erzlagerstätten erwiesen sich als klein und unbedeutend, soweit sie untersucht werden konnten. Mit der Zusammenstellung der nutzbaren Vorkommen hat sich Bezirksgeologe Berg beschäftigt.

V. Kriegsgeologie.

In der ersten Kriegszeit war die Geologische Landesanstalt die einzige Stelle, welche auf Grund des reichen bei ihr liegenden Materials geologische Karten für Kriegszwecke herzustellen vermochte. Sie dienten den an der Front tätigen Geologen als Unterlage. So wurden z. B. die Argonnen, die Champagne zwischen Reims und dem Argonnenwald, das Gebiet von Laon und dem Aisnetal, von Laon und Rethel usw. für die betreffenden Armeen dargestellt. An den Arbeiten beteiligten sich vorzugsweise die Landesgeologen Kühn, Krause und die Kustoden Böhm und Picard.

Die Kriegsgeologie stellt die verschiedenste Anwendung unserer Wissenschaft auf die Kriegsführung dar; sie hat vor allem für die Wasserversorgung der Truppen, die Entwässerung von Schützengräben und sumpfigen Geländeabschnitten, die Untersuchung des Untergrundes für Zwecke des Stellungsbaus (Schützengräben, Unterstände usw.), die Rohstoffbeschaffung für alle in Frage kommenden militärischen Bauten, z. B. Schotter für Straßen, Eisenbahnen usw. zu sorgen.

Ein erheblicher Teil unserer Geologen wurde vorübergehend oder dauernd für derartige Arbeiten herangezogen, so der Abteilungsdirigent Keilhack, die Landesgeologen Leppla, Kaunhowen, Wolff, von Linstow, die Bezirksgeologen Wiegers, Grupe und Stoller und die Geologen Ahlburg, Assmann, Haack, Paeckelmann, Gothan und Kegel.

Unser auswärtiger Mitarbeiter Prof. Dr. Blanckenhorn war zeitweise ebenfalls als Kriegsgeologe an der Front tätig, zeitweise verarbeitete er in Straßburg die Fachliteratur für Kriegszwecke in Mittelfrankreich.

Mit der Tätigkeit der Geologen im feindlichen Gebiet hängt engstens die Herstellung von Karten für die Luftangriffe zusammen, mit welcher neben dem Direktor vorzugsweise die Bezirksgeologen Berg und Harbort betraut wurden. Hierher gehören auch die vom Landesgeologen Wolff angestellteu Untersuchungen über den Untergrund des Kanals Dover-Calais.

Eng mit der Kriegsgeologie dürften auch gewisse geologische Arbeiten der politischen Abteilung des Großen Generalstabs verknüpft gewesen sein, welche vom Bezirksgeologen Harbort ausgeführt wurden.

Veröffentlichungen und Denkschriften.

Zahlreich sind die während des Krieges erschienenen kriegswirtschaftlichen Veröffentlichungen und Denkschriften:

Über die deutsche Volksernährung und den englischen Aushungerungsplan: Mitarbeiter Beyschlag und Krusch.

Über das Sinken der unteren Bauwürdigkeitsgrenze der Erze im Kriege: Krusch.

Über die Gewinung von Öl aus Ölschiefer: Beyschlag und Harbort.

Über die künftige Versorgung Deutschlands mit Eisen- und Manganerzen: Beyschlag und Krusch.

Über die künftige Versorgung Deutschlands mit Stahlveredlungsmitteln: Beyschlag und Krusch.

Über den Anteil der deutschen Erzlagerstätten an dem Kampf Deutschlands um seine Existenz: Krusch.

Über die nutzbaren Lagerstätten Belgiens und ihre wirtschaftliche Bedeutung: Krusch.

Über die nutzbaren Lagerstätten Serbiens: Krusch.

Über die Antimonlagerstätten der Kleinen Karpathen: Krusch.

Über den geologischen Aufbau Kongreß-Polens: Michael.

Über Bergbau und Hüttenwesen Kongreß-Polens: Michael.

Über die Erzlagerstätten Rumäniens: Berg.

Über die südrussischen Eisenerze: von zur Mühlen.

Über den Mineralreichtum frz. West- und Äquatorialafrikas, der Goldküste, Nigerias, von British Nyassaland und Nord-Rhodesien, Madagaskar, Mozambique, British Ostafrika und Uganda: Koert.

Über Kriegsgeologie: Bärtling.

Über den Bau artesischer Brunnen: Wolff.

Kriegsarbeiten der Chemischen Abteilung der Geologischen Landesanstalt.

Von R. Gans.

1) Ausführung zahlreicher Versuche über die Gewinnung von Mineralölen aus bituminösen Gesteinen Deutschlands und der besetzten Gebiete und über die Verwertung der dabei abfallenden Gesteinsaschen. Die Versuche werden fortgesetzt, da ihre Ergebnisse aussichtsvoll erscheinen.
2) Ausarbeitung und technische Durchführung eines Verfahrens das gestattet, anstelle des ausländischen Bauxits den heimischen eisenhaltigen Ton zur Herstellung von Tonerde für die Aluminiumfabrikation zu verwenden, und außerdem eines Verfahrens, das gestattet, die bei diesem Prozeß abfallende hydratische Kieselsäure zu verwenden
3) Ausarbeitung und technische Durchführung eines Verfahrens der Gewinnung von Nickel und Kobalt aus Grubenwassern.
4) Untersuchung der Möglichkeit der Erzielung einer höheren Zinkausbeute bei den Zinkhüttenprozeßen, die noch nich abgeschlossen ist.
5) Ausführung von Versuchen zur Gewinnung von Kupfer aus stark Kalziumkarbonat haltigen Erzen.
6) Prüfung der Frage des Ersatzes von Mörtel, Zement, Gips und Stein durch Stoffe natürlicher oder technischer Herkunft mit geringem Brennstoffverbrauch, die fortgesetzt wird.
7) Untersuchungen des Nachweises und der Gewinnungsmöglichkeit von Platinmetallen in deutschen Erzen und Gesteinen.
8) Ausführung zahlreicher Untersuchungen von Phosphoritproben Deutschlands und der besetzten Gebiete.
9) Ausführung zahlreicher Analysen von anorganischen und organischen Gesteinen und Erzen aus den besetzten Gebieten, insbesondere von Kohlen, bituminösen Gesteinen, Vanadin-, Kupfer-, Zink- und Edelmetallerzen.

Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1919.

Leitung: Direktor Beyschlag.
Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Krusch.
Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Keilhack.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rheinprovinz.

Geol. Zimmermann II setzte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Mörs (G. A. 52, 32) bis auf eine Schlußbegehung fort.

Geol. Kegel führte die von dem verstorbenen Dr. Ahlburg begonnene geol. Aufnahme des Bl. Wetzlar (G. A. 68, 26) weiter.

Geol. Paeckelmann begann mit der Kartierung des Massenkalkes, Oberdevons und Kulms auf dem Bl. Elberfeld (G. A. 52, 47).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. Leppla schloß die Übersichtsaufnahmen 1:200000 für das Bl. Mainz ab.

B.-G. Fliegel verfolgte neue Aufschlüsse auf den Bl. Mülheim am Rhein und Wahn (G. A. 66, 5, 11) zur Ergänzung und Berichtigung der bisherigen Aufnahmen.

Geol. Zimmermann II verfolgte neue Aufschlüsse auf den Bl. Godesberg (G. A. 66, 23) und Crefeld (G. A. 52, 38) zur Ergänzung der bisherigen Aufnahmen.

Abkürzungen: L.-G. = Landesgeologe, B.-G. = Bezirksgeologe, B.-R. = Bergrat, Geol. = Geologe, M.-A. = Mitarbeiter, B.-A. = Bergassessor.

B.-G. Fuchs beging die neuen Aufschlüsse im Devon des Bl. Godesberg (G. A. 66, 23).

B.-G. Schmidt und Geol. Henke beendeten die bergwirtschaftliche Untersuchung des Kreises Waldbröl.

Geol. Kegel und B.-A. Klewitz bearbeiteten das Erzlagerstättenmaterial im Bergrevier Wetzlar.

Geol. Quiring bearbeitete die geologischen Verhältnisse der verliehenen Bergwerksfelder in den Bergrevieren Daaden-Kirchen, Burbach, Deutz-Ründeroth.

B.-G. Fliegel und B.-A. Stahl untersuchten die Aufschlüsse (Eisenerzschürfungen) im Massenkalk bei Gladbach.

2. Westfalen, Lippe und Pyrmont.

L.-G. Denckmann setzte die Kartierung auf Bl. Siegen (G. A. 67, 11) fort, nahm die Bl. Burbach, Betzdorf und Wissen (G. A. 67, 17, 16, 15) in Angriff und führte zusammen mit B.-G. Schmidt abschließende Begehungen auf den Bl. Olpe und Kirchhundem (G. A. 53, 58, 59) aus.

Geol. Quiring unterstützte den L.-G. Denckmann bei den Aufnahmen der Bl. Burbach, Betzdorf und Wissen (G. A. 67, 17, 16, 15).

B.-G. Schmidt schloß die Blätter Olpe und Kirchhundem (G. A. 53, 58, 59) ab.

Geol. Henke stellte die geologische Aufnahme des Bl. Endorf (G. A. 53, 47) fertig.

B.-G. Fuchs nahm das Bl. Radevormwald (G. A. 53, 43) und den Lenneschieferanteil des Bl. Hattingen (G. A. 52, 42) fertig auf und brachte die Aufnahme der Bl. Barmen (G. A. 52, 48) südlich der liegenden Massenkalkgrenze und Wipperfürth (G. A. 53, 49) dem Abschluß nahe.

Geol. Paeckelmann führte die geol. Kartierung des Massenkalkes, des Oberdevons und Kulms auf den Blättern Hattingen und Barmen (G. A. 52, 42, 48) durch.

B.-G. Bärtling setzte die geol. Aufnahme des Bl. Hattingen (G. A. 52, 42) nördlich der Kulmgrenze fort.

B.-G. GRUPE führte die geol. Aufnahme des Bl. Pyrmont (G. A. 54, 6) zu Ende und begann das Bl. Ärzen (G. A. 40, 60).

B.-G. MESTWERDT beendete die Aufnahme des Bl. Brackwede (G. A. 54, 2) und nahm gemeinsam mit dem Geol. BURRE die des Bl. Bielefeld (G. A. 40, 56) in Angriff.

Über die Aufnahme des Geol. BURRE auf Bl. Hameln (G. A. 41, 49) siehe Provinz Hannover, desgl. über diejenigen des B.-G. MESTWERDT auf Bl. Bielefeld.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. DENCKMANN setzte die Spezialuntersuchungen der Gruben des Siegerlandes fort.

B.-G. FUCHS führte eine dreizehntägige Übersichtsbegehung für die geologische Übersichtskarte des Bergischen Landes und des Sauerlandes 1:100000 aus.

B.-G. BÄRTLING untersuchte die neuen wichtigen Aufschlüsse für die Flözkarten der Bl. Essen und Bochum (G. A. 52, 35, 36); auch beging er das westliche Hellweger Tal bis in die Gegend von Bottrop. Endlich schloß er die Flözkarte von Bochum und Essen ab.

B.-G. MESTWERDT und M.-A. STILLE begingen den südlichen Teutoburger Wald zur Fertigstellung einer Übersichtskarte i. M. 1:100000.

B.-G. MESTWERDT untersuchte die Wealdenkohlenzeche »Vereinigte Arminius« bei Halle i. Westf. und die Bleizinkerzgrube »Bleikaulen« bei Westheim.

B.-G. BÄRTLING bearbeitete das Erzlagerstättenmaterial aus den Bergrevieren Dortmund I und Hamm.

B.-A. RUDOLPH bearbeitete das Erzlagerstättenmaterial des Bergreviers Hamm.

B.-A. QUIRING bearbeitete das gleiche Material der Bergreviere Siegen und Müsen.

3. Provinz Hessen-Nassau.

L.-G. LEPPLA beendete die geol. Neu-Aufnahme der Bl. Wiesbaden und Hochheim (G. A. 67, 60 u. G. A. 68, 55) und des preußischen Anteils der Bl. Eltville (G. A. 67, 59) und Homburg (G. A. 68, 44). Das Bl. Königstein (G. A. 68, 49) wurde abgeschlossen.

Geol. SCHLOSSMACHER führte seine Probekartierung auf dem Bl. Grävenwiesbach (G. A. 68, 37) aus.

B.-G. SCHMIERER begann die geol. Aufnahme des Bl. Biedenkopf (G. A. 68, 2).

M.-A. BLANCKENHORN schloß die Aufnahme der Bl. Borken (G. A. 54, 60) und Ziegenhain (G. A. 68, 6) ab.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Geol. SCHLOSSMACHER führte eine petrographische Untersuchung der geschieferten Eruptivgesteine des Bl. Homburg v. d. Höhe (G. A. 68, 44) aus.

B.-A. DREYER bearbeitete das Erzlagerstättenmaterial im Bergrevier Dillenburg.

4. Provinz Hannover und Braunschweig.

M.-A. WILDVANG stellte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Norden (G. A. 21, 30) fertig.

B.-G. FLIEGEL und Geol. HERRMANN arbeiteten im paläozoischen Anteil der Bl. Blankenburg und Quedlinburg (G. A. 56, 16, 17).

L.-G. NAUMANN brachte die geol. Aufnahme des Bl. Hessisch-Oldendorf (G. A. 40, 51) dem Abschluß nahe.

Geol. BURRE führte auf Bl. Hameln (G. A. 41, 19) seine Probekartierung aus.

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER schloß die Aufnahmearbeiten auf Bl. Elbingerode ab und setzte diejenigen von Wernigerode (G. A. 56, 15, 9) fort.

Geol. HAACK stellte die geol. Aufnahme des Bl. Iburg zur Hälfte fertig und begann mit derjenigen von Osnabrück (G. A. 39, 53, 47).

B.-G. Stoller begann mit der Aufnahme des Bl. Groß-Burgwedel (G. A. 41, 34).

B.-G. Harbort schloß Bl. Wolfenbüttel (G. A. 42, 50) ab und führte mit dem Geol. Herrmann Schlußbegehungen auf Bl. Braunschweig (G. A. 42, 44) aus.

Geol. Behrend begann und beendete die geol. Aufnahme des Bl. Jerxheim (G. A. 42, 58).

M.-A. Stille begann die Neuaufnahme des Bl. Göttingen (G. A. 55, 28) für die dritte Auflage.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-G. Fliegel und Geol. Herrmann führten Begehungen im Harz zwecks Übersicht über das Alter der wichtigsten Schichtenfolgen aus.

B.-G. Grupe führte Begehungen für die Übersichtskarte 1:200000 in der Gegend von Uslar-Carlshafen aus. Auch untersuchte er die Gliederung der Ceratitenschichten des Wesergebietes sowie die Weserterrassen in der Gegend von Hameln und Rinteln zusammen mit dem L.-G. Naumann.

Geol. Haack stellte die Stratigraphie des Buntsandsteins bei Osnabrück fest.

B.-G. Fliegel und B.-A. Stahl führten montangeologische Untersuchungen im Oberharzer Ganggebiet und Vorratsschätzung der Harzer Blei- und Zinkerzlagerstätten aus. Sie begannen ferner die Bearbeitung des Lagerstättenmaterials in den Bergrevieren Nordhausen-Stolberg, Zellerfeld und Goslar.

L.-G. Wolff prüfte die Frage, ob gewisse Geschiebemergellager zur genossenschaftlichen Melioration des Landes verwertet und Ödländereien auf agronomisch günstigem Untergrunde zur Kultivierung gebracht werden können, in der Gegend von Stade.

Direktor Beyschlag und Chemiker Böhm untersuchten das angebliche Petroleumvorkommen von Leer in Ost-Friesland.

B.-A. Fulda untersuchte und beschrieb die Salzhorste von Hönigsen und Ölheim für die Erläuterungen der Bl. Burgdorf und Peine (G. A. 41, 35, 42).

L.-G. NAUMANN und Geol. BURRE führten Begehungen im Süntel G. A. 41, 49) aus.

5. Provinz Schleswig-Holstein.

L.-G. KÜHN und Geol. BARSCH wohnten den Untersuchungen mit der Drehwage in Holstein bei.

L.-G. WOLFF führte Untersuchungen über neuzeitliche Küstensenkungen an der Nordsee und des Aufschlusses von Diluvialkohle bei Kollund aus.

6. Provinz Sachsen.

L.-G. SCHROEDER vollendete die Revisionen seiner Anteile der Bl. Derenburg, Halberstadt, Blankenburg und Quedlinburg (G. A. 56, 10, 11, 16, 17) und begann die geol. Aufnahme der Bl. Dardesheim und Schwanebeck (G. A. 56, 4, 5).

L.-G. WEISSERMEL setzte die Aufnahme der Bl. Wegeleben (G. A. 56, 12) und Kochstedt (G. A. 57, 7) fort.

Geol. BARSCH begann die geol. Aufnahme des Bl. Egeln (G. A. 57, 1), die er nahezu vollendete.

L.-G. KORN begann die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Wanzleben (G. A. 43, 55) und stellte sie zu etwa $^3/_4$ fertig.

B.-G. DAMMER stellte die geol.-agronom. Aufnahme des westelbischen Teiles von Bl. Schönebeck (G. A. 43, 57) fertig, die des Bl. Atzendorf (G. A. 57, 2) zu einem Viertel.

B.-G. WIEGERS beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Kolbitz (G. A. 43, 38), bearbeitete den westelbischen Teil von Bl. Biederitz (G. A. 43, 51) und begann Bl. Magdeburg (G. A. 43, 50).

Geol. ASSMANN begann und beendete die geol.-agronom. Aufnahme des ostelbischen Teiles des Bl. Biederitz (G. A. 43, 51).

Kustos PICARD stellte die geol. Aufnahme des Bl. Brehna (G. A. 57, 30) fertig und begann die von Bl. Delitzsch (G. A. 57, 25).

L.-G. VON LINSTOW begann und vollendete die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Düben und Mokrehna (G. A. 58, 26, 27).

L.-G. KRAUSE begann die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Groß-Ottersleben (G. A. 43, 56).

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. WEISSERMEL untersuchte die neuen Braunkohlen-Aufschlüsse zwischen Halle und Weißenfels.

7. Thüringen.

B.-G. HESS VON WICHDORFF setzte seine historischen Forschungen über die Erzlagerstätten des Thüringer Waldes und Frankenwaldes fort.

8. Provinz Brandenburg.

L.-G. SCHROEDER setzte die Neubearbeitung der geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Joachimsthal (G. A. 45, 3) fort.

L.-G. KRAUSE beendete die Neuaufnahme des Bl. Eberswalde (G. A. 45, 9) und begann die gleiche für die 2. Auflage des Bl. Hohenfinow (G. A. 45, 10).

L.-G. GAGEL stellte die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Rossow und Wredenhagen (G. A. 27, 56, 14) fertig und begann die der Bl. Schmolde (G. A. 26, 48) und Freienstein (G. A. 27, 13). Außerdem wurde ein Lehrfeld auf Bl. Wittstock (G. A. 27, 49) aufgenommen.

L.-G. SCHUCHT führte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Zinna (G. A. 44, 59) zu Ende und stellte die des Bl. Hennickendorf (G. A. 44, 53) bis auf eine Schlußbegehung fertig.

B.-G. HESS VON WICHDORFF beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Treuenbrietzen (G. A. 44, 58) bis auf eine Schlußbegehung und nahm das Bl. Buchholz (G. A. 44, 52) auf, er beteiligte sich außerdem an der Fertigstellung des Bl. Hennickendorf (G. A. 44, 53).

L.-G. JENTZSCH stellte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Sperenberg (G. A. 45, 49) fertig.

L.-G. KAUNHOWEN beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Lübbenau (G. A. 59, 10) und setzte diejenige des Bl. Drebkau (G. A. 59, 24) fort.

Geol. MÜLLER begann und beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Straupitz (G. A. 59, 5) und stellte die des Bl. Burg etwa zur Hälfte fertig (G. A. 59, 11).

Abteilungsdirigent KEILHACK beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Hohenbocka (G. A. 59, 35) und führte die Revision des Bl. Hennigsdorf (G. A. 44, 21) für die 2. Auflage aus.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. JENTZSCH untersuchte Tonlager im Kreise Niederbarnim.

L.-G. KRAUSE begutachtete die Tonlager in Herzfelde (Kreis Niederbarnim) und der Melchower Feldflur für Siedlungszwecke.

B.-G. SCHULTE untersuchte und begutachtete Tonlager in der Umgebung der Stadt Zehdenick.

B.-G. STOLLER untersuchte die Torflager im Rhinluch bei Kremmen und das Torflager bei Mittenwalde.

9. Provinz Pommern.

L.-G. WOLFF führte die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Hanshagen zu Ende (G. A. 11, 56).

L.-G. KLAUTZSCH begann die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Neuenkirchen und Greifswald (G. A. 11, 49, 55), ersteres wurde fertiggestellt.

B.-G. SCHULTE stellte die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Fritzow (G. A. 12, 57) und Cammin (G. A. 29, 3) fertig und begann die des Bl. Kolzow (G. A. 29, 2).

Geol. VON ZUR MÜHLEN schloß die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Degow (G. A. 13, 51) ab.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. KLAUTZSCH begutachtete die Möglichkeit der Gründung von Kriegerheimstätten in Neuendorf, Insel Hiddensö, Rügen.

10. Provinz Schlesien.

L.-G. KÜHN stellte die geol.-agronom. Aufnahme seines Anteils von Bl. Löwenberg (G. A. 61, 50) fertig und ging auf Bl. Naumburg a. Queis (G. A. 61, 49) über.

L.-G. ZIMMERMANN setzte die geol. Aufnahme des Bl. Kauffung (G. A. 75, 4) fort.

B.-G. BERG beendete die geol. Aufnahme des Bl. Schreiber-

hau (G. A. 75, 8), begann diejenige des Bl. Flinsberg (G. A. 75, 7) und führte eine Untersuchung der Eruptivgesteine und Kontakthöfe auf Bl. Hohenbocka (G. A. 59, 35) durch.

L.-G. MICHAEL setzte die geol. Aufnahme der Bl. Glatz und Reinerz (G. A. 76, 32, 31) fort.

Geol. VON ZUR MÜHLEN begann die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Mörschelwitz (G. A. 76, 3).

B.-G. FINCKH brachte die geol. Aufnahme des Bl. Reichenbach (G. A. 76, 14) zum Abschluß und setzte diejenige der Bl. Lauterbach und Charlottenbrunn fort (G. A. 76, 15, 13).

Geol. CRAMER beendete die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Schweidnitz (G. A. 76, 7) und begann die der Westhälfte des Bl. Ingramsdorf (G. A. 76, 2).

L.-G. TIETZE nahm die geol.-agronom. Aufnahme des Bl. Auras (G. A. 62, 47) in Angriff und verwendete 14 Tage auf die Revision des Bl. Jauer (G. A. 76, 60).

B.-G. BEHR setzte die Aufnahme des Bl. Münsterberg fort (G. A. 76, 23) und führte Begehungen auf Bl. Lindenau (G. A. 76, 29) aus.

Geol. MEISTER nahm den nordwestlichen Teil des Bl. Gnadenfrei (G. A. 76, 21) geol.-agronom. auf.

Abteilungsdirigent KEILHACK stellte die Aufnahme des Bl. Hohenbocka (G. A. 59, 35) fertig.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-G. BERG untersuchte die Karbonaufschlüsse bei Landeshut (G. A. 75, 17) gemeinsam mit Kustos GOTHAN.

B.-G. FINCKH und Geol. MEISTER begingen und untersuchten die Gabbro-Diabas-, Amphibolitvorkommen und feuerfesten Tone im Eulengebirge und dem Gebiet von Neurode und Frankenstein.

B.-G. BEHR und Geol. BARSCH begingen die Neißeterrassen.

L.-G. MICHAEL bearbeitete das Oberschlesische Erzlagerstättenmaterial und ermittelte den Wert des bergfiskalischen Felderbesitzes in Oberschlesien.

B.-G. BERG bearbeitete das Erzlagerstättenmaterial der Bergreviere Görlitz und West-Waldenburg.

Geol. VON ZUR MÜHLEN untersuchte den Magnesitbergbau am Galgenberg bei Zobten (G. A. 76, 9) sowie die Kröbösler Kaolingrube.

II. Andere Arbeiten.

1. Instruktionskurse und Lehrvorträge.

Anläßlich der Einführung der Geologie in den Lehrplan der höheren Schulen wurden zahlreiche Instruktionskurse und Lehrausflüge ausgeführt und zwar in:

Rheinprovinz: Gegend von Elberfeld und Barmen, Malmedy, Ahrweiler, Euskirchen.

Westfalen: Gegend von Brackwede bei Bielefeld.

Hessen-Nassau: Gegend von Rinteln und im Taunusgebiet.

Hannover, Sachsen und Thüringen: Vorland des Harzes, Ostharz und Thüringer Wald.

Brandenburg: Umgebung von Sagan, Kottbus, Brandenburg a. H., Magdeburg. Außerdem eine Exkursion des Märkischen Touristenvereins nach dem Paarsteiner See und in die weitere Umgebung Berlins.

Schlesien: Gegend von Strehlen, Katzbachtal und Umgebung von Breslau.

Außerdem wurde ein mineralogisch-petrographischer Winterkursus für die Hauptstelle für den naturwissenschaftlichen Unterricht in Berlin abgehalten.

2. Wasserversorgungen.

Die Anstalt wirkte beratend mit in den Wasserversorgungsangelegenheiten folgender Gemeinden, Behörden und Privatunternehmungen:

Rheinprovinz: Bechlingen, Kreis Wetzlar, Erda, Kreis Wetzlar, Katzenfurt, Kreis Wetzlar, Greifenthal, Kreis Wetzlar, Wetzlar.

Westfalen: Herford, Minden.

Thüringen: Gerstungen, Eisfeld.
Hannover: Bahnhof Lehrte und Eichenberg.
Brandenburg: Kreiswasserwerk Niederbarnim, Stadt Sommerfeld.
Pommern: Stadt Grimmen.
Schlesien: Stadt Festenberg, Kreis Rybnik, Steinkohlenbergwerk Knurow.
Sachsen: Gemeinde Reinsdorf, Bitterfeld.

3. Talsperren und Stauanlagen.

Es wurden begutachtet die Projekte der Talsperren bei Friedland a. Alle (Ostpr.), zwei Talsperrenprojekte der Stadt Danzig, das Saale-Talsperrenprojekt von Hohenwarthe an der oberen Saale, ferner die Projekte für die Stauanlagen im Neißetal bei Ottmachau, den Bütowstaudamm der Glambockwerke, Radaunetalsperre bei Roßnow und zahlreiche Talsperrenprojekte der Gesellschaft zur Förderung der Wasserwirtschaft im Harz in diesem Gebirge.

4. Untersuchungen von Heilquellen und Abgrenzung von Schutzgebieten

wurden bewirkt für die Quellen von Bad Salzuflen, Ems und Namedy.

5. Kanal-, Brücken- und Wasserbauten.

Es erfolgten Beratungen und Untersuchungen bei Projekten und Aufschlüssen folgender Bauwerke: Lippe-Kanal, Stichkanal Mülheim (Ruhr-Ruhrort), Mittelland-Kanal und Erweiterter Ihlekanal.

6. Eisenbahn- und Tunnelbauten.

Bei folgenden Bahnstrecken, Eisenbahnneubaulinien und Umbauten an Bahnen wurden die neu entstandenen Aufschlüsse besichtigt bezw. geologisch begutachtet:

Rheinprovinz: Liblar—Rommelskirchen.
Westfalen: Barmen — Witten, Mülheim (Ruhr) — Essen-West, Holzwickede — Unna, Barmen — Wengern, Tunnel bei Silschede und Klosterholz.

Hannover: Hannover—Langenhagen—Celle, Plockhorst—Peine, Salzwedel—Arendsee, Verden a. d. Aller—Rothenburg.
Sachsen: Am Güterbahnhof Erfurt.
Brandenburg: Fürstenwerder—Wolfshagen, Bahnhof Cüstrin.
Schlesien: Neubau der Werkstätten bei Bahnhof Schweidnitz-Niederstadt, Neubau der Kunststraße bei Groß-Wierau.

7. Untersuchung von Domänen und Gütern.

L.-G. Weissermel: Untersuchung der Domäne Ermsleben auf Ziegelton.
L.-G. Gagel: Geol.-agronom. Kartierung von Gieshof im Oderbruch.
L.-G. Klautzsch: Untersuchung des Gutes Grabow (Insel Rügen) auf Kalk- und Mergelvorkommen.
B.-G. Behr: Geol.-agronom. Aufnahme des Buchwaldes der Herrschaft Heinrichau.

8. Verfolgung und Bearbeitung von Bohr- und Schachtaufschlüssen.

Die im Laufe des Jahres ausgeführten Bohrungen wurden von den einzelnen Geologen in ihren Arbeitsgebieten verfolgt und die eingehenden Bohrproben laufend bearbeitet. Von wichtigeren Bohr- und Schachtaufschlüssen oder größeren Gruppen von solchen sind u. a. folgende zu erwähnen: Aufschlüsse im Westfälischen Industrierevier, die fiskalischen Steinkohlenbohrungen von Ibbenbüren und von Münchehagen, verschiedene tiefere Ölbohrungen in den Revieren Wietze-Steinförde, Hänigsen-Wathlingen und Oberg, tiefere Bohrungen bei Wistinghausen und Örlinghausen (Bl. Lage), ferner Gruppen von Untergrundsbohrungen für das Kraftwerk Hann. Münden, den Bahnhof Braunschweig, den Ihlekanal bei Burg, die Talsperre bei Friedland (Ostpr.) und für die Stadt Spandau, staatliche und private Braunkohlenschürfungen von Brumby, Königsaue und Athensleben, Zwochau und Dieskau (Prov. Sachsen) und Kl. Särchen (Lausitz), Wasserwerksbohrungen der Stadt Berlin und der Stadt Marienburg (Westpr.), die tiefen Steinkohlenbohrungen von Bo-

rowitza und Boguschowitz in Oberschlesien und die Solbohrungen Greifswald.

9. Arbeiten im Laboratorium.

Im chemischen Laboratorium der Geologischen Landesanstalt wurden im Jahre 1919 insgesamt 539 Proben untersucht. Unter diesen befinden sich 302 Bodenproben, 142 Erze (darunter 94 edelmetallverdächtige), 2 Schlacken, 38 Gesteine und Mineralien, 17 Kohlen, 15 Torfe, 3 Wasser, 16 Ölschiefer und 2 Erdöle.

Von den Untersuchungen waren 185 Vollanalysen, 33 Tonbestimmungen, 24 Schwelanalysen, 5 Radioaktivitäts- und außerdem 366 Einzelbestimmungen der verschiedensten Art.

Außerdem wurden noch folgende Fragen wissenschaftlicher und technischer Art bearbeitet:

Gans: a) Über die Gewinnung reiner metallurgischer Tonerde aus eisenhaltigen Tonen, b) über die Erkennung der Düngebedürftigkeit des Bodens, c) über die Bestimmung und die Ursache des sauren Charakters des Bodens, d) über die Bestimmung des Platins.

Wache: Chemisch-physikalische Untersuchung der Formsandvorkommen Schlesiens und Versuche über die Verwitterung gesteinsbildender Mineralien.

Krug: Kritische Untersuchungen über die Bestimmung des Platins, insbesondere über die Erkennung und Bestimmung des Platins im Silberkorn.

Böhm: Entwässerung von Torfen durch hydraulische Pressung und der Einfluß eisenschüssiger und humoser Sande auf die Färbung raffinierten Leuchtöls.

Loebe: Die Einrichtung und der praktische Betrieb der Nickelgewinnungsanlage in Mechernich. Arbeiten über die Nutzbarmachung von Kiesabbränden, Entwurf und Ausführung elektrischer Öfen, Beschaffung einer Umformeranlage und Meteoreisenstudien.

10. Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten.

In den Sitzungen der wissenschaftlichen Beamten sind nachstehende Themata besprochen worden:

GANS: Die Kolloide bezw. der kolloidale Zustand.
GANS: Die Bodenkolloide.
WACHE: Bestimmung der kolloidalen Bestandteile im Boden.
GANS: Die Bewertung der Ergebnisse der Bodenanalysen.
WÖLBLING: Die moderne Stickstoffindustrie.
SCHUCHT: Ausgewählte Kapitel aus der Bodenkunde.
JENTZSCH: Geologisches aus Westpreußen und Posen.
WOLFF: Die Talsperren im Radaunetal bei Danzig.
ASSMANN: Über die Beschaffenheit der Dünenketten am Ostufer des Elbetals bei Magdeburg.
BEHR: Über die Kaolinlager am Rummelsberg bei Strehlen.
ZIMMERMANN I: Über die Aufnahmeergebnisse auf Bl. Kauffung a. d. Katzbach.
KRAUSE: Über den Stand der Wünschelrutenfrage.
SCHMIDT: Erfahrungen mit der Wünschelrute.
Besprechung der Wünschelrutenfrage im Anschluß an einen Vortrag des Dr. med. AIGNER, München, über das Wünschelrutenproblem.
LOEBE: Über Meteoreisen.
KRUG: Die Bestimmung der Edelmetalle in Erzen.
GOTHAN: Über die POTONIÉ'sche Mischflora im nieder- und oberschlesischen Karbon.
BERG: Petrographisches aus dem Isergebirge.
MICHAEL: Über das alte Glatzer Gebirge.

11. Sonstige Arbeiten.

Vorarbeiten zur Geologischen Karte der Erde 1:15 000 000.
Vorarbeiten für einen Atlas der Weltmontanstatistik.
Karte der Produktion und Vorräte der Deutschen Steinkohlenbezirke 1:2 000 000.
Karte der Produktion und Vorräte der Deutschen Stein- und Braunkohlenbezirke 1:5 000 000.
Arbeiten für das Museum für praktische Geologie.
Teilnahme an der Tagung des Verbandes zur Aufklärung der Wünschelrutenfrage.

Beratung in Siedelungsfragen und Nachweis von Lehmvorkommen zur Herstellung von Sparbauten.

Stand der Veröffentlichungen (von R. MICHAEL).

Im Laufe des Jahres sind im Auflagedruck vollendet oder zur Veröffentlichung gelangt:

A. Geologische Karte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1:25000.

Lief. 197:	Blätter	Salzuflen, Lemgo, Bösingfeld, Lage, Senne	5 Bl.
» 198:	»	Gudensberg, Homberg, Schwarzenborn, Neukirchen, Niederaula	5 »
» 199:	»	Baltrum, Dornum, Westerholt . . .	3 »
» 202:	»	Gröditzberg, Goldberg, Lähn, Schönau, Bolkenhain, Ruhbank	6 »
» 208:	»	Merenberg, Weilburg, Braunfels, Weilmünster	4 »
» 210:	»	Nimptsch, Strehlen, Marienau, Weizenrodau, Zobten	5 »
» 213:	»	Kunrau, Solpke, Rätzlingen	3 »
» 219:	»	Eichberg, Gr. Drensen, Kreuz, Filehne	4 »
» 223:	»	Zechlin, Rheinsberg, Dierberg, Gransee, Babitz, Zühlen	6 »
» 224:	»	Herzfelde, Fürstenwalde, Beerfelde, Spreenhagen	4 »
» 226:	»	Schmiedeberg, Pretzsch, Wartenberg	3 »
» 229:	»	Zwochau, Zschortau, Eilenburg . .	3 »
Lief. 231:	Blätter	Greifswalder Oie, Cröslin, Carlshagen, Wolgast, Zinnowitz	5 Bl.
» 232:	»	Burgdorf, Ütze, Peine	3 »
		zusammen	59 Bl.
		Es waren bereits veröffentlicht	1075 »

Mithin sind im ganzen zum erstenmal veröffentlicht 1134 Bl.

Der Stand der noch nicht herausgegebenen Kartenblätter ist folgender:

In der lithographischen Ausführung sind begriffen:

Lieferung	183,	Gegend	von	Friedrichroda	4 Blätter
»	211,	»	»	Essen	2 »
»	214,	»	»	Bonn	4 »
»	217,	»	»	Ballenstedt	2 »
»	220,	»	»	Meinerzhagen	4 »
»	225,	»	»	Cottbus	5 »
»	228,	»	»	Hechingen	4 »
»	233,	»	»	Herford	3 »
»	235,	»	»	Siegen	3 »
»	236,	»	»	Plettenberg	6 »
»	237,	»	»	Düben	4 »
»	239,	»	»	Degow	4 »
»	240,	»	»	Wernigerode	7 »
»	241,	»	»	Schreiberhau	3 »
					55 Blätter

In der 2. Auflage sind in lithographischer Ausführung begriffen:

Lief.	5, Bl.	Halle (Nord)	1 Bl.
»	14, »	Hennigsdorf	1 »
»	15, »	Wiesbaden und Hochheim	2 »
»	39, »	Arnstadt	1 »
»	67, »	Stettin	2 »
			7 Bl.

Es wurden bisher veröffentlicht an Neuaufnahmen . .	1134 Bl.
Hierzu die in der lithographischen Ausführung begriffenen	55 »
In der 2. Auflage befindlich	7 »
	1196 Bl.

Über die Veröffentlichung der Geologischen Spezialkarte 1:25 000 seit ihrem Erscheinen seien hier folgende Notizen eingeschaltet:

Vor dem Jahre	1873	sind veröffentlicht	. . . . .	18	Blätter
im »	1873	»	»	6	»
» »	1874	»	»	3	»
» »	1875	»	»	7	»
» »	1876	»	»	11	»
» »	1877	»	»	6	»
» »	1878	»	»	10	»
» »	1879	»	»	6	»
» »	1880	»	»	9	»
» »	1881	»	»	15	»
» »	1882	»	»	18	»
			bis 1882 zusammen	109	Blätter
» »	1883	»	»	19	Blätter
» »	1884	»	»	14	»
» »	1885	»	»	30	»
» »	1886	»	»	9	»
» »	1887	»	»	21	»
» »	1888	»	»	14	»
» »	1889	»	»	26	»
» »	1890	»	»	14	»
» »	1891	»	»	28	»
» »	1892	»	»	18	»
			von 1883 bis 1892 zusammen	193	Blätter
» »	1893	sind veröffentlicht	. . . . .	23	»
» »	1894	»	»	23	»
» »	1895	»	»	25	»
» »	1896	»	»	21	»
» »	1897	sind veröffentlicht	. . . . .	22	Blätter
» »	1898	»	»	18	»
» »	1899	»	»	17	»
» »	1900	»	»	25	»
» »	1901	»	»	14	»
» »	1902	»	»	43	»
			von 1893 bis 1902 zusammen	231	Blätter

im Jahre	1903	sind veröffentlicht	38	Blätter
» »	1904	» »	32	»
» »	1905	» »	29	»
» »	1906	» »	40	»
» »	1907	» »	39	»
» »	1908	» »	41	»
» »	1909	» »	40	»
» »	1910	» »	40	»
» »	1911	» »	40	»
» »	1912	» »	41	»
		von 1903 bis 1912 zusammen	380	Blätter
» »	1913	sind veröffentlicht	47	Blätter
» »	1914	» »	46	»
» »	1915	» »	46	»
		von 1913 bis 1915 zusammen	139	Blätter
» »	1916	sind veröffentlicht	0	Blätter
» »	1917	» »	0	»
» »	1918	» »	23	»
» »	1919	» »	59	»
		zusammen bis zum Jahre 1919	1134	Blätter

B. Abhandlungen.

Neue Folge, Heft 57: Beiträge zur Seenkunde. Teil III. Von A. JENTZSCH (im Druck befindlich).

» » » 77: Geologie der Kurischen Nehrung. Von H. HESS VON WICHDORFF.

» » » 83: Beiträge zur Seenkunde. Teil VI. Von A. JENTZSCH.

C. Beiträge zur geologischen Erforschung der Deutschen Schutzgebiete.

Heft 15: Die Stratigraphie des östlichen Zentralafrika unter Berücksichtigung der Beziehungen zu Südafrika. Von FR. BEHREND.

» 17: Der Erongo, ein vulkanisches Massiv im Tafelgebirge

des Hererolandes und seine Bedeutung für die Raumfrage plutonischer Massen. Von H. CLOOS.

Im Druck befindlich:

Heft 18: a) Zur geologischen Kenntnis von den Palau-Inseln, Jap, den Marianen und Ponape. Von W. KOERT und L. FINCKH.

b) Über Pflanzenreste aus Basalttuffen des Kamerungebietes. Von P. MENZEL.

D. Archiv für Lagerstättenforschung und Lagerstättenkarten.

Heft 25: Neue Beobachtungen über die Natur der Siegener Spateisensteingänge. Teil II. Stratigraphie und Tektonik. (Fortsetzung von Heft 6).

Im Druck befinden sich:

Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200000.

Lieferung IX: Bl. Arolsen, Cassel, Fulda, Marburg, Frankfurt a. Main, Schweinfurt.

» X: Bl. Laar, Cloppenberg, Nienburg, Celle, Salzwedel und Stendal.

Heft 27: Übersichtskarte der Oberharzer Erzgänge im Niveau des Ernst August-Stollens.

Gangkarte des Siegerlandes 1:10000.

Von Lief. IV die Bl. Elkenroth, Daaden und Hornhausen.

Von Lief. V die Bl. Olpe, Littfeld, Silberg, Wenden und Müsen.

Beiblatt zur III. und IV. Lief. (2. Aufl.).

E. Weltmontanstatistik.

Nichts.

F. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt.

(seit dem letzten Tätigkeitsbericht 1916).

Jahrg. 1915, Teil II, Heft 3
» 1916, » I, » 2 u. 3
» 1916, » II, » 1—3

Jahrg. 1917, Teil I, Heft 1—3
» 1917, » II, » 1—3
» 1918, » I, » 1 u. 2
» 1918, » II, » 1
» 1919, » I, » 1 u. 2.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrg. 1918, Teil I, Heft 3
» 1918, » II, » 2 u. 3
» 1919, » I, » 3.

G. Geologische Übersichtskarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten im Maßstabe 1 : 200000.

Bl. Trier-Mettendorf.

Im Druck befindlich:

Die Bl. Mainz, Göttingen, Kassel, Fulda, Sondershausen, Jena, Charlottenburg, Berlin-Nord, Berlin-Süd und Potsdam.

H. Sonstige Karten und Schriften.

a) Karten.

Geol.-agronom. Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Osterode und Salzwedel (2. Auflage).

Im Druck befindet sich: Wittstock.

Zur Erklärung des neu angeordneten geol. Unterrichts in den Schulen wurde eine große Anzahl geol. Übersichten zusammengestellt:

Exkursionskarte vom Bottendorfer Höhenzug 1 : 25 000 und Profiltafel dazu.

Geol. Karte der Umgebung von Kassel 1 : 75 000.

Geol. Karte der Umgebung von Volkmarsen 1 : 50 000.

Geol.-morphol. Übersichtskarte der Umgebung des Kreises Deutsch-Krone 1 : 300 000.

Geol. Karte der Umgegend von Sangerhausen 1 : 25 000.

Geol. Übersichtsskizze des Gebietes von Schwiebus—Züllichau—Grünberg 1 : 200 000.

Geol. Exkursionskarte Vilbel—Bergen—Enkheim 1:25 000.
Der geol. Bau des Taunusgebirges 1:1 000 000.
mit Profilen dazu 1:250 000.
Geol. Übersichtskarte des Zobtengebietes 1:100 000.
Geol. Karte der Umgebung von Northeim 1:50 000.

In Vorbereitung:

Der Rand des Thüringer Waldes zwischen Ilmenau und Dörrberg 1:25 000.
Geol. Karte der Umgebung von Limburg—Hadamar—Diez 1:50000.
Tiefbohrkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens 1:100 000. Bl. Warendorf.

b) Schriften.

In Vorbereitung befinden sich:
Ergebnisse von Tiefbohrungen, Heft VIII.

Außerdem erscheint die Lagerstättenchronik als monatliche Mitteilungen lagerstättenkundlichen und bergwirtschaftlichen Inhalts aus dem Archiv der Geologischen Landesanstalt.

Verkauf der Karten und Schriften.

	(1919)	(1916)	(1915)
Karten 1:25000 .	16864 Blätter	3371 Blätter	3904 Blätter
Abhandlungen . .	1226 Exempl.	439 Exempl.	368 Exempl.
Jahrbücher . . .	102 »	31 »	68 »
Sonderabdrucke .	1276 »	770 »	486 »
Sonstige Karten und Schriften . . .	2254 »	1493 »	714 »

Berlin, den 23. April 1920.

Preußische Geologische Landesanstalt.
Beyschlag.

Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1920.

Leitung: Direktor BEYSCHLAG.
Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent KRUSCH.
Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent KEILHACK.

Allgemeines.

Entsprechend den wirtschaftlichen Bedürfnissen der gegenwärtigen Zeit verfolgen die diesjährigen Arbeiten vor allem praktisch-geologische und bergwirtschaftliche Ziele. Es kommen daher vorzugsweise Untersuchungen von Gebieten nutzbarer Lagerstätten oder von für die Landwirtschaft und Bodenkultur besonders wichtigen Gegenden in Frage. Die als Grundlage aller praktischen Arbeiten auf die Dauer unentbehrlichen wissenschaftlichen Arbeiten müssen infolgedessen vorübergehend etwas zurücktreten.

Unter den praktisch-geologischen und bergwirtschaftlichen Aufgaben steht die bereits im vorigen Jahre begonnene Prüfung der Ursachen des Stilliegens zahlreicher Bergwerke und die planmäßige Durchmusterung der verliehenen Bergwerksfelder im Vordergrund. Daneben sollen die Feststellungen über bisher etwa noch nicht in Untersuchung genommene, unverliehene Lagerstätten und endlich die Erzvorratsberechnungen gefördert werden.

Um die Belehrung der Fach- und Laienkreise und die wissenschaftlichen und wirtschaftlichen Hilfsmittel des Mineralreichs werden wir weiter bemüht sein.

I. Rheinprovinz.

Die diesjährige Aufnahme im Maßstab 1:25 000 erstreckt sich vorzugsweise auf das rechtsrheinische Gebiet zwischen Schwelm im SW und Kaiserswerth im NO, in dem der südliche und westliche Rand des Westfälischen Steinkohlenbeckens verfolgt wird. Die hiermit verbundene genaue Untersuchung der unteren Magerkohlenabteilung auf ihre Kohlenführung ist bei der gegenwärtigen Kohlennot und den hohen Kohlenpreisen, die auch den Abbau kleinerer Lagerstätten gestatten, von besonderer Wichtigkeit, zumal gerade hier nur einfachere technische Hilfsmittel für eine Ausbeutung notwendig sind.

Auf dem von Westen her in das Steinkohlenbecken einspringenden Velberter Sattel treten Bleizinkerzlagerstätten auf, die noch nicht als erschöpft gelten können.

In einem zweiten Arbeitsgebiet, umfassend eine linksrheinische Blättergruppe an der Holländischen Grenze in der Gegend von Mörs, Kaldenkirchen usw., soll die begonnene Untersuchung des Niederrheinischen Steinkohlengebiets fortgesetzt werden.

In beiden genannten Gebieten werden unsere geol.-agronom. Arbeiten gleichzeitig die hochentwickelte rheinische Landwirtschaft unterstützen.

Das dritte rheinische Aufnahmegebiet von Gummersbach bis Remscheid enthält eine wichtige Störungszone, an welche u. a. die auf der Grube Danielszug bei Wiwwerfürth abgebauten Kupfererze gebunden sind. Wir erfüllen durch die hier geplanten Arbeiten zugleich den Wunsch des Kreises Gummersbach, der in der Absicht, die Ausbeutung seiner Mineralschätze zu fördern, besonderen Wert auf die Feststellung der geol. Verhältnisse des Kreisgebiets legt.

Am Nordrande der Eifel sollen die für eine Beurteilung und Vorratsberechnung der in der Gegend von Kommern und Mechernich etwa noch vorhandenen Bleierzlagerstätten notwendigen Kartierungsarbeiten fortgesetzt werden.

Auf die in Arbeit befindliche Übersichtskarte 1:200 000 sind wir im vorjährigen Arbeitsplan näher eingegangen.

Aufnahmen 1 : 25000.

L.-G. KRAUSE wird die geol. Aufnahme der Bl. Mechernich und Nideggen (G. A. 66, 26, 19) als Vorarbeit für die bergwirtschaftlichen Untersuchungen fortsetzen.

L.-G. WUNSTORF wird die geol. Aufnahme des Bl. Kettwig (G. A. 52, 40) fertigstellen, die geol.-agronom. Bearbeitung des Bl. Kaiserswerth fortsetzen und Düsseldorf (G. A. 52, 39, 45) in Angriff nehmen.

B.-G. FUCHS wird die geol. Aufnahme der Bl. Barmen (G. A. 52, 48) und Wipperfürth (G. A. 53, 49) abschließen und die des Bl. Remscheid (G. A. 52, 51) fortsetzen.

B.-G. BÄRTLING hat den Auftrag, den Oberkarbonanteil auf den Bl. Barmen und Elberfeld (G. A. 52, 48, 47) aufzunehmen und falls Zeit bleibt, mit der Aufnahme des gleichen Anteils von Bl. Velbert (G. A. 52, 41) zu beginnen.

B.-G. SCHMIDT soll die Südhälfte des Bl. Gummersbach (G. A. 53, 56) aufnehmen und damit das Blatt fertigstellen.

Geol. ZIMMERMANN II wird die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Kaldenkirchen (G. A. 51, 42) und Mörs (G. A. 52, 32) beenden (letztes in 14 Tagen) und Bl. Nieukerk (G. A. 52, 31) beginnen.

Geol. PAECKELMANN wird die geol. Kartierung des Massenkalks, Oberdevons, Kulms, Kohlenkalks und Tertiärs auf Bl. Elberfeld (G. A. 52, 47) fortsetzen.

Geol. KEGEL soll die geol. Aufnahme der preußischen Anteile der Bl. Wetzlar (G. A. 68, 26) und Rodheim (G. A. 68, 20) fertigstellen und falls Zeit bleibt, auf Bl. Cleeberg (G. A. 68, 32) übergehen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. LEPPLA wird etwa 4 Wochen auf Übersichtsbegehungen für die Übersichtskarte Bl. Cochem im Maßstabe 1 : 200 000 verwenden.

L.-G. WUNSTORF wird in etwa 3 Wochen die neuen Aufschlüsse im linksrheinischen Steinkohlengebirge verfolgen.

B.-G. FLIEGEL wird nach Erledigung seiner Aufgaben im Harz etwa 3 Wochen auf eine Schlußbegehung in der Trias des Bl. Mechernich (G. A. 66, 26) verwenden.

Geol. PAECKELMANN wird die nutzbaren Lagerstätten der Umgebung seines Arbeitsgebietes und die neu erschlossenen Höhlen im Rheinisch-Westfälischen Massenkalkzuge verfolgen.

Geol. QUIRING wird neben der Kartierung die Untersuchung der verliehenen Bergwerke in den Bergrevieren Daaden-Kirchen, Burbach, Deutz-Ründeroth fortsetzen.

2. Provinz Westfalen, Lippe und Pyrmont.

Die allgemeine Arbeitsdisposition geht aus dem vorjährigen Arbeitsplan hervor.

Wie hier bereits in der Einleitung und bei dem Abschnitt Rheinprovinz auseinandergesetzt ist, sollen die Aufnahmen im Steinkohlenbezirk nach Westen und Süden fortgesetzt werden.

Die Verbindung zwischen diesem und dem wichtigen Industriegebiet des Siegerlandes ist nunmehr durch die vorjährigen Aufnahmen planmäßig hergestellt, so daß der Erzbezirk in diesem Sommer nach Süden und Westen (Bl. Burbach, Betzdorf und Wissen) weiterverfolgt werden kann.

Im nordöstlichen Westfalen werden die Arbeiten im Teutoburger Walde und dem Gebiete zwischen diesem und dem Wiehengebirge fortgesetzt, um den Anschluß an die früheren Wesergebirgsaufnahmen zu erreichen.

Den freilich bei weitem nicht überall lohnenden Eisensteinlagerstätten beider Gebirgszüge und des Vorlandes wird dabei ganz besondere Beachtung geschenkt werden, zumal die früher abgebauten kleinen Vorkommen jetzt wieder Interesse haben.

Aufnahmen 1 : 25000.

L.-G. DENCKMANN wird mit Unterstützung des Geol. QUIRING die Bl. Betzdorf, Burbach und Wissen (G. A. 67, 16, 17, 15) weiter bearbeiten und womöglich beenden.

B.-G. FUCHS: Über die Arbeiten auf den Bl. Barmen (G. A. 52, 48) und Wipperfürth (G. A. 53, 49) siehe Rheinprovinz.

B.-G. GRUPE: Über die Arbeiten auf den Bl. Arzen und Bückeburg G. A. 40, 60, 47) siehe Prov. Hannover.

B.-G. MESTWERDT wird nach Fertigstellung des Bl. Bielefeld (G. A. 40, 56) mit der Aufnahme des Bl. Halle i. Westf. (G. A. 40, 55) beginnen.

B.-G. BÄRTLING wird das Bl. Hattingen (G. A. 52, 42) abschließen. Über die Arbeiten auf den Bl. Barmen und Elberfeld (G. A. 52, 48, 47) und Velbert (G. A. 52, 41) siehe Rheinprovinz.

B.-G. SCHMIDT Über die Arbeiten auf Bl. Gummersbach (G. A. 53, 56) siehe Rheinprovinz.

Geol. HAACK Über die Arbeiten auf Bl. Iburg (G. A. 39, 53) siehe Prov. Hannover.

Geol. BURRE wird seinen Anteil an Bl. Bielefeld (G. A. 40, 56) fertigstellen und alsdann die geol. Aufnahme des Bl. Herford-West (G. A. 40, 50) beginnen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-G. SCHMIERER und B.-G. FUCHS werden Begehungen im Gebiete von Biedenkopf und dem nördlichen Sauerland zur Klärung der Stratigraphie des sandig-schiefrigen umgebildeten Oberen Mitteldevons und des Oberdevons vornehmen.

B.-G. FUCHS wird abschließende Revisionsbegehungen für die geol. Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des bergischen Landes i. M. 1:100 000 ausführen.

B.-G. BÄRTLING soll die Arbeiten an der westfälischen Flözkarte 1:25 000 fortsetzen und die neuen Grubenaufschlüsse usw. im rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk innerhalb 3 Wochen verfolgen.

B.-A. RUDOLPH wird die Bearbeitung der Bergwerksfelderkarten für die Bergreviere Witten und Werden und der Steinkohlenfelder des Bergreviers Hamm fortsetzen.

Geol. KEGEL hat den Auftrag, eine Begehung zur Vergleichung des Flözleeren Westfalens für eine Gliederung der Ober-

karbon-Grauwacke (Gießener Grauwacke) seines Aufnahme-Gebietes auszuführen.

Geol. PAECKELMANN wird zur Verfolgung des Roteisensteinhorizontes eine achttägige Begehung im Oberdevon der Gegend von Brilon-Balve ausführen.

B.-G. MESTWERDT und Geol. HAACK werden Untersuchungen der Schichtenlücken des Weißjura im Bereiche der abbauwürdigen Wealdenkohlen des Teutoburger Waldes und Wiehengebirges vornehmen.

B.-G. SCHMIDT soll eine Untersuchung von Lehmvorkommen auf Bl. Drolshagen (G. A. 53, 57) für Siedlungszwecke ausführen.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Es sollen die verhältnismäßig kleinen Lücken in der weit vorgeschrittenen geologischen Aufnahme dieser Provinz weiter ausgefüllt und dabei vor allem die von dem verstorbenen Dr. AHLBURG begonnenen Arbeiten im wichtigen Eisenerz-Lahn-Dillbezirk fortgeführt werden.

Außerdem wird die zeitgemäße Umgestaltung der veralteten Taunusaufnahmen bewirkt und die eng damit verknüpfte praktische Aufgabe der Verfolgung und Untersuchung der Eisen-Mangan-Erzlagerstätten zwischen Gießen und Stromberg bearbeitet worden.

Schließlich sollen alle in den beiden Lagerstättenbezirken verliehenen Felder, soweit sie auf preußischem Gebiet liegen, einer Durchmusterung unterzogen werden.

Aufnahmen 1 : 25000.

L.-G. LEPPLA wird die geol. Aufnahme des Bl. Eltville G. A. 67, 59) fertig stellen, Bl. Platte (Wehen) (G. A. 67, 54) neu bearbeiten.

L.-G. DENCKMANN und Geol. QUIRING: Über die Arbeiten auf den Bl. Betzdorf, Burbach und Wissen (G. A. 67, 16, 17, 15) siehe Rheinprovinz und Westfalen.

L.-G. NAUMANN wird Bl. Hessisch-Oldendorf (G. A. 40, 54) fertigstellen.

B.-G. SCHMIERER wird die Aufnahme des Bl. Biedenkopf (G. A. 68, 2) weiterführen.

Geol. KEGEL: Über die Arbeiten auf den Bl. Wetzlar und Rodheim (G. A. 68, 26, 20) siehe die Rheinprovinz.

Geol. SCHLOSSMACHER wird die Aufnahme auf Bl. Grävenwiesbach (G. A. 68, 37) fortsetzen.

M.-A. BÜCKING wird die Blätter Rommerz und Hintersteinau (G. A. 69, 32, 31) geologisch bearbeiten.

M.-A. BLANCKENHORN wird die Aufnahme der Bl. Schrecksbach und Neustadt (G. A. 68, 12, 11) ausführen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-G. SCHMIERER und B.-G. FUCHS: Über Begehungen Biedenkopf-Nördliches Sauerland siehe auch Westfalen.

Geol. KEGEL wird Begehungen in der Lahnmulde zur Beschaffung weiterer Unterlagen für den erläuternden Text zu der von AHLBURG hinterlassenen Übersichtskarte 1:100000 der Lahnmulde und gemeinsam mit B.-A. KLEWITZ Untersuchung der Phosphatlagerstätten des Lahngebietes ausführen und dabei neuere Aufschlüsse der Erzlagerstätten verfolgen.

Geol. SCHLOSSMACHER und B.-G. FUCHS sollen zwecks Abgrenzung und Gliederung der Grünschiefer auf den Bl. Königstein und Eltville (G. A. 68, 49 u. G. A. 67, 59) und Untersuchung der Eruptivgesteine im Devon des Mittelrheingebietes in diesen Gebieten einzelne Begehungen ausführen.

B.-A. KLEWITZ wird die Felderbesitzkarten der Bergreviere Weilburg, Dillenburg, Arnsberg und Dietz fertigstellen und sich an der Untersuchung der Phosphatlagerstätten des Lahngebietes beteiligen.

Geol. BARSCH und B.-A. FULDA werden Untersuchungen auf den Kalilagerstätten des Werra-Fulda-Gebietes ausführen.

4. Provinz Hannover und Braunschweig.

Die Verfolgung der in innigster Abhängigkeit von den Gebirgsstörungen stehenden Eisenerzvorkommen des Mittelharzes

bedingt eine Klarstellung der Tektonik und damit im Zusammenhang die Umdeutung der Altersverhältnisse gewisser Schichtenkomplexe. Diese Arbeiten werden, beginnend am Nordrande des Gebirges nach seinem Innern hin fortschreiten.

Im Oberharz wird die Umgebung der Lagerstätte des Rammelsberges zum Gegenstand besonders eingehender Studien gemacht werden.

Gleichzeitig hoffen wir, die Untersuchung und Durchmusterung der bergrechtlichen Verleihungen des Gesamt-Harzgebietes zum Abschluß zu bringen.

Das Industriegebiet der Gegend von Osnabrück mit seinen Kohlen- und Eisenerzlagerstätten wird weiter bearbeitet werden.

Am Nordrande der Lüneburger Heide soll mit Rücksicht auf Siedlungs- und Moorkulturarbeiten ein zwischen Stade und Bremerhaven gelegenes, an Ödland, Heide und Moor besonders reiches Gebiet genauer untersucht werden, weil hier die Möglichkeit wirkungsvoller Melioration durch Mergelung gegeben ist.

Im NW der Provinz wird die Untersuchung der Marschen nördlich Emden im Interesse der Ziegelei-Industrie und der Landwirtschaft fortgesetzt und ferner eine Aufnahme der Insel Borkum mit Rücksicht auf ihre Wasserversorgungsfrage ausgeführt werden.

Aufnahmen 1 : 25000.

Abteilungsdirigent KEILHACK wird 3 Wochen auf die Kartierung der Insel Borkum (G. A. 21, 21, 27) verwenden. Siehe auch Prov. Brandenburg.

L.-G. WOLFF wird die Bl. Bederkesa und Köhlen (G. A. 23, 22, 28) bearbeiten.

L.-G. KOERT: Über die Arbeiten auf Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) siehe Prov. Sachsen.

L.-G. NAUMANN wird die Aufnahme des Bl. Hameln (G. A. 41, 49) weiterführen.

B.-G. FLIEGEL und Geol. HENKE werden die geol. Aufnahme der Bl. Blankenburg und Quedlinburg (G. A. 56, 16, 17) zu Ende führen und dann den paläozoischen Teil des Bl. Derenburg (G. A. 56, 10) beginnen.

B.-G. GRUPE wird die geol. Aufnahme des Bl. Ärzen (G. A. 40, 60) beenden und falls noch Zeit bleibt, auf Bl. Bückeburg (G. A. 40, 47) übergehen.

B.-G. HARBORT hat den Auftrag, Bl. Hornburg (G. A. 42, 56) und die Westhälfte des Bl. Hessen (G. A. 42, 57) zu bearbeiten.

Geol. HAACK soll die Aufnahme des Bl. Iburg (G. A. 39, 53) zu Ende führen und dann zur Aufnahme des Bl. Osnabrück (G. A. 39, 47) übergehen.

Geol. BEHREND wird die geol.-agronom. Aufnahme der Osthälfte des Bl. Hessen (G. A. 42, 57) ausführen.

M.-A. STILLE wird die Neuaufnahme des Bl. Göttingen (G. A. 55, 28) für die Neuherausgabe fortsetzen.

M.-A. BODE wird das Bl. St. Andreasberg (G. A. 56, 14) fertigstellen.

M.-A. ERDMANNSDÖRFFER: Über die Arbeiten auf Bl. Wernigerode (G. A. 56, 9) siehe Prov. Sachsen.

M.-A. RANGE wird die Bl. Ebersdorf und Bremervörde (G. A. 23, 29, 35) aufnehmen.

M.-A. WILDVANG hat den Auftrag, die geol.-agronom. Aufnahme der Bl. Juist-West und Ost, Hage, Westermarsch und Pewsum (G. A. 21, 22, 23, 24, 29, 35) zu bewirken.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. KÜHN und Geol. BARSCH haben den Auftrag, Schweremessungen mit der Eotvös'schen Drehwage in den hannöverschen Salzgebieten auszuführen.

B.-G. FLIEGEL und Geol. HENKE werden die Begehungen im Mittelharz zwecks Gewinnung eines Überblicks über das Alter der wichtigsten Schichtenfolgen und ihre Tektonik fortsetzen. Ferner werden ersterer und B.-A. STAHL montangeol. Untersuchungen und Vorratsberechnungen der Lagerstätten des Harzes und Bearbeitung des Erzlagerstättenmaterials in den Bergrevieren Nordhausen-Stolberg, Zellerfeld (Fortsetzung) und Goslar vornehmen.

B.-G. Fuchs wird eine geol. Spezialaufnahme des Rammelsbergsgebietes für bergwirtschaftliche Zwecke ausführen.

M.-A. Bode wird die Schürfungsarbeiten auf Bl. Lauterberg (G. A. 56, 19) an der Rothäuserklippe abschließen, um die Art der Auflagerung der stratigraphisch sichergestellten Bildungen auf ihrer Unterlage klarzulegen.

B.-G. Stoller wird die Untersuchung von Erdölbohrungen (14 Tage) in Nord-Hannover fortsetzen.

5. Provinz Sachsen.

Der Bearbeitung bedarf hier noch ein Teil des nördlichen Harzvorlandes, der in diesem Jahre in Angriff genommen werden wird.

Die im Vorjahre begonnenen Aufnahmen des hieran anschließenden Gebiets zwischen dem Harz und der Elbe, sowie der Magdeburger Börde mit ihren Lagerstätten von Salz, Braunkohle und Baustoffen, sollen in diesem Jahre tunlichst vollendet werden. Die Aufnahmen beginnen nördlich von Magdeburg und erstrecken sich bis in die Gegend von Börssum.

In der Gegend von Torgau wird auf besonderen Wunsch des Kreises und im Interesse der Erschließung kleinerer Braunkohlenvorkommen ein an das bisherige Kartierungsgebiet anschließendes Gebiet zur Aufnahme gelangen.

Im äußersten Osten der Provinz soll die früher begonnene Bearbeitung des Niederlausitzer Braunkohlenreviers fortgesetzt werden.

Auf Antrag der Geologischen Landesanstalt Sachsens werden wir den preußischen Anteil einiger Grenzblätter auszuführen haben.

Die Herausgabe der im vorjährigen Arbeitsplan genannten Übersichtskarte 1:200000 wird weiter gefördert.

Aufnahmen 1 : 25000.

L.-G. Schröder wird die Aufnahme der Bl. Wernigerode, Dardesheim und Schwanebeck (G. A. 56, 3, 4, 5) fortsetzen und die des Bl. Osterwieck (G. A. 56, 3) in Angriff nehmen.

L.-G. Weissermel hat den Auftrag, die Aufnahme des Bl. Wegeleben (G. A. 56, 12) abzuschließen und die Südwesthälfte des Bl. Kochstedt (G. A. 57, 7) ausschl. des anhaltischen Anteils aufzunehmen.

L.-G. von Linstow soll die Bl. Torgau (West) und Schildau (G. A. 58, 28, 34) bearbeiten.

L.-G. Koert wird das Bl. Hötensleben (G. A. 42, 53) bearbeiten und sich dann eventl. an der Aufnahme des Bl. Hessen (G. A. 42, 57) beteiligen.

L.-G. Korn soll Bl. Wanzleben (G. A. 43, 55) fertigstellen und die Aufnahme des Bl. Seehausen (G. A. 42, 54) bewirken.

Kustos Picard wird die Aufnahme des Bl. Delitsch (G. A. 58, 25) zu Ende führen.

B.-G. Wiegers soll die Aufnahme des Bl. Magdeburg (G. A. 43, 50) beenden und dann auf Bl. Gr. Ottersleben (G. A. 43, 56) übergehen und dieses fertigstellen.

B.-G. Dammer wird die Aufnahme des Bl. Atzendorf (G. A. 57, 2) zu Ende führen und die Nordosthälfte des Bl. Kochstedt (G. A. 57, 7) ausschl. des anhaltischen Anteils bearbeiten. Im Hochsommer soll er den preußischen Anteil der Bl. Gr. Görschen und Predel (G. A. 57, 18, 54) aufnehmen.

B.-G. Fliegel und Geol. Henke: Über die Bl. Blankenburg, Quedlinburg und Derenburg (G. A. 56, 16, 17, 10) siehe Prov. Hannover.

B.-G. Stoller wird Bl. Rogätz (G. A. 43, 39) aufnehmen und den linkselbischen Teil der im übrigen fertigen Bl. Niegripp (G. A. 43, 45) fertigstellen und das Lehrfeld in der Umgebung von Klötze (G. A. 42, 23, 24) kartieren.

Geol. Assmann hat den Auftrag, den rechtselbischen Teil des Bl. Schönebeck (G. A. 43, 57) und die Südhälfte des Bl. Gröningen (G. A. 56, 6) zu kartieren.

Geol. Barsch ist beauftragt, das Bl. Oschersleben (G. A. 42, 50) und den preußischen Anteil der Nordhälfte des Bl. Gröningen (G. A. 56, 6) zu bearbeiten.

Geol. Behrend wird die Aufnahme des Bl. Hammersleben

(G. A. 42, 59) ausführen und dann die Osthälfte des Bl. Hessen (G. A. 42, 57) in Angriff nehmen.

M.-A. Erdmannsdörffer hat den Auftrag, den paläozoischen Anteil des Bl. Wernigerode (G. A. 56, 9) fertigzustellen.

Geol. Dienemann wird nach Einführung in die Methoden der Aufnahme durch Prof. Koert das Südwestviertel des Bl. Gr. Rodensleben (G. A. 43, 49) zur Probe aufnehmen und gegebenenfalls mit der Aufnahme des Bl. fortfahren.

Ein noch näher zu bestimmender Bergassessor soll die geol. Aufnahme des Bl. Mückenberg (G. A. 59, 33) bewirken.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

L.-G. Schröder wird die Süßwasserkalke am Nordrand des Fallsteins auf den Bl. Hornburg und Hessen (G. A. 42, 56, 57) untersuchen.

B.-G. Hess von Wichdorff wird die begonnene Untersuchung der Höhlen des Thüringer Waldes fortsetzen.

Geol. Barsch und B.-A. Fulda werden die Kalibergwerke im Werra-Fulda-Gebiete und in der Südharz-Thüringer Mulde befahren und die neuen Aufschlüsse in denselben registrieren.

Direktor Beyschlag und B.-A. Fulda werden die Lagerstätten im Zechstein der Mansfelder Mulde einer neuen Untersuchung unterziehen.

6. Thüringen.

Im Gebiet der Thüringischen Staaten sind die Aufnahmen erstmalig abgeschlossen. Für die wünschenswerte Neuaufnahme und Neuherausgabe vieler vergriffener Blätter und die Zusammenfassung in Karten des Übersichtsmaßstabes dürfte zweckmäßig der Abschluß der politischen Neugestaltung abgewartet werden, von der die Beziehungen der Geologischen Landesanstalt zu diesen Gebieten abhängig sein werden.

7. Provinz Brandenburg.

Vor allen Dingen kommt hier die Untersuchung der Braunkohlenlagerstätten und die Feststellung ihrer Vorräte in Frage.

Im Braunkohlengebiete der Niederlausitz sollen die Revisionsarbeiten für zwei neu aufzulegende Blätter ausgeführt und 6 Blätter neu aufgenommen werden.

In landwirtschaftlicher Beziehung werden die Arbeiten im Spreewalde und die für die Übersichtskarte der Provinz noch erforderlichen Abschlußbegehungen im Südosten bei Schwiebus-Züllichau zum Abschlusse gebracht und die Aufnahmen in den Heidegebieten im Nordwesten der Priegnitz weitergeführt werden

Aufnahmen 1 : 25000.

Abteilungsdirigent KEILHACK wird eine Revision der Bl. Senftenberg und Klettwitz (G. A. 59, 29, 28) für die 2. Aufl. ausführen und 2 Achtel in der Nordhälfte des Bl. Guben (G. A. 60, 3) zum Abschluß bringen.

L.-G. SCHRÖDER wird die geol.-agronom. Umarbeitung des Bl. Joachimsthal (G. A. 45, 3) für die 2. Aufl. fortsetzen.

L.-G. GAGEL soll die Aufnahme der preußischen Anteile der Bl. Freyenstein und Dammwolde (G. A. 27, 43, 37) fertigstellen und dann auf die Bl. Meyenburg und Schmolde (G. A. 26, 42, 48) übergehen.

L.-G. KRAUSE wird die Bearbeitung des Bl. Hohenfinow (G. A. 45, 10) während 3 Monaten weiterführen.

L.-G. KAUNHOVEN soll die Aufnahme des Bl. Drebkau (G. A. 59, 24) fertigstellen.

L.-G. KLAUTZSCH wird Bl. Jessen (G. A. 59, 30) bearbeiten.

L.-G. SCHUCHT hat den Auftrag, das Bl. Wellmitz (G. A. 46, 57) und das Bl. Guben (G. A. 60, 3) mit Ausschluß des Nordwestviertels aufzunehmen.

Kustos PICARD wird nach Abschluß seiner Arbeiten in der Prov. Sachsen die Südhälfte des Bl. Spremberg (G. A. 60, 25) bearbeiten.

B.-G. HESS VON WICHDORFF hat den Auftrag, das Bl. Kl. Leipisch (G. A. 59, 27) und die Nordhälfte des Bl. Spremberg (G. A. 60, 25) aufzunehmen.

Geol. CRAMER wird das Bl. Weißwasser (G. A. 60, 26) aufnehmen.

Geol. MÜLLER wird die Aufnahme des Bl. Burg i. Spreewald (G. A. 59, 11) fertigstellen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Abteilungsdirigent KEILHACK: Untersuchung der Gegend von Meseritz-Schwiebus-Züllichau für die Übersichtskarte der Prov. Brandenburg.

B.-A. PAEHR wird Schürf- und Aufschlußarbeiten auf Braunkohlenvorkommen in Brandenburg und Ostpreußen überwachen.

B.-G. BALDUS und B.-A. KOHL werden die Bearbeitung der verliehenen Bergwerksfelder in den Bergrevieren Ost- und West-Cottbus fortsetzen.

8. Provinz Pommern.

Hier sollen zwei weitere Blätter der Übersichtskarte 1:200000, Stettin und Prenzlau, zum Drucke vorbereitet und durch die Aufnahme einer noch vorhandenen Lücke in der Gegend von Wollin die Ausgabe eines weiteren Blattes dieser Karte ermöglicht werden.

In der Gegend von Greifswald wird durch einige ergänzende Aufnahmen eine im Interesse der Universität sehr erwünschte Lieferung fertiggestellt und durch Ausdehnung der Aufnahmen nach Westen hin dringend geäußerten Wünschen der landwirtschaftlichen Vertretung des Kreises Grimmen Rechnung getragen werden.

Aufnahmen 1:25000.

L.-G. KLAUTZSCH soll in 1 Monat die Aufnahme des Bl. Wusterhusen (G. A. 11, 50) zu Ende führen und auf die Aufnahme des Bl. Griebenow (G. A. 10, 60) einen Monat verwenden.

B.-G. SCHULTE wird die Aufnahme des Bl. Kolzow (G. A. 29, 2) zu Ende führen und die Kartierung der Bl. Wollin und Dobberphul (G. A. 29, 8, 9) beginnen.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

Abteilungsdirigent KEILHACK wird neuere Aufschlüsse in Hinterpommern untersuchen und registrieren.

9. Provinz Schlesien.

Zu den bisherigen mittel- und oberschlesischen Arbeitsgebieten kommt ein westschlesisches hinzu.

Die Arbeiten im Riesen- und Isergebirgsgebiet werden in diesem Jahre weitergefördert und dürften dem Abschluß nahekommen. Auch in der Löwenberger Mulde und im nördlichen Schiefergürtel der Sudeten der Gegend östlich von Hirschberg werden unsere Aufnahmen fortschreiten.

Die Untersuchungen in der Grafschaft Glatz müssen vor allen Dingen der Erkenntnis der kristallinen Schieferfrage gelten, während die Aufnahmen in der Gegend am Striegauer Wasser und südlich von Breslau wesentlich agronomische Zwecke verfolgen.

Der Schwerpunkt der Flachlandaufnahmen wird aber in der Untersuchung einer Reihe von Blättern im Oberlausitzer Braunkohlenrevier sowohl im Gebiet von Muskau-Weißwasser als auch von Hoyerswerda, Spremberg, Ruhland liegen.

In Oberschlesien soll nicht gearbeitet werden.

Aufnahmen 1 : 25000.

L.-G. ZIMMERMANN wird nach Abschluß der Aufnahme des Bl. Kauffung (G. A. 75, 4) die Aufnahme auf den Bl. Kolbnitz (G. A. 61, 59) und Hirschberg (G. A. 75, 8) fortsetzen.

L.-G. KÜHN wird die geol. Aufnahme des Bl. Naumburg a. Queis (G. A. 61, 49) fortsetzen.

L.-G. MICHAEL wird die geol. Aufnahme des Bl. Glatz (G. A. 76, 32) fertigstellen und dann auf Bl. Reinerz (G. A. 76, 31) übergehen.

L.-G. KAUNHOVEN wird das Bl. Muskau (G. A. 60, 27) kartieren.

L.-G. TIETZE wird eine Revision des Diluviums auf den Bl. Jauer (G. A. 61, 60) und Striegau (G. A. 76, 1) ausführen.

B.-G. FINCKH wird die geol. Aufnahme des Bl. Lauterbach fertig stellen und Charlottenbrunn (G. A. 76, 15, 13) fortsetzen.

B.-G. BEHR wird nach Abschluß der Aufnahmearbeiten auf

Bl. Münsterberg (G. A. 76, 23) das Bl. Lindenau (G. A. 76, 29) aufnehmen.

B.-G. BERG wird die geol. Aufnahme des Bl. Flinsberg (G. A. 75, 7) sowie der anschließenden Blatteile Strickerhäuser (G. A. 75, 13) und Tafelfichte (G. A. 74, 12) beenden und, falls noch Zeit bleibt, die Kartierung der Bl. Friedeberg (G. A. 75, 1) und Wiegandsthal (G. A. 74, 3) beginnen.

Geol. VON ZUR MÜHLEN wird die Aufnahme des Blattes Mörschelwitz (G. A. 76, 3) beenden und das Bl. Ingramsdorf (G. A. 76, 2) aufnehmen.

Geol. MÜLLER soll das Bl. Ruhland (G. A. 59, 34) aufnehmen.

Geol. MEISTER wird die geol. Aufnahme von Bl. Gnadenfrei (G. A. 76, 21) fertig stellen und auf Bl. Tepliwoda (G. A. 76, 22) übergehen.

Ein noch zu bestimmender Bergassessor erhält den Auftrag, das Bl. Hoyerswerda (G. A. 59, 36) zu kartieren.

Wissenschaftliche, bergwirtschaftliche und technische Arbeiten.

B.-G. FINCKH wird das Studium des Gabbros, der Diabase und feuerfesten Materialien von Neurode und Schlegel fortsetzen.

L.-G. MICHAEL wird die geol. Durchmusterung der verliehenen Bergwerksfelder im Bergrevier Ost-Waldenburg bewirken.

Berlin, den 23. April 1920.

Preußische Geologische Landesanstalt.

Beyschlag.

Personal-Bestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1919.

a) Direktor.

F. Beyschlag, Dr. phil., Professor, Geheimer Oberbergrat, Mitglied des Reichsgesundheitsrates, Mitglied des Zentraldirektoriums der Vermessungen.

b) Abteilungsdirigenten.

1. P. Krusch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Abteilungsdirigent für die Aufnahmen im Gebirgslande.
2. K. Keilhack, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dirigent der Abteilung für Flachlandsaufnahmen, Dozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.

c) Landesgeologen.

1. H. Schroeder, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
2. A. Jentzsch, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
3. E. Zimmermann, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
4. A. Leppla, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
5. A. Denckmann, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
6. C. Gagel, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
7. B. Kühn, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
8. R. Michael, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, ord. Honorarprofessor an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
9. P. G. Krause, Dr. phil., Professor, Dozent an der Forstakademie in Eberswalde.

10. F. Kaunhowen, Dr. phil., Professor.
11. W. Wolff, Dr. phil., Professor.
12. A. Klautzsch, Dr. phil., Professor.
13. W. Weissermel, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
14. O. von Linstow, Dr. phil., Professor.
15. W. Koert, Dr. phil., Professor.
16. O. Tietze, Dr. phil.
17. W. Wunstorf, Dr. phil.
18. J. Korn, Dr. phil.
19. E. Naumann, Dr. phil.
20. F. Schucht, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.

d) Sammlungs-Kustoden.

1. J. Boehm, Dr. phil., Professor.
2. O. Schneider, Dr. phil.
3. E. Picard, Dr. phil.
4. W. Gothan, Dr. phil.
5. Wache, Dr. phil.
6. Dienst, Dr. phil.

e) Bezirksgeologen.

1. L. Schulte, Dr. phil.
2. L. Finckh, Dr. phil., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
3. F. Wiegers, Dr. phil.
4. B. Dammer, Dr. phil.
5. G. Fliegel, Dr. phil., Dozent an der Landwirtschaftlichen Hochschule.
6. H. Hess von Wichdorff, Dr. phil.
7. J. Stoller, Dr. rer. nat.
8. J. Behr, Dr. phil.
9. A. Fuchs, Dr. phil.
10. Th. Schmierer, Dr. rer. nat.
11. O. Grupe, Dr. phil.
12. G. Berg, Dr. phil.

13. E. Harbort, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
14. R. Bärtling, Dr. phil., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
15. A. Mestwerdt, Dr. phil.
16. E. Schmidt, Dr. phil.

f) Außerplanmäßige Geologen.

1. W. Henke, Dr. phil.
2. R. Cramer, Dr. phil.
3. P. Assmann, Dr. phil.
4. O. Barsch, Dr. phil.
5. E. Zimmermann, Dr. phil.
6. O. Haack, Dr. phil.
7. F. Herrmann, Dr. phil.
8. H. Quiring, Dr. phil. u. ing., Bergassessor.
9. W. Paeckelmann, Dr. phil.
10. W. Kegel, Dr. phil.
11. F. Behrend, Dr. phil.
12. L. von zur Mühlen, Dr. phil.

g) Geologen auf Probe.

1. J. Müller, Dr. phil.
2. Th. Mueller, Dr. phil.

h) Zur Beschäftigung überwiesen.

1. Seidl, Bergassessor.
2. Paehr, Bergassessor.
3. Wencker, Bergassessor.
4. Meisner, Bergassessor.

i) Assistenten.

1. Seitz, Dr. phil.
2. Bernauer, Dr. phil.

j) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

I. Etatsmäßige Professoren der Bergakademie.

1. R. Scheibe, Dr. phil., Geheimer Bergrat, Professor, Lehrer der Mineralogie an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.

II. Freiwillige auswärtige Mitarbeiter.

1. M. Blanckenhorn, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Universität Marburg a. d. Lahn.
2. E. Kaiser, Dr. phil., Professor an der Universität in Gießen.
3. H. Stille, Dr. phil., Professor an der Universität Göttingen.
4. A. Bode, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.
5. O. H. Erdmannsdörffer, Dr. phil., Professor an der Technischen Hochschule in Hannover.
6. D. Wildvang, Lehrer a. D.

k) Geologische Zentralstelle für die Deutschen Schutzgebiete.

1. W. Koert, Dr. phil., Professor, Vorsteher.

Freiwillige Mitarbeiter für die Geologische Zentralstelle für die Deutschen Schutzgebiete.

1. H. Lotz, Dr. phil.
2. P. Range, Dr. phil., Kaiserl. Regierungsgeologe.

l) Laboratorium.

1. Chemiker: R. Gans, Dr. phil., Professor, Landesgeologe, Vorsteher.
2. » R. Wache, Dr. phil., Kustos, stellv. Vorsteher.
3. » K. Klüss, Dr. phil.
4. » C. Krug, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
5. » A. Eyme, Dr. phil.
6. » A. Böhm, Dr. phil.
7. » R. Loebe, Dr. phil., Privatdozent an der Bergbauabteilung der Technischen Hochschule.
8. » E. Heuseler, Dipl.-Ing.
9. » H. Pfeiffer, Dr. phil.
10. » A. Laage, Dr. phil.

m) Bibliothek.

1. Picard, Dr. phil., s. o., Vorsteher.
2. E. Regling, Bibliothekssekretärin.
3. G. Baensch, Bibliotheksgehilfin.

4. H. Tuebben, Bibliotheksgehilfin.
5. K. Winkelmann, Bibliotheksgehilfin.

n) Vertriebsstelle.

1. O. Hoffmann, Sekretär, Vorsteher.
2. Gützlaff, Gehilfin.

o) Kasse.

1. H. Lauenroth, Rechnungsrat, Rendant.

p) Verwaltungsbüro.

1. F. Baldes, Rechnungsrat, Vorsteher.
2. J. Louis, Sekretär.
3. E. Klein, »
4. P. Strohm, »
5. C. Velte »
6. A. Bauer, »
7. Doering, »
8. Vandam, Kanzleisekretär, Vorsteher.
9. A. Wiedewald, Kanzlist.
10. Schramm, »
11. Lipowski, Kanzleidiätar.

q) Topograph.

1. G. Otto, Topograph.

r) Zeichnerbureau für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

1. G. Hoffmann, Zeichner, Vorsteher.
2. C. Többicke, Zeichner.
3. G. Scholz, Zeichnergehilfe.

s) Zeichnerbureau für Gebirgslandsaufnahmen.

1. M. Pütz, Zeichner, Vorsteher.
2. J. Nowack, Zeichner.
3. P. Geyer I, »
4. F. Kuhne, »
5. E. Breitkopf, »
6. W. Schwarz, »

7. E. Geyer II, Zeichner.
8. Zimmermann, Zeichnergehilfe.
9. Scholz, »
10. H. Menge, »
11. Schmidt, »
12. Schulz, »

t) Zeichnerbureau für Flachlandsaufnahmen.

1. Th. Wölfer, Dr. phil., Oberlandmesser, Vorsteher.
2. F. Sange, Zeichner.
3. A. Lehmann, »
4. G. Linke, »
5. P. Rothe, »
6. R. Schöndube, »
7. C. Wagemann, Zeichnergehilfe.
8. R. Fiedler, »
9. Granass, »

u) Bohrmeister und Modellmeister.

1. P. Schreiber.
2. N. Derenbächer.

v) Stenographinnen.

1. B. Rutschmann.
2. L. Staewen.
3. C. Giesel.

w) Unterbeamtenpersonal.

α) Planmäßig.

1. Neubauer, Präparator.
2. Siebert, Bibliotheksdiener.
3. Kretschmann, Bürodiener.
4. Ebeling, Bibliotheksdiener
5. Barheine, Bürodiener.
6. Jung, Maschinist,
7. Becker, Kastellan.
8. Krüger, Sammlungsdiener.
9. Brassel, Hauswart.

10. Eckstein, Laboratoriumsdiener.
11. Pinke, Bürodiener.
12. Scholz, Bürodiener.
13. Lorenz, »
14. Linde, Hauswart.

β) Außerplanmäßig.

15. Finkenstein, Lohnarbeiter in Hilfsdienerstellung.
16. Ingber, » » »
17. Heller, » » »
18. Wehner, » » »
19. Schmidt, » » »
20. Baum, » » »

Korrespondenten der Königl. Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1919.

Rheinprovinz und Fürstentum Birkenfeld.

1. Dr. O. Follmann, Oberlehrer, Studienrat, Koblenz, Eisenbahnstr. 38.
2. Dr. Geisenheyner, Professor, Kreuznach.
3. Alexander Hahn, Idar (Fürstentum Birkenfeld).
4. Dr. W. Löscher, Oberlehrer, Essen, Heinickestr. 8.
5. Lieser, Rektor, Remscheid-Stachelhausen.
6. Dr. A. Schlickum, Oberlehrer, Cöln, Rolandsstr. 71.
7. Spriestersbach, Rektor, Remscheid-Reinshagen.
8. Dr. Waldschmidt, Professor, Bad Wildungen.
9. Dr. Edmund Liebetrau, Professor, Oberlehrer, Essen, Renatastr. 2.
10. Schmitz, Steuerinspektor, Münstereifel.
11. Koch, Bergwerkdirektor, Bonn, Argelanderstr. 36.
12. Karl Geib, Gymnasiallehrer, Kreuznach.
13. Dr. W. Normann, Emmerich a. Rhein.
14. W. Zelter, Stadt-Bauingenieur, Barmen, Hesselnbergstr. 46.

Provinz Westfalen.

15. Dr. med. Torley, Arzt, Iserlohn.
16. Ernst Zimmermann, Lehrer, Schwelm i. W.

17. Kopp, Dr. med., Herford, Kurfürstenstr.
18. A. Zickgraf, Professor Dr., Oberlehrer, Bielefeld, Reichspoststr. 12.
19. Dr. Neumann, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Herford.
20. Dr. med. Baruch, Sanitätsrat, Paderborn, Friedrichstr. 39.
21. Dr. Schrader, Oberlehrer, Paderborn.
22. H. Quantz, Professor, Studienrat, Gronau i. W., Moltkestr. 5.
23. A. Franke, Oberlehrer, Dortmund, Junggesellenstr. 18.
24. Thürnau, Reg.-Baumeister, Hemfurth a. Eder.
25. W. Althoff, Bielefeld, Wertherstr. 30.

Provinz Hessen-Nassau.

26. W. Schultz, Prof. Dr. phil., Cassel, Tannenstr. 9.
27. O. Kleim, Lehrer, Cassel, Unterneustädterkirchplatz 5.
28. Möbus, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
29. Schwalm, Lehrer, Obergrenzebach (Kr. Ziegenhain), Bez. Cassel.
30. Dr. A. Stamm, Professor, Oberlehrer, Hersfeld.
31. Fürst, Winterschuldirektor, Hersfeld.
32. Georg, Steuerinspektor, Homberg (Bez. Kassel).
33. Karl Fischer, Ingenieur, Frankfurt a. M., Friedrichstr. 47.
34. Joseph Vonderau, Professor, Hauptlehrer, Fulda, Waides 15.
35. List, Winterschuldirektor, Ziegenhain.
36. Haberland, Waisenhausinspektor, Cassel, Osdwauerstr. 4.
37. Pagenstecher, Dr., Geh. Sanitätsrat, Wiesbaden, Taunusstr.

Provinz Hannover.

38. Battermann, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
39. Gravenhorst, Baurat, Stade.
40. W. Ritterhaus, Bergingenieur, Goslar.
41. Sachse, Bergrat, Lüneburg.
42. Dr. phil. et med. Hamm, Osnabrück, Krahnstr. 3.
43. Dr. Peter Wagner, Hildesheim, Goschenstr. 36.
44. W. Bergmann, Hüttendirektor, Gr. Ilsede (Peine).
45. Brandt, Ökonomierat, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule, Neustadt a. Rbge.
46. Dr. Wermbter, Direktor, Hildesheim.

47. Beckert, Direktor der Moorversuchsstation, Aurich.
48. Dr. Bödige, Professor, Osnabrück, Kastanienstr. 17.
49. Dr. med. ter Beek, Emden.
50. W. Dunkmann, Oberlehrer, Professor am Gymnasium, Aurich.
51. Lohmann, Winterschuldirektor, Winsen a. d. L.
52. W. Fricke Professor, Emden.
53. W. Schwarzenauer, Bergwerksdirektor, Hannover, Podbielskistr. 16.

Oldenburg, Braunschweig und Lippe.

54. Cruse, Apotheker, Halle in Braunschweig.
55. Dr. A. Wollemann, Professor, Oberlehrer, Braunschweig, Rosental 6 I.
56. Ballerstedt, Professor Dr., Bückeburg.
57. Borgstätte, Dr., Dessau, Göthestr. 16, Herzogl. Katasterbureau.

Schleswig-Holstein und Lübeck.

58. Dr. Friedrich, Professor, Lübeck, Geibelplatz.
59. Dr. R. Struck, Professor, Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
60. Dr. Sonder, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
61. König, Professor Dr., Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Flensburg.
62. Dr. Th. Engelbrecht, Gutsbesitzer, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Obendeich b. Glückstadt.
63. G. Kretschmann, Lehrer, Bramfeld bei Hamburg.
64. H. Phillipsen, Lehrer a. D., Flensburg.
65. Dr. van der Smissen, Direktor der Landwirtschaftlichen Schule, Itzehoe i. Holst.

Provinz Sachsen.

66. Dr. Franke, Professor, Schleusingen.
67. Hermann Gutbier, Stadtarchivar, Langensalza.
68. Schütze, Prof. Dr., Magdeburg, Kaiserstr. 101.
69. Koch, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
70. Herbst, Ökonomierat, Artern.
71. Dr. Ludwig Henkel, Professor, Schulpforta.
72. Dr. Wiepreght, Neuhaldensleben.

73. Dr. W. Wolterstorff, Kustos am Museum für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
74. Prof. Dr. Mertens, Direktor des Museums für Natur- u. Heimatkunde, Magdeburg, Domplatz 5.
75. Bock, Kantor und Lehrer, Dorf Emden-Neuhaldensleben.
76. Konrad Zechlin, Apotheker, Salzwedel.
77. Carl Elbe, Apothekenbesitzer, Kemberg, Bez. Halle.
78. Otto Landmann, Lehrer, Stolberg i. Harz.
79. Dr. Storp, Kgl. Forstmeister, Lautenthal a. Harz.
80. H. Morich, Rektor, Clausthal a. Harz.
81. Olzhausen, Rektor, Salzwedel.
82. Lederbogen, Lehrer, Aschersleben, Walkmühlenweg 1.
83. Wünschmann, Oberlehrer, Dr., Halberstadt.

Thüringische Staaten.

84. Alfred Auerbach, Rektor, Verwalter des städt. Museums, Gera.
85. Heinrich Friedr. Schäfer, Bankbeamter, Gotha, Leesenstr. 23.
86. Dr. W. Halbfass, Professor, Jena.
87. Erwin Hartenstein, Professor, Schleiz.
88. Dr. Karl Kolesch, Professor, Jena, Forstweg 14.
89. Dr. Paul Michael, Professor, Weimar, Kohlstr. 18.
90. Traug. Möbius, Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b. Unterwellenbach.
91. E. Lux, Kantor, Ohrdruf.
92. Amende, Oberlehrer, Altenburg, S.-A.
93. R. Wagner, Oberlehrer, Zwätzen bei Jena.
94. Rathing, Apotheker in Leutenberg b. Eichicht.
95. Vollhardt, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
96. Dr. K. Löscher, Professor, Gera, Markt 5.
97. Bernh. Klett, Mittelschullehrer, Mülhausen i. Th.
98. Dr. Schnell, Oberlehrer, Mülhausen i. Th.
99. Kubierschky, Direktor, Eisenach, Richardstr. 4.
100. Kirste, Ernst, Rektor, Altenburg, S.-A.
101. Czygan, Landwirtschaftslehrer, Leipzig, Möbiusstr. 13.

102. Ernst Kretschmer, Mittelschullehrer, Gera (Reuß).
103. Hermann Meyer, Betriebsassistent der Gas- u. Wasserwerke, Saalfeld, Richterstr. 15.
104. L. Macht, Oberlehrer, Pölitz bei Greiz.
105. G. Keller, Eisenbahn-Bauunternehmer, Eisenach, Langensalzaer Str. 7.
106. Weiss, Arthur, Dr. phil., Hildburghausen.

Anhalt.

107. Dr. Borgstätte, Landmesser, Dessau, Goethestr. 16.

Provinz Brandenburg.

108. Grässner, Geheimer Bergrat u. Vortragender Rat im Reichsamt des Innern, Schlachtensee b. Berlin.
109. Bernhardi, Ziegeleibesitzer auf Crummendorf b. Züllichau.
110. Professor Dr. Eugen Höhnemann, Oberlehrer, Küstrin.
111. K. Jenning, Realgymnasial-Lehrer, Wittenberge (Reg.-Bezirk Potsdam), Schleusenstr.
112. Dr. Rödel, Studienrat, Frankfurt a. O.
113. Schülke, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
114. Krahmann, Max, Professor, Bergingenieur, Berlin W, Meineckestr. 8.
115. Th. Schultke, Lehrer, Friedenau, Fregestr. 61 I.
116. Scheer, Rektor, Alt-Glienicke i. d. Mark.
117. Dr. Nickel, Studienrat, Oberlehrer, Frankfurt a. O.
118. Domnick, Pfarrer, Bornstedt b. Potsdam.
119. Dr. Samter, Halensee, Friedrichsruher Str. 21.
120. Joh. Schmidt, Pfarrer, Ketzin a. d. Havel.
121. R. Hundt, Lehrer, Klosterfelde b. Berlin.

Provinz Pommern.

122. E. Rubow, Lehrer, Lauenburg i. Pomm.
123. Dr. Paul Lehmann, Gymnasialdirektor a. D., Geheimer Studienrat, Leipzig.
124. Dr. Mathias, Professor, Oberlehrer, Schlawe.
125. Dr. Speiser, Kreisarzt, Labes.
126. Dr. Gerlach, Rektor, Leba i. P.
127. Kretschmar, Seminar-Lehrer, Bütow, Bez. Köslin.

Provinz Schlesien.

128. Max Grundey, Landmesser, Kattowitz, Göthestr. 3.
129. C. W. Zimmer, Bankier, Löwenberg.
130. Franz Bartonec, Bergrat in Freiheitsau (Österr.-Schlesien).
131. Dr. G. Meyer, Professor, Görlitz, Reichenberger Str. 15.
132. Théremin, Direktor der Landw. Winterschule, Trebnitz in Schlesien.
133. Freystadt, Landesbauinspektor, Liegnitz, Haagstr. 10.
134. Dr. G. Dittrich, Kgl. Oberlehrer, Breslau 16, Uferzeile 14.
135. Reichel, Professor, Löwenberg.
136. Dr. Foerster, Professor, Oberlehrer, Gr. Strehlitz.
137. Dr. Kräusel, Breslau, Adalbertstr. 76.

Provinz Posen.

138. Müller, Winterschuldirektor, Birnbaum.
139. Zerbst, Professor, Dr., Schneidemühl.

Provinz Westpreussen.

140. v. Broen, Apothekenbesitzer, Konitz.
141. Hans Hennig, Professor, Graudenz, Lindenstr. 20.
142. Dr. phil. Hans Preuss, Seminar-Oberlehrer, Löbau.
143. Professor Dr. Seligo, Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig, Schwarzes Meer.
144. Dr. Semrau, Oberlehrer, Professor, Vorsitzender des Kopernikus-Vereins, Thorn.
145. E. Weissermel, Rittergutsbesitzer, Rittmeister a. D., Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).
146. F. Weissermel, Geheimer Regierungsrat und Spezialkommissar, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Konitz, Bahnhofstr. 58.
147. Heym, Rektor, Briesen.

Provinz Ostpreußen.

148. Dr. J. Abromeit, Professor, Königsberg i. Pr., Goltz-Allee 28a.
149. Dr. Fritsch, Oberlehrer, Professor, Tilsit.
150. Dr. G. Klien, Professor, Dirigent der Landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg i. Pr., Langereihe 3.
151. Rademacher, Apotheker, Nordenburg (Kr. Gerdauen).

152. Beckherrn, Dr., Direktor der Landwirtschaftlichen Schule, Marggrabowa.
153. Oskar Menzel, Skollmen, Post Rogehnen (Kr. Pr. Holland).
154. Vogel, Studienrat, Königsberg i. Pr., Hinter-Roßgarten 48.
155. Dr. Zweck, Professor, Oberlehrer, Königsberg i. Pr., Schönstr. 18a.
156. Scheu, Rittergutsbesitzer, Ökonomierat, Adl. Heydekrug.

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.

Aalense-Zone 62
Acanthocladia 109
Acanthocrinus longispina 175, **291**, Taf. **16** Fig. 2, 3
Acaste nolens 176
Acer pseudoplatanus 33
Acme polita 9
Aequipecten Brandesi . . **158**, Taf. **5**
» *Falki* . . . **158**, Taf. **5**
» *infratus* . . . **160**, Taf. **5**
» *ptychodes* . . **160**, Taf. **5**
Allerisma intermedium **273**, Taf. **41**, Fig. 3
Amalia marginata 4
Amphipeplea glutinosa 9
Ancylus fluviatilis 9
» *lacustris* 9
Anodonta 10
Astarte subtetragona 52
» *Voltzii* 51
Athyris concentrica 174
» sp. 188
» *undata* 208
Atrypa reticularis 175
Avicula Münsteri 52
» sp. 234
Aviculopecten gracilis 173
» *Jugleri* 173
» *perovalis* . . 173, 175

Seite

B.

Belemnites acuarius 51
» *digitalis* 49, 51
» *tripartitus* 49, 51
Bellerophon sp. 228
» *dorsoplanus* . . . 197
» *vicinus* 197
Beyrichia goslariensis 182, **211**, Taf. **6**, Fig. 2—4
» *incompta* 176, 195, 197, **214**, Taf. **6**, Fig. 5—9
» *montana* 195, 197, **216**, Taf. **6**, Fig. 15
» sp. 176
Bifida lepida 176
Bison priscus 37, 40
Bithynia leachi 10
» *tentaculata* 10
Bovide 38
Brauneisenstein 95
Braunspat 98
Bryozoe 288, 298
Bucanella brevis . . 179, 183, 189
» *tumida* . 173, 178, 201, 205
Buliminus bielzi 6
» *montanus* 6
» *obscurus* 6
» *tridens* 6

Seite

C.

Canis lupus 38, 39
Carychium minimum 8
Carydium angulatum 195, **257**, Taf. **15**, Fig. 14, 15
» *callidens* 184, 188, 198, 255
» *gregarium* . . . 188, 255
» *sociale* 288
Cervus capreolus 40
» *dama* 37
» *elephas* 38, 39, 40
» *euryceros* 39
» *Ruffii* 37
» *tarandus* . . . 37, 38, 39
Chonetes oblonga 175
» *plebeja* . 174, 178, 184, 207
» *quadrata* 198
» *sarcinulata* 167, 170, 174, 178, 184, 191, 198, 207
» *subquadrata* 175
Clausilia bidentata 7
» *biplicata* 7
» *cana* 7
» *cruciata* 7
» *densestriata* 8
» *dubia* 7
» *filograna* 7
» *laminata* 7, 39
» *parvula* 7
» *plicata* 7
» *plicatula* 8
» *pumilla* 7
» sp. 22
» *ventricosa* 7
Cochlicopa columna 6
» *lubrica* 6, 22
» *major* 6
» *minima* 6
» *tridens* 6
Coeloceras commune 49, 56
Coleoprion arenarium . . 173, 201
» *gracile* . . . 173, 183, 197
Conulus fulvus 4
» *mortoni* 4
» *praticola* 4
Corylus avellana 33

Seite
Craniella cassis 198
Craspedocrinus Schmidti **292**, Taf. **16**, Fig. 4—8
Crinoidenstiele 188
Ctenocrinus decadactylus **290**, Taf. **11**, Fig. 1
» *hercynica* **290**, Taf. **11**, Fig 1
Ctenodonta arenacea 206
» *Bartlingi* 173, 183, 188, 201
» *curta* . . . 173, 175, 183
» *Eschbachiana* . . . 197
» *giengelsbergensis* 195, **247**, Taf. **11**, Fig. 1—6
» *hercynica* . . . 183, 206
» *insignis* . . 184, 197, 206
» *oblongata* 183
» *obsoleta* 173, 179, 184, 188, 189, 190, 195, 197, 206, **247**, Taf. **11**, Fig. 1—6
» *Roemeri* 197
» sp. 206
» *Spriestersbachi* . . . 197
» *tenuidens* 197
» *trigona* 191
Cucullaea cincinna 52, 53
» *solenoides* 173, 176, 178, 201, 206
» *truncata* . . . 178, 206
Cyclostoma elegans 9
Cypricardella modiolaris 179, 184, 188, **252**, Taf. **10**, Fig. 10—14, Taf. **11**, Fig. 8, 9
» *simplex* **251**, Taf. **12**, Fig. 11, 12
» sp. 174
» *subovata* 174
» *unioniformis* 202, 206, **251**, Taf. **11**, Fig. 10
Cyrtina heteroclita . . . 174, 184
Cyrtodonta 202
» *declivis* 205
Cyrtodontoptis Kayseri 208

D.

Daudebardia brevipes 4
» *rufa* 4

Seite
Dechenella sp. 176
Dechenia Folkmanni 198
» *hercynica* 180, 184, 188, 190, 191, **271**, Taf. **14**, Fig. 1, 2, Taf. **13**, Fig. 1
Dentalium arenarium 167
» *inaequale* . . . 175, 184
» *marcorhyncha* . . . 208
Diluvium 81
Discina papyracea 51
Dispansum-Zone 57
Dogger, Unterer 46
Dörntener Schiefer 57
Dumortiera radiosa . . . 54, 55, 63

E.

Eisenkalk 86
» mulm 88
Elephas primigenius 25, 38
» *trogontherii* 25
Equus caballus 38, 39
» *fossilis* 38
» *germanicus* 25
» *robustus* 38
Eulota fruticum 5
Euomphalia strigella 5

F.

Fagus silvatica 31
Falkenhagener Liasgraben . . . 47
Fallstein 29
Faltung 118
Felix lynx 37, 39
Festenburger Fauna 164

G.

Giengelsberger Schichten . 169, 192
Glassia minuscula 195, **287**, Taf. **15**, Fig. 23—25
Gneis 82
Goniophora bipartita 180, 184, 189, **260**, Taf. **12**, Fig. 10
» *nassoviensis* . . 174, 206
» sp. 184
Gosseletia 208
Grammoceras salense 53
Grammoceras dispansiforme . . 52
» *dispansum* . 50, 52, 58
» *fallaciosum* . . 52, 58
» *mactra* . . . 53, 55
» *striatulum* . . . 50
» *toarcense* 50
Granit-Gneis 75
Gresslya recurva 54

H.

Harpoceras Beyrichi 53, 54
» *boreale* 57
» *capellinum* . . . 40, 57
» *doerntense* 57
» *navis* 57
» *Schroederi* 57
» *serpentinum* 57
» *striatulum* 57
Haugia Esseri 51, 58
Hauptspiriferensandstein, Oberer 169, 200
Helix aculeata 5
» *arbustorum* 6, 22
» *banatica* 6
» *costata* 5, 22
» *costellata* 5, 22
» *excentrica* 5
» *expansa* 51
» *fruticum* 6
» *hispida* 22
» *hortensis* 6
» *incarnata* 6
» *lapicida* 6
» *nemoralis* 39
» *pulchella* 5, 22
» *striata* 6
» *strigella* 39
» *sylvatica* 6
» *tenuilabris* 5, 22
» *vindobonensis* 6
Hercynschotter 1, 20, 41
Hildoceras bifrons 36, 49
Hohlraumausfüllungen 89
Holopea distincta 173, 179, 183, 195, **229**, Taf. **8**, Fig. 2—9
Homalonotus gigas 173, 183, 188, **209**, Taf. **6**, Fig. 1

Seite

Horiostoma sp. **233**, Taf. **6**, Fig. 24, 24a, 25
Hyalina cellaria 4
» *contracta* 5
» *crystallina* 5
» *depressa* 4
» *diaphana* 5
» *glabra* 4
» *hammonis* 5, 22
» *lenticula* 5
» *nitens* 4
» *nitidula* 4
» *petronella* 5
» *subrimata* 5
Hyriopsis altealata **150**, Taf. **4**, Fig. 3, 155
» *subschlegeli* 148, **155**, Taf. **4**, Fig. 1—2

I.

Ichthyosaurus 49
Inoceramus balticus 70
» *cardissoides* . . . 65, 69
» *dubius* 49, 57
» *fuscus* 53
» *involutus* 70
» *pinniformis* 69
» *rostratus* 51
» *Schlönbachi* 70
» sp. 52
» *subcardissoides* . . . 69
» *transversoplicatus* . . 69
» *tuberculatus* 69
Ilsenburgmergel 129

J.

Jovellania triangularis 221
Jurensis-Mergel 50

K.

Kahlebergquarzit 200
» sandstein 161
Klinger Spaltenzug . 71, **101**, Taf. **1**
Koblenzquarzit 204
Koenenia obsolata 164, 179

L.

Leda acuminata 53
Leda aequilatera 53
Ledopsis 201
» *aequalis* 184
Leiopteria concentrica 171, 178, 191, 201, 205
» *globosa* 197
» *pseudolaevis* . . 173, 191
Leptodomus acutirostris **274**, Taf. **12**, Fig. 14
» *lanceolatus* 198
» *posterus* 180, 184, 189, **274**, Taf. **12**, Fig. 15
Lias, Oberer 46, 48
Liasgraben, Falkenhagener . . 47
Limaea duplicata 52
Limax agrestis 4
» *maximus* 4
» sp. 22
Limnaea glabra 8
» *ovata* 8, 22
» *palustris* 8, 22, 24
» *peregra* 8
» *truncatula* 8, 22
Limoptera bifida 197
» *semiradiata* **235**, Tat. **8**, Fig. 10, 10a
Lioceras comptum 55
» *lineatum* 55
» *opalinum* 54, 55
Löß 23
Loxonema 201
» *funatum* 171
Lytoceras jurense 51, 52, 58
» *Siemensi* 57
» *torulosum* . . . 54, 55, 63

M.

Megalanteris Suessi 208
Modiola antiqua . . . 173, 197, 205
» *lodanensis* 205
Modiomorpha 170, 201
» *bilsteinensis* 179, 183, 188, 197, **243**, Taf. **10**, Fig. 3—5
» *eximia* 197
» *mosiola* 197
» *ovata* 167

Seite
Modiomorpha praecedens . . . 197
» *trigona* 195, **241**, Taf. **9**, Fig. 4—7, Taf. **10**, Fig. 1, 2
Montanaria lata 198, **258**, Taf. **14**, Fig. 2, Taf. **17**
» *ovata* 198
Murchisonia acutecarinata 183, 188, **224**, Taf. **7**, Fig. 1—6
» *kahlebergensis* **226**, Taf. **15**, Fig. 17, 17a
» *Nessigi* 164, 179, 183, 188, 189, 190, 191
Myalina bilsteinensis 179, 183, 197, 237
» *fallax* 179, **239**, Taf. **8**, Fig. 12
» *securis* 179, 183, 188, **237**, Taf. 9, Fig. 1—3
Myophoria Beushauseni 206
» *bilsteinensis* 170
» *eximia* 170
» *Fuchsi* 198
» *gutta* . . . 174, 178, 206
» *kahlebergensis* 170, 174, 178, 206
» *inflata* . . . 178, 191, 206
» *intermedia* . 174, 178, 206
» *macrorhyncha* . . . 198
» *minima* 198
» *minor* . . . 171, 174, 176
» *obrotundata* 178
» *ovalis* 206
» *peregrina* 188
» *Roemeri* . . . 174, 206
» sp. 174, 184, 188

N.

Nautilus toarcensis 52
Neithea 129, 145
» *tricostata* . . . . **130**, Fig. 1
Nucula Beushauseni 195, **250**, Taf. **11**, Fig. 11
» *confluentina* 206
» *elongata* 173
» *grandaeva* 171, 173, 176, 178, 198, 201
» *lodanensis* 174
» *Krachtae* . . . 174, 178, 206

Seite
Nucula sp. . . . 184, 188, 195, 250
Nuculana Ahrendi 174, 184, 198, 201, 206
» *securiformis* 174, 176, 184, 188, 198, 206

O.

Opalinus-Schichten 63
» -tone 54
Orbicula papyracea 49
Orthis hystericus 170, 208
» sp 176
» *striatula* 170
» *tectiformis* 174
Orthoceras crassum 173
» *giengelsbergense* 195, **220**, Taf. **6**, Fig. 16—18
» *planiseptatum* 173, 183, 205
Orthonata Denckmanni 195, **265**, Taf. **21**, Fig. 1—4
» *fallax* 184, 195, **267**, Taf. **12**, Fig. 5—9
Orthothetes umbraculum 174, 176, 184, 189, 191, 198, 207
Ostrea eduliformis 52
» sp. 52
Oxydationsmetasomatose . . . 124
Oxynoticeras affine 54, 63

P.

Palãosolen 270
Paludinella marginata 10
Paracyclas rugosa 198
Patella Wünschmanni 129
Patula pygmaea 5, 22
» *rotundata* 5
» *ruderata* 5
» *solaria* 5
Pecten cicastrisatus 159
» *Jacobaeus* 135
» *pumilus* 51
» *septemplicatus* . 156, **157**, Taf. **5**
» *virguliferus* 51
Pedasiola hercynica 183, 190, 195, **227**, Taf. **7**, Fig. 10—12
» *tripleura* 197

Seite
Pelecypodenschichten 200
Petasia bidens 5
Phenotus elongatus 198
Pholadella Dahmeri 191
Physa fontinalis 9
» *hypnorum* 9
Pisidium amnicum 10
» *fossarinum* 10
» *henslowianum* 10
» *milium* 10
» *obtusale* 10, 22
» *pusillum* 10
» *subtruncatum* 10
Planorbis albus 9
» *carinatus* 9
» *complanatus* 9
» *contortus* 9
» *crista* 9
» *leucostoma* 9, 22
» *micromphalus* 9
» *nautileus* 9
» *nitidus* 9
» *sibiricus* 9, 22
» *spirorbis* 9
» *umblicatus* 9, 22
» *vortex* 9
» *vorticulus* 9
Platyceras crassum 173
» *Kahlebergense* . . . 173
» sp. 178
Pleurodictyum problematicum . . 178
Pleurotomaria decussata 173
» *findespinosa* 179, 183, 190, 195, 197, **223**, Taf. **2**, Fig. 13—19
» *giengelsbergensis* 195, **222**, Taf. **6**, Fig. 19—23
» *Kleini* 167, 179, 188, 190, 197
» sp. 51, 188
» *tricincta* 170, 171, 173, 176, 178, 183, 201
Pliocän 151
Posidonienschiefer 49, 56
Posidonomya Bronni 49, 57
Prosocoelus 201
Seite
Prosocoelus complanatus 174
» *priscus* . . 174, 198, 206
» sp. 175
Pseudomonotis substriata . . 49, 56
Pterinea costulata 167, 169, 170, 171, 173, 175, 176
» *fasciculata* 178, 179, 183, 188, 190, 208
» *gracilis* 197
» *lineata* 208
» *ventricosa* 205, **236**, Taf. **8**, Fig. 11
Pupa alpestris 7, 22
» *angustior* 7
» *antivertigo* 7
» *bigranata* 7
» *claustralis* 7
» *columnella* 7, 22, 24
» *costulata* 7
» *cylindricum* 6
» *doliolum* 6
» *edentula* 7
» *moulinsiana* 7
» *minutissima* 7
» *muscorum* 22, 4
» *parcedentata* 24
» *pygmaea* 7
» *pusilla* 7
» *substriata* 7

Q.

Quarzsandsteine, Zone der weißen 200
Querverwerfungen 123

R.

Radiatodonta goslariensis **245**, Taf. **10**, Fig. 8, 9
Rammelsberger Schichten . 151, 169
Regina bocksbergensis **274**, Taf. **14**, Fig. 4, 4a
Rhinoceros antiquitatis 25
» *Merckii* 14, 39
Rhombunio sp. 151, 155
Rhopalonaris tenuis 184
Rhynchonella daleidensis 178, 191, 198, 206, 208, **277**, Taf. **15**, Fig. 18—20

Seite

Rhynchonella hexatoma 178
» *Orbignyana* . . . 175
» sp. 174

S.

Salpingostoma goslariense . . . 175
Schalker Schichten 200
Schwerspat 95
Spaltenbildung und Mineralzufuhr 120
Spateisenstein 92
» , Analyse **93**
Sphaerium corneum 10
Sphenoceras 69
Sphenotus compactus 184, 195, **263**, Taf. **11**, Fig. 16—20
» *gracilis* 195, **261**, Taf. **11**, Fig. 12—15
Spirifer alatiformis 280
» *arduennensis* 208
» *auriculatus* 174, 178, 189, 202
» *bilsteinensis* 202
» *carinatus* . . 206, 208, 283
» *cirvatus* 206
» *cultrijugatus* 206
» *curvatus* . . . 174, 189, 202
» *daleidensis* 189, **285**, Taf **15**, Fig. 13
» *goslariensis* 180, 184, 189, 191, **281**, Taf. **15**, Fig. 1—9
» *hystericus* 203, 284
» *Jaekeli* 280
» *lateincisa* 169, 202
» *minor* **284**, Taf. **15**, Fig. 10—12
» *paradoxus* 165, 167, 169, 174, 178, 203, 206
» *speciosus* 166, 168
» *subcuspidatus* 169, 170, 174, 175, 178, 198, 202, 206, 208, 279
Spirobis intermedia . . . 195, 294
» sp. 195, 294
Spondylopecten 146, 147
Straparollus Kirchneri 189, 195, **229**, Taf. **10**, Fig. 16
Strepula Spriestersbachi 183, 195, 197, **217**, Taf. **6**, Fig. 10—14
Striatulum-Zone 57

Seite

Stropheodonta piligera 208
» *taeniolata* . . . 206
Succinea brevispira 8
» *contortula* 8
» *elegans* 8
» *elongata* 8
» *oblonga* 8, 22, 24
» *Pfeifferi* 8
» *putris* 8, 22, 24
» *Schumacheri* . . . 22, 24
Süßwasserkalke 1

T.

Tancredia dubia 53
Tentaculites alternans 173, 176, 178, 183, 188, 189, 191
» *scalaris* . . 183, 189, 205
» sp. 188
Thracia Roemeri 54
Tilia platyphyllos 33
Travertine 27
Trichia concinna 5
» *hemisphaerica* 5
» *hispida* 5
» *nemoralis* 6
» *rufescens* 5
» *umbrosa* 5
Trigeria Gaudryi 178
» *robustella* **275**, Taf. **15**, Fig. 21
» sp. . **276**, Taf. **15**, Fig. 22
Trigonia navis 54, 55
Trigonostoma obvoluta 5
Triodopsis personata 5
Trochus 188, 195

U.

Überschiebung 118
Unio batavus 10
Ursus sp. 40
» *spelaeus* 37

V.

Valvata cristata 9
» *piscinalis* 9
Vitrina diaphana 4
» *elongata* 4
» *pellucida* 4

	Seite
W.	
Wiebesender Schacht	79
Z.	
Zechstein, Mittlerer	79
Zechstein, Oberer	81
» , Unterer	77
» , » , Vererzung	84
Zonites verticillus	5
Zonitoides nitidus	5

Orts-Register.

Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile usw. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** *gedruckt.*

	Seite
A.	
Atterod	72
B.	
Bärweg	191
Bocksberg	192
Börssum	30
Braunschweig	62
Brautstein	185
Brotterode	72
Bullerberg	21
Burgen a. Mosel	177
D.	
Dickekopf	181
Drecktalskopf	181
E.	
Eichicht	72
G.	
Gelmkeberg	185
Gelmketal	181
Giengelsberg	185
Gosetal	181
Gretenberg	62, 63
Großes Bärental	190
Groß-Ilsede	157
Groß-Quenstedt	14, 20
Grube Atterod	**104**, Taf. **3**, 2 Textfig.
» Klinge	98
» Volkwin	50
» Vorderberg	102
Grumbachsköpfchen	109
H.	
Halberstadt	21, 22, 43
Hessen	41
Herzberg	171, 189
Heulberge	16
Hohe Kehle	171
Hornburg	30, 41
K.	
Kahleberg	192
Kattensee	2
Klein-Quenstedt	23
Klinge	71
Kronsfeld	172, 192
L.	
Laudenbach	72
Liebenstein	72

	Seite
M.	
Mommel	71, 78
Munshausen	207
O.	
Oberharz	161
Oschersleben	30
Osterode	3, 30
P.	
Paulskopfwarte	17
R.	
Rammelsberg	166, 187
Rischenau	53
S.	
Salzgitter	56
Sargstedt	16
Schalker Teich	172
Schmalenberg	33
Schmalkalden	71
Schnackental	181
Schonen	157
Schwanebeck	3
Schwanebeck	1
Sehnde	62, 63
Seimberg	109
Silberbach	75
Stahlberg	71
Steinmühle bei Veltheim	35
T.	
Taubach-Weimar	3
Thüringer Wald	71
Trusegrund	71
V.	
Veltheim am Fallstein	30, 40
Vogelsberg	1
W.	
Wasserberg	13
Wehrstedt	20

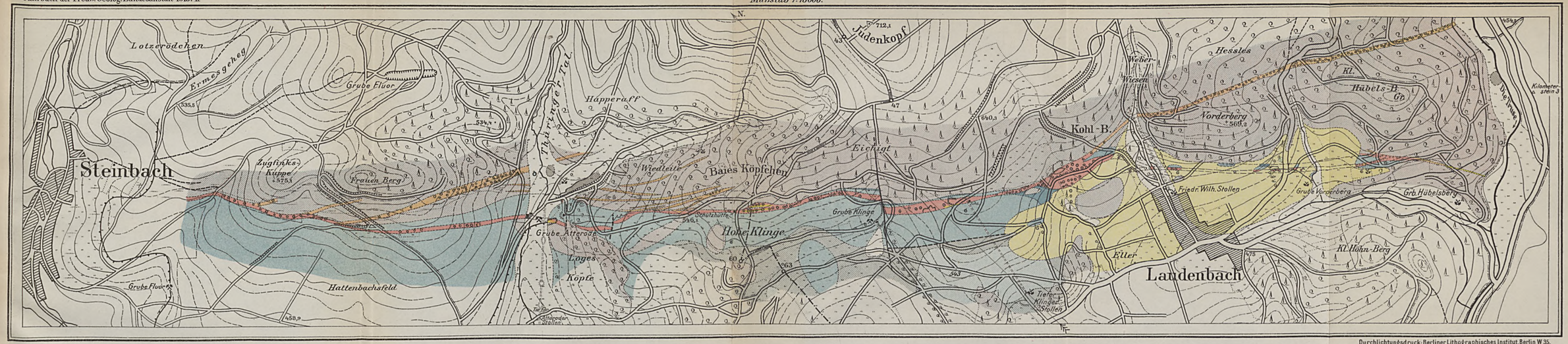
POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ

15008

Geologische Spezialkarte des Klinger Spaltenzuges zwischen Thüringer Tal und Trusegrund am Südwestrand des Thüringer Waldes.

Maßstab 1:10000.

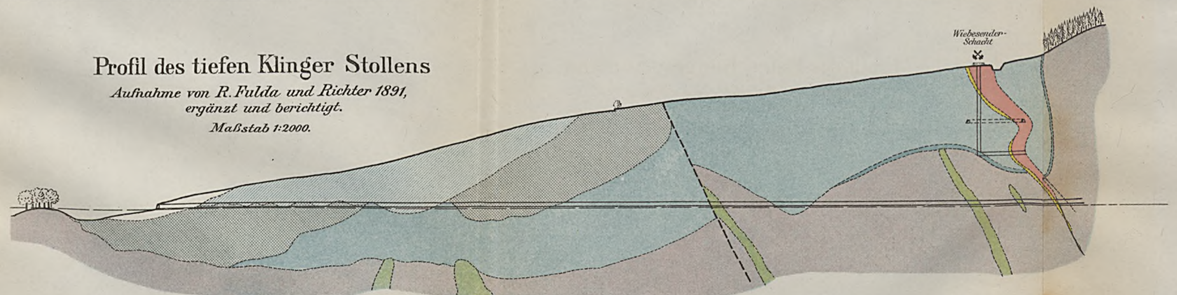


Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

Profil des tiefen Klinger Stollens

Aufnahme von R. Fulda und Richter 1891, ergänzt und berichtigt.

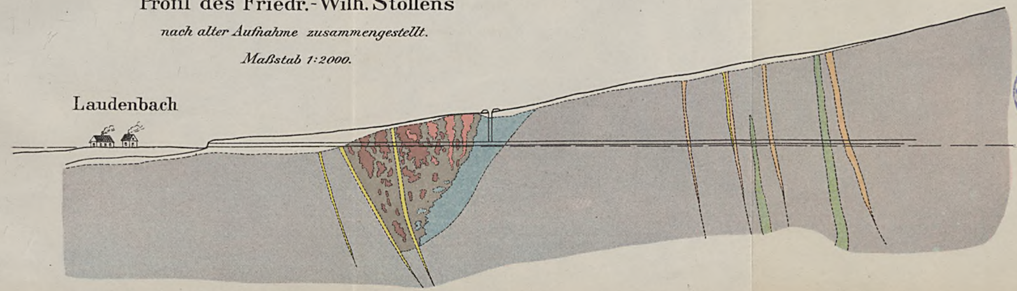
Maßstab 1:2000.



Profil des Friedr.-Wilh. Stollens

nach alter Aufnahme zusammengestellt.

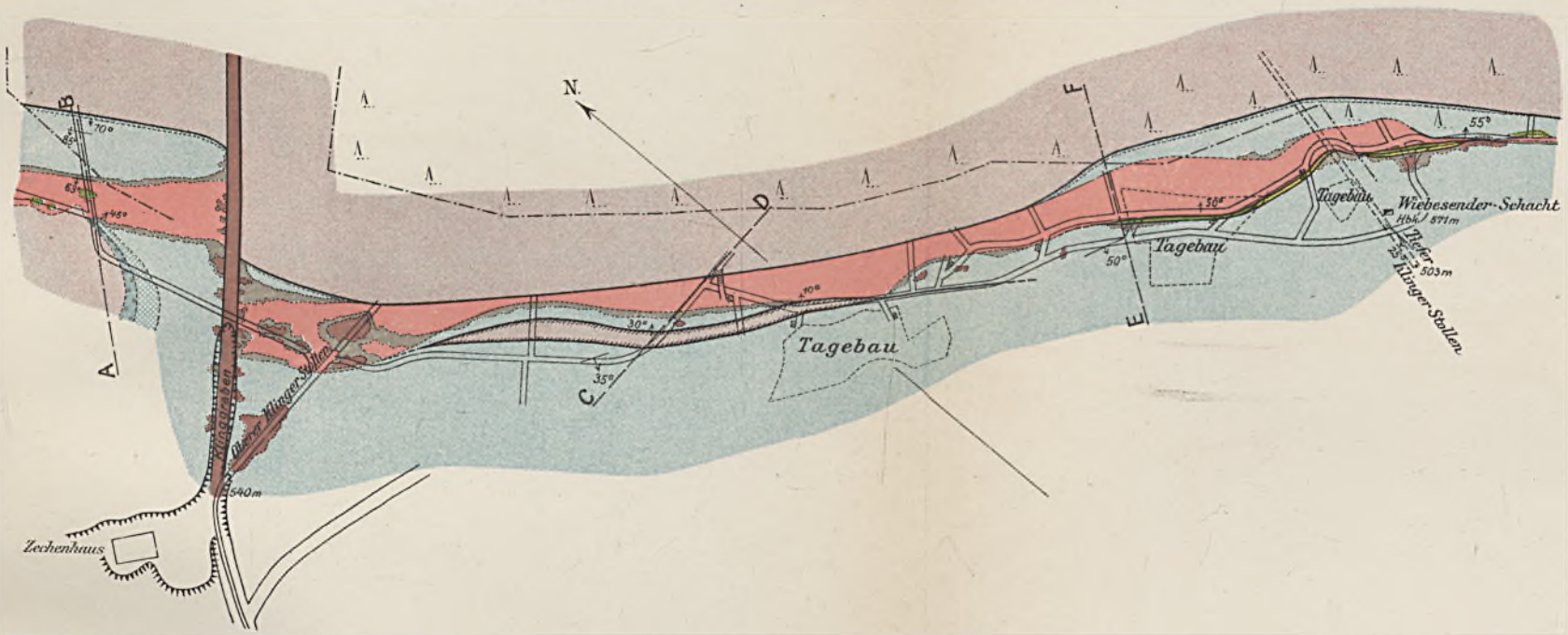
Maßstab 1:2000.



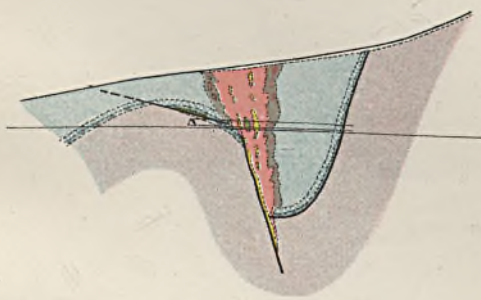
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
TH 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

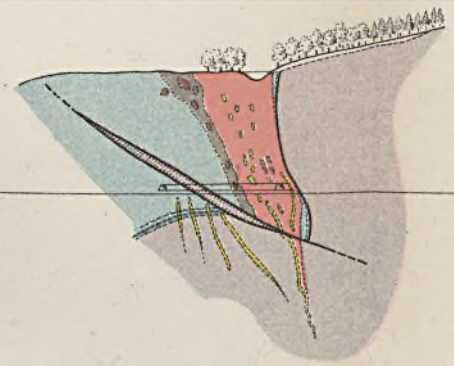
Grund- und Profilriß der Grube Klinge
bei Laudenbach, Kreis Schmalkalden.



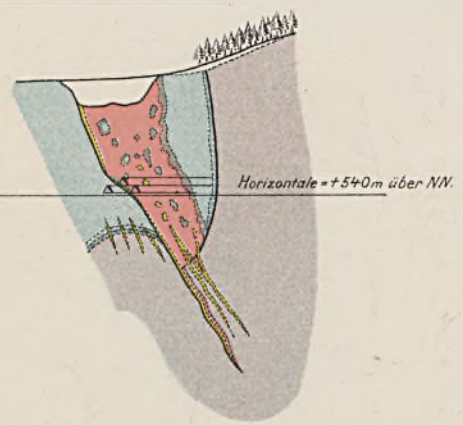
Profil A-B.



Profil C-D.



Profil E-F.



Maßstab 1:2000.

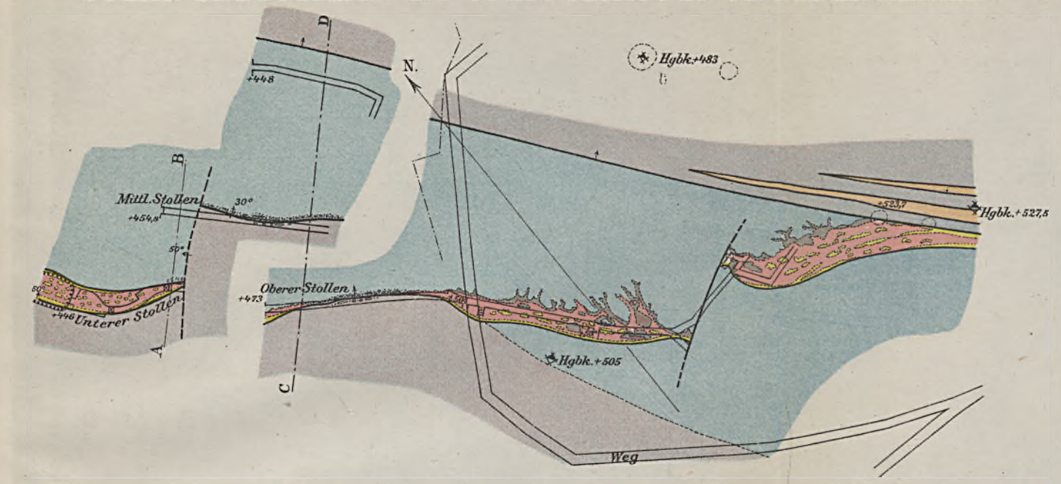
Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

19

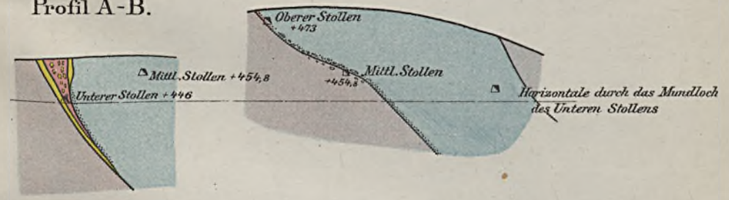
NATURFORSCHEN DEN GESELLSCHAFT IN DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Grund-und Profilriß der Grube Atterode bei Bad Liebenstein.



Profil C-D.

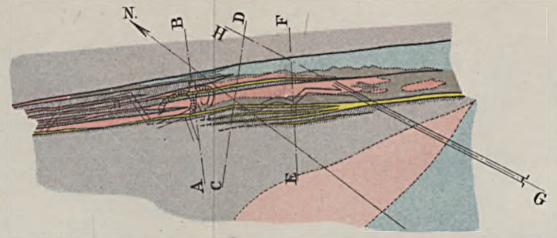


Profil A-B.

Maßstab 1:2000.

Vergleiche dazu die Abänderungen in der Textabbildung.

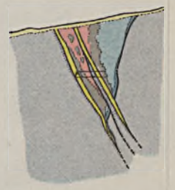
Grund-und Profilriß der Grube Vorderberg bei Laudenbach.



Profil A-B.



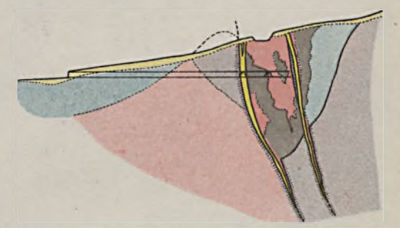
Profil C-D.



Profil E-F.



Profil G-H.



Maßstab 1:2000.

Farben-Erklärung.



Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut. Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z Zakładu
Biblioteki Głównej
T II 15008



Fig. 1.

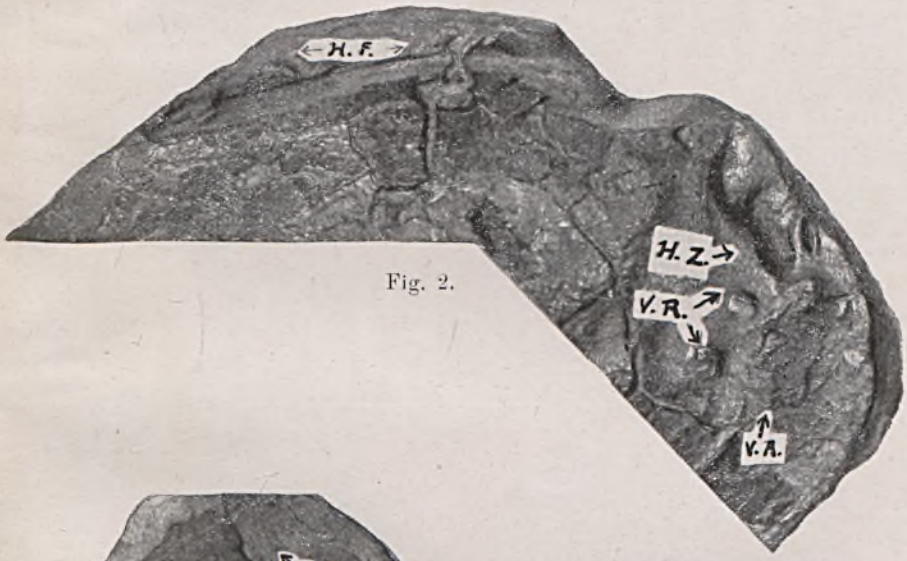


Fig. 2.

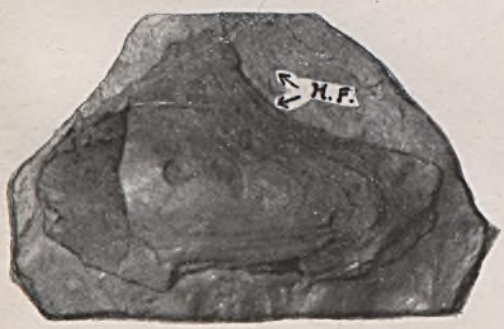


Fig. 3.



Fig. 4.

2.1

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

1



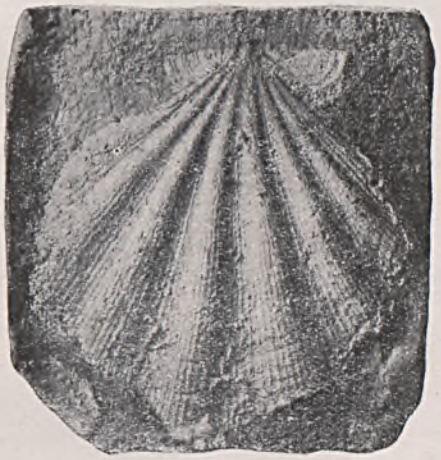
2



3



4



5



6



22

Tafel 6.

Fig. 1. *Homalonotus gigas* A. Roem., Schnauzenschild . S. 209
Steinkern. SW-Seite des Rammelsberges. N. Sch.

Fig. 2—4. *Beyrichia goslariensis* n. sp. . . . . S. 211
Linke Klappen, stark vergr.
2. Abdruck. Bärweg. N. Sch. Slg. Dahmer.
3. Steinkern. »Gegenüber dem Großen Schleifsteinskopf«. N. Sch. Samml. Lossen, Geol. Landesmuseum, Berlin.
4. Steinkern. SW-Seite des Rammelsberges. N. Sch.

Fig. 5—9. *Kloedenia (?) incompta* n. sp. . . . . S. 214
5. Steinkern einer linken Klappe, stark vergr. Giengelsberg. G. Sch. Slg. Denckmann.
6—8. Steinkerne von rechten Klappen, stark vergr. Giengelsberg. G. Sch. Slg. Denckmann.
9. Steinkern einer rechten Klappe, stark vergr. Bärweg. N. Sch. Slg. Dahmer.

Fig. 10—14. *Strepula Spriestersbachi* n. sp. . . . . S. 217
10, 11. Abdrücke von linken Klappen, stark vergr. Giengelsberg. G. Sch.
12. Abdruck einer rechten Klappe, stark vergr. Giengelsberg. G. Sch.
13. Skulptur der Ventralfläche, stark vergr.
14. Steinkern einer linken Klappe, stark vergr. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 15. *Beyrichia montana* Spriestb. . . . . S. 216
Steinkern der linken Klappe eines weiblichen (?) Tieres (nach dem Abdruck ergänzt), stark vergr. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 16—18. *Orthoceras giengelsbergensis* n. sp. . . . . S. 220
16. Wohnkammer mit Luftkammern im Zusammenhang. Steinkern. Giengelsberg. G. Sch.
17. Einzelne Luftkammern eines anderen Exemplars. Giengelsberg. G. Sch.
18. Schalenskulptur. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 19—23. *Pleurotomaria giengelsbergensis* n. sp. . . . S. 222
19—21. Abdrücke des Gehäuses. Giengelsberg. G. Sch.
22. Steinkern des Gehäuses. Giengelsberg. G. Sch.
23. Steinkern der Basis, von unten gesehen. Giengelsberg. G. Sch.

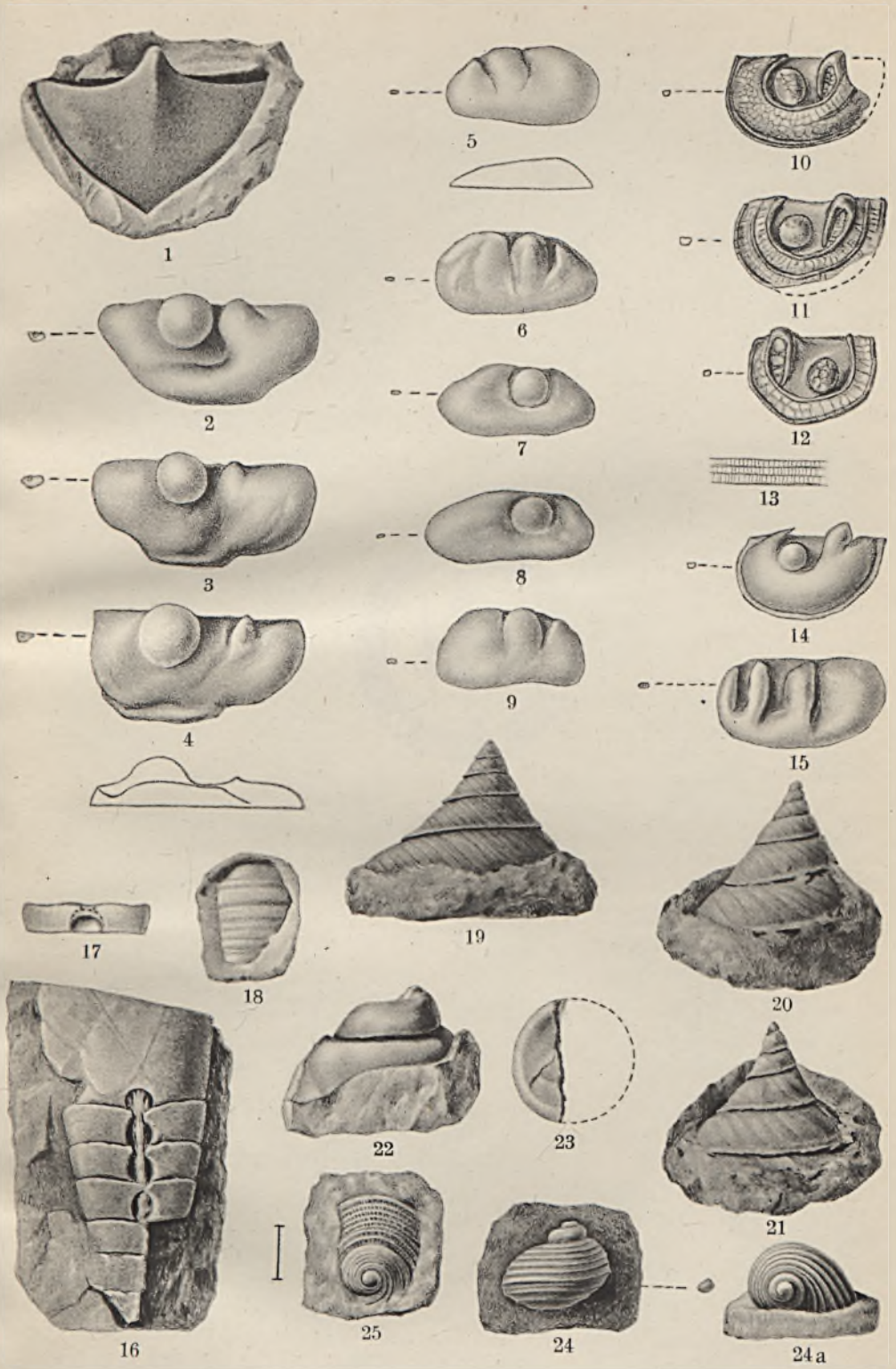
Fig. 24, 24a. *Horiostoma (?)* sp. . . . . S. 233
Abdruck in zwei Ansichten, stark vergr. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 25. *Horiostoma (?)* sp. . . . . S. 233
Abdruck, von oben gesehen, vergr. Weg unter dem Kamm des Giengelsberges. N. Sch. Slg. Dahmer.

Sofern nichts anderes bemerkt ist, befinden sich die Originale in der L. Denckmann'schen Sammlung im Geologischen Landesmuseum in Berlin.

Alle Abdrücke sind nach Plastilinpositiven wiedergegeben. Das Schloß an Zweischalern ist stets so gezeichnet, wie es am Steinkern zu sehen ist.

Abkürzungen: F. Sch. = Festenburger Schichten.
N. Sch. = Schichten mit *Murchisonia Nessigi* (Nessigi-Schichten).
G. Sch. = Giengelsberger Schichten.
Sch. Sch. = Schalker Schichten.



1, 16—25 Többicke gez., 2—15 G. Dahmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

BIBLIOTHEK

Tafel 7.

Fig. 1—6. *Murchisonia acutecarinata* Spriestb. . . . . S. 224

Abdrücke, sämtlich vom Giengelsberg. G. Sch.

1. Sehr altes Tier. 4—6. Jüngere Tiere. 1, 3, 5, u. 6 mit zum Teil, 4 mit vollständig erhaltener Mündung.

Fig. 7—9. *Murchisonia Nessigi* A. Roemer . . . . . S. 225

Abdrücke. Großes Bärental. N. Sch.

8. Slg. Denckmann. 7 u. 9. Slg. Dahmer.

Fig. 10—12. *Pedasiola hercynica* n. sp. . . . . S. 227

Steinkerne, sämtlich vom Giengelsberg. G. Sch.

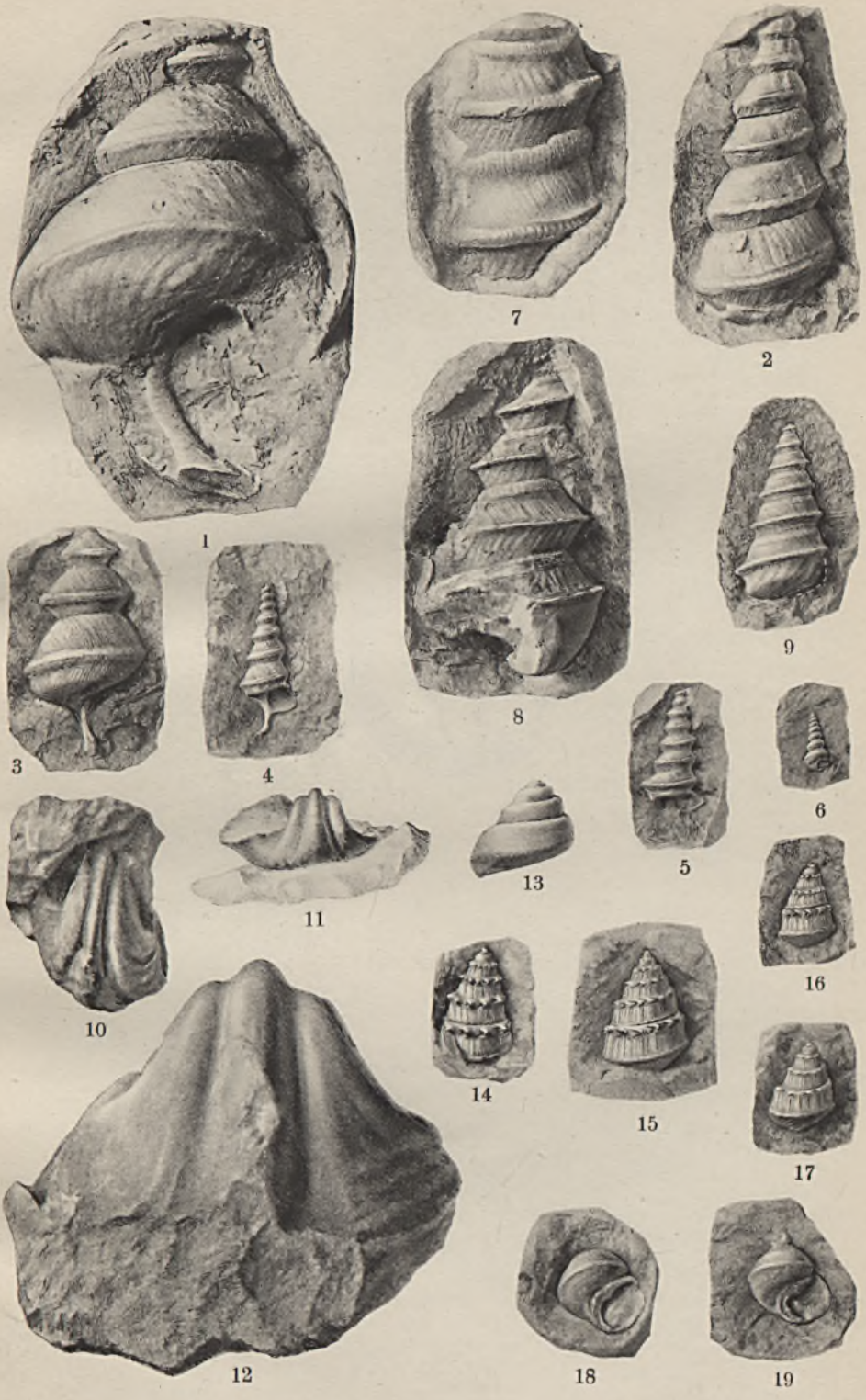
12. Außergewöhnlich großes Exemplar.

Fig. 13—19. *Pleurotomaria findespinosa* Dahmer . . . S. 223

13. Steinkern. Herzberg. N. Sch.

14—17. Abdrücke des Gehäuses (die Stacheln sind bei 14 nahezu vollständig erhalten, bei 15—17 teilweise oder ganz abgebrochen). Giengelsberg. G. Sch.

18, 19. Abdrücke der Mündung. Giengelsberg. G. Sch.



Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

БИБЛИОТЕКА

Tafel 8.

Fig. 1. *Pleurotomaria Kleini* Beush. . . . . S. 223

Steinkern. Rammelsberg (Steinbruch). N. Sch.

Fig. 2—9. *Holopea distincta* n. sp. . . . . S. 229

2—8. Abdrücke, sämtlich vom Giengelsberg. G. Sch. Slg. Denckmann.

9. Steinkern. Steinbruch an der Mündung des Schnackentales. N. Sch. Slg. Dahmer.

6 (mit vollständig erhaltener Mündung) sowie 3 u. 9 zeigen die Spindelfalte.

Fig. 10. *Limoptera semiradiata* Frech . . . . . S. 235

10. Abdruck. 10a. Zugehöriger Steinkern der linken Klappe. Gosetal 4,0. N. Sch. — Slg. Dahmer.

Fig. 11. *Pterinea ventricosa* Goldf. . . . . S. 236

Steinkern der rechten Klappe. Herzberg. F. Sch.

Fig. 12. *Myalina (Plethomytilus) fallax* n. sp. . . . . S. 239

Skulpturseinkern eines aufgeklappten zweiklappigen Exemplares. Rammelsberg (SW-Seite). N. Sch.



1 Többicke gez., 2—12 A. Schultze gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

25

BIBLIOTHEK

Tafel 9.

Fig. 1—3. *Myalina* (*Plethomytilus*) *securis* n. sp. . . . S. 237

1, 2. Steinkerne der linken, 3. Steinkern der rechten Klappe. Rammelsberg (SW-Seite). N. Sch.

Fig. 4—7. *Modiomorpha trigona* n. sp. . . . . S. 241

4. Steinkern der linken Klappe, 4a zugehöriger Abdruck.
5. Steinkern der rechten Klappe eines jungen Tieres. Giengelsberg. G. Sch.
6. Schloß am Steinkern der linken Klappe.
7. » » » » rechten »



1



3



6



7



4



5



2



4a

A. Schultze gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

26





Tafel 10.

Fig. 1, 2. *Modiomorpha trigona* n. sp. . . . . S. 241

Steinkerne der rechten Klappe. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 3—5. *Modiomorpha bilsteinensis* Beush. . . . . S. 243

3, 5. Steinkerne der linken Klappe. 3 vom großen Bärental, N. Sch., 5 vom Rammelsberg (SW-Seite). N. Sch.

4. Steinkern der rechten Klappe. Rammelsberg (SW-Seite). N. Sch.

Fig. 6, 7. *Radiatodonta goslariensis* n. gen. n. sp. . . . S. 245

6. Steinkern der linken Klappe.

6a. Schloß, vergr. Gosetal 4,0. N. Sch. Slg. Dahmer.

7. Steinkern der linken Klappe. Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf. N. Sch. Slg. Denckmann.

Fig. 8—12. *Cypricardella modiolaris* n. sp. . . . . S. 252

8. Abdruck der rechten Klappe. Wasserriß zwischen Dickekopf und Drecktalskopf. N. Sch.

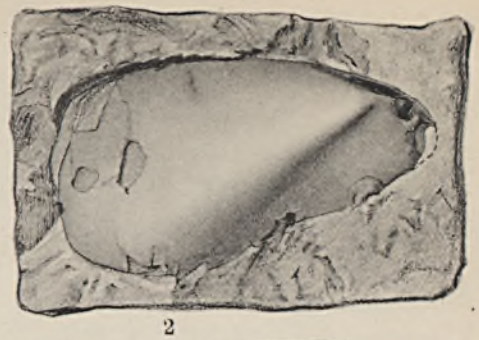
9. Steinkern der linken Klappe. Vom gleichen Fundort.

10, 12. Steinkerne der rechten Klappe. Vom gleichen Fundort.

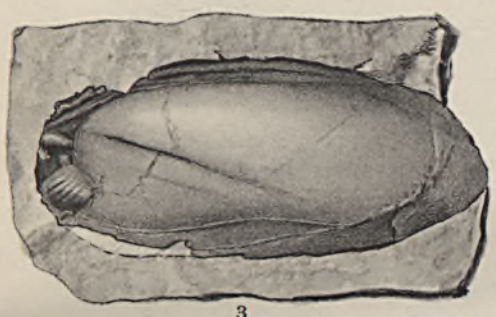
11. Steinkern der rechten Klappe. Rammelsberg (SW-Seite). N. Sch.



1



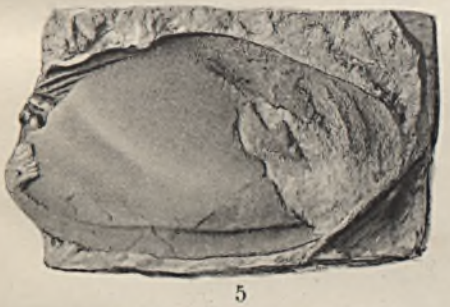
2



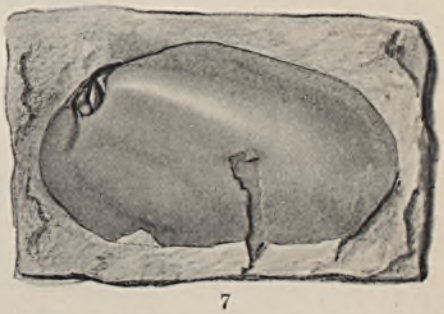
3



4



5



7



6a



6



8



9



10



11



12

G. Hoffmann und A. Schultze gez.
Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

БИБЛИОТЕКА

Tafel 11.

Fig. 1—6. *Ctenodonta (Koenenia) obsoleta* Goldf. n. var. *giengelsbergensis* . . . . . S. 247

1, 2. Abdrücke von linken Klappen.
3. Abdruck eines zweiklappigen Exemplares, von oben gesehen.
4. Steinkern der linken Klappe.
5. Steinkern der rechten Klappe.
6. Abdruck der rechten Klappe, 6a zugehöriger Steinkern.
Sämtlich vom Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 7. *Ctenodonta (Koenenia) obsoleta* Goldf. var. *Lasii* A. Roem. . . . . S. 247

Steinkern der rechten Klappe. Herzberg. N. Sch.

Fig. 8, 9. *Cypricardella modiolaris* n. sp. . . . . S. 252

8. Steinkern der linken Klappe, 8a. Schloß.
9. Steinkern der rechten Klappe, 9a. Schloß.
Beide vom Rammelsberg (SW-Seite). N. Sch.

Fig. 10. *Cypricardella unioniformis* Sandb. . . . . S. 251

Steinkern der linken Klappe. Auerhahn. Sch. Sch.

Fig. 11. *Nuculana Beushauseni* H. Schmidt . . . . . S. 250

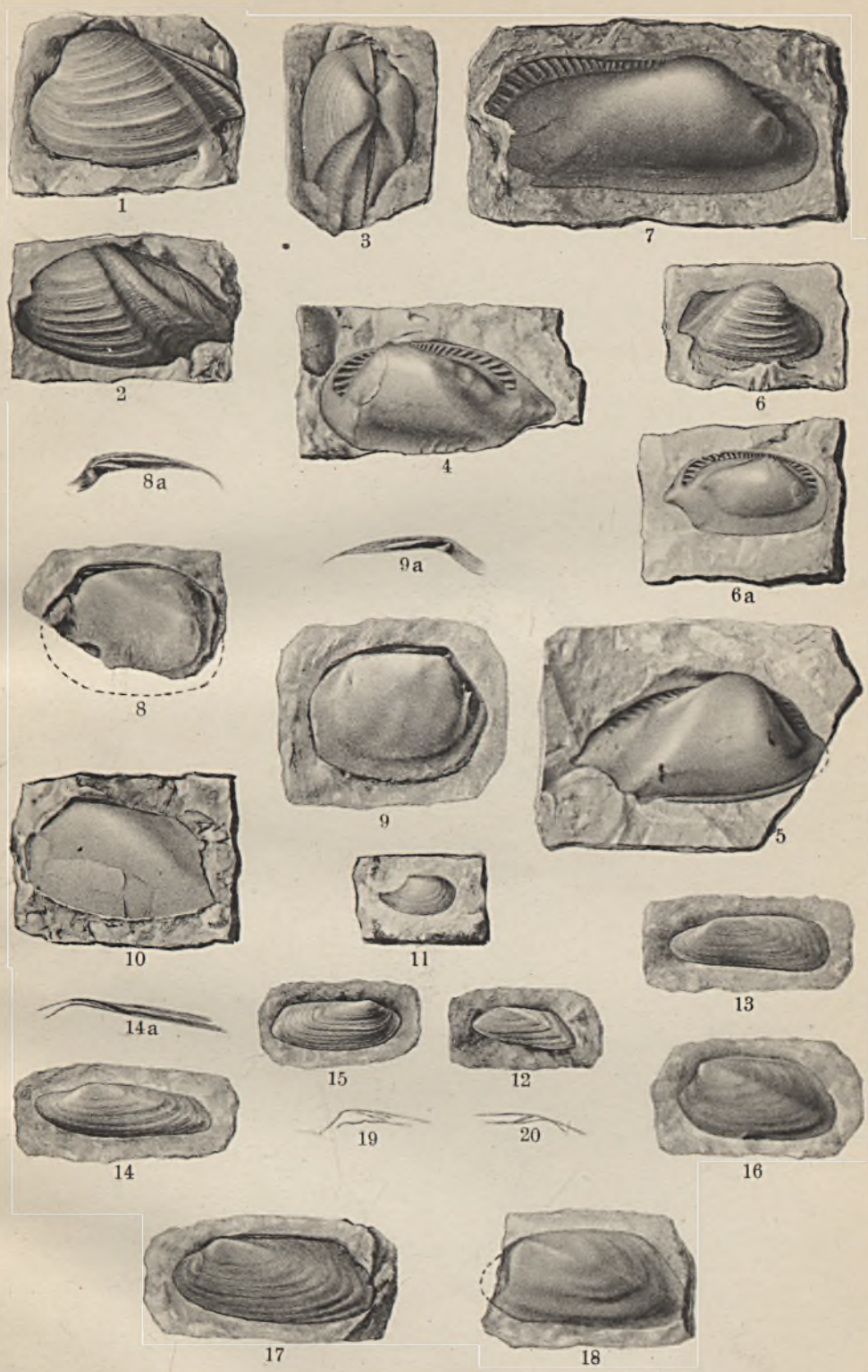
Steinkern der rechten Klappe. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 12—15. *Sphenotus gracilis* n. sp. . . . . S. 261

12—14. Steinkerne von linken Klappen, 14a Schloß von 14, dieses vergr.
15. Abdruck einer rechten Klappe.
Sämtlich vom Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 16—20. *Sphenotus compactus* n. sp. . . . . S. 263

16, 17 und 18. Steinkerne von linken Klappen.
19. Schloß am Steinkern einer linken Klappe, vergr.
20. Schloß am Steinkern einer rechten Klappe, vergr.
18 vom Dickekopf, N. Sch. Die übrigen Exemplare vom Giengelsberg, G. Sch.



Hoffmann, Schultze u. Többicke gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

NATURFORSCHENDE GESELLSCHAFT · BIBLIOTHEK

Tafel 12.

Fig. 1—4. *Orthonota Denckmanni* n. sp. . . . . S. 265

1—3. Steinkerne von linken Klappen.

4. Bruchstück vom Steinkern einer rechten Klappe. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 5—9. *Orthonota fallax* n. sp. . . . . S. 267

5, 6. Steinkerne von linken Klappen.

7, 8. Steinkerne von rechten Klappen.

9. Abdruck einer linken Klappe.

Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 10. *Goniophora bipartita* F. Roem. . . . . S. 260

Steinkern der linken Klappe. Gosetal 4,0. N. Sch. — Slg. Dahmer.

Fig. 11, 12. *Cypricardella simplex* Beush. . . . . S. 251

11. Steinkern der linken Klappe. 11a. Schloß, etwas vergr.

12. Steinkern der rechten Klappe. 12a. Schloß, etwas vergr., 12b zugehöriger Abdruck.

Beide aus dem gleichen Gesteinsstück vom Bocksberg. Sch. Sch. — Slg. Dahmer.

Fig. 13. *Pholadella Dahmeri* Dreverm. . . . . S. 270

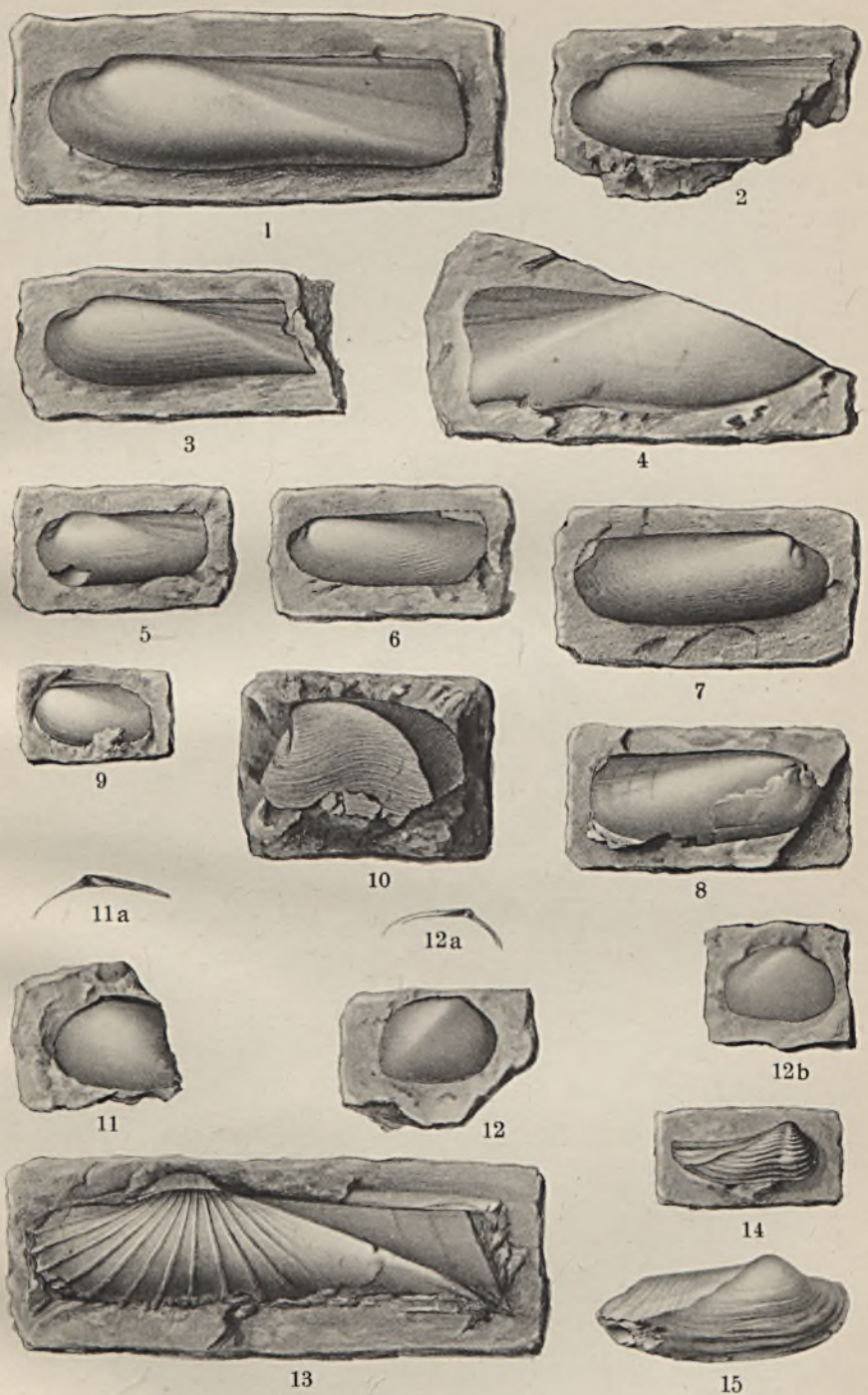
Steinkern der linken Klappe (die äußerste Spitze am Hinterende nach einem Rest des Abdrucks ergänzt). Bärweg, nö. des Auerhahns. N. Sch. — Senckenbergmuseum in Frankfurt a. M.

Fig. 14. *Leptodomus acutirostris* Sandb. . . . . S. 274

Steinkern der rechten Klappe. Wasserriß südlich der Schalke. Sch. Sch. — Slg. der Universität Göttingen.

Fig. 15. *Leptodomus posterus* Beush. . . . . S. 274

Zweiklappiger Steinkern, die rechte Klappe nach vorn gekehrt. Schalker Tal. Sch. Sch. — Geolog. Landesmuseum Berlin.



G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

29

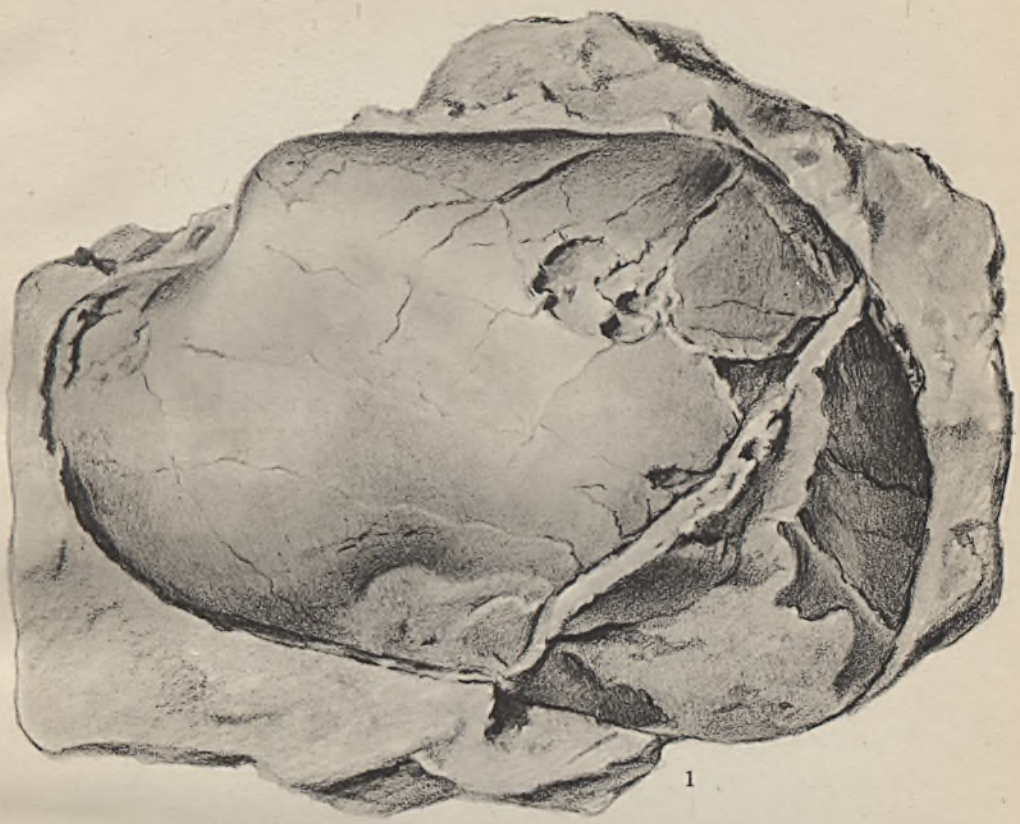




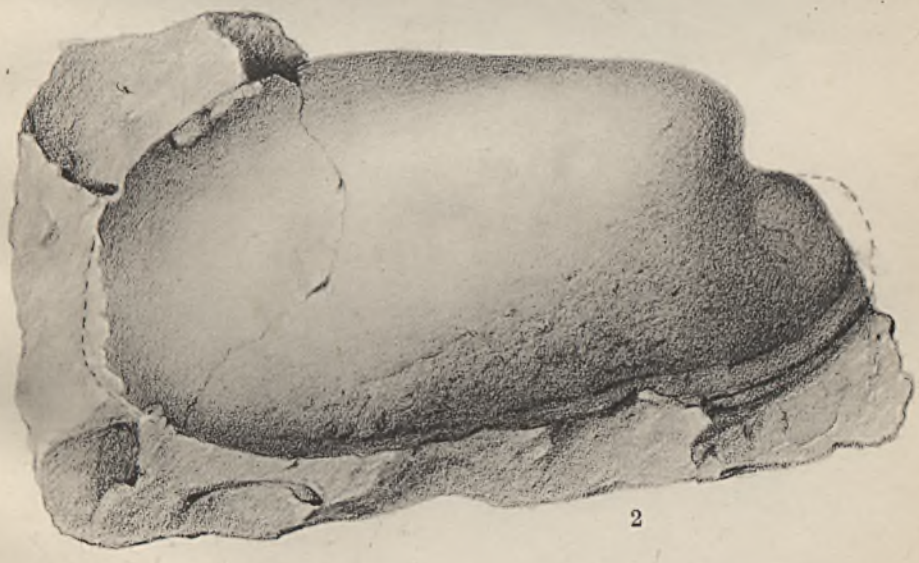
Tafel 13.

Fig. 1, 2. *Dechenia hercynica* n. sp. . . . . S. 271

1. Steinkern einer sehr großen linken Klappe, am Schloßrand mit Gips etwas ergänzt. Westliche Strecke des obersten, unter dem Kamm des Giengelsberges herführenden Weges. N. Sch. Slg. Dahmer.
2. Steinkern einer rechten Klappe. Großes Bärental. N. Sch. Slg. Denckmann.



1



2

G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.


BIBLIOTHEK

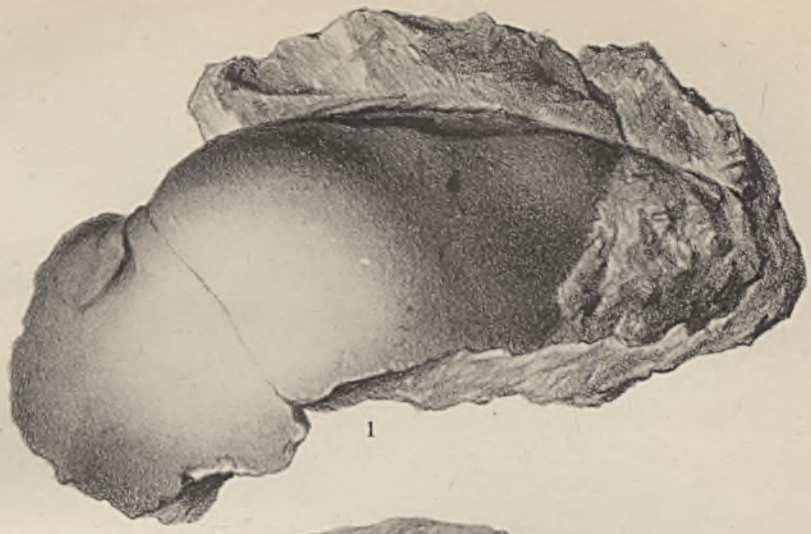
Tafel 14.

Fig. 1. *Dechenia hercynica* n. sp. . . . . S. 271
Steinkern der linken Klappe. Großes Bärental. N. Sch.

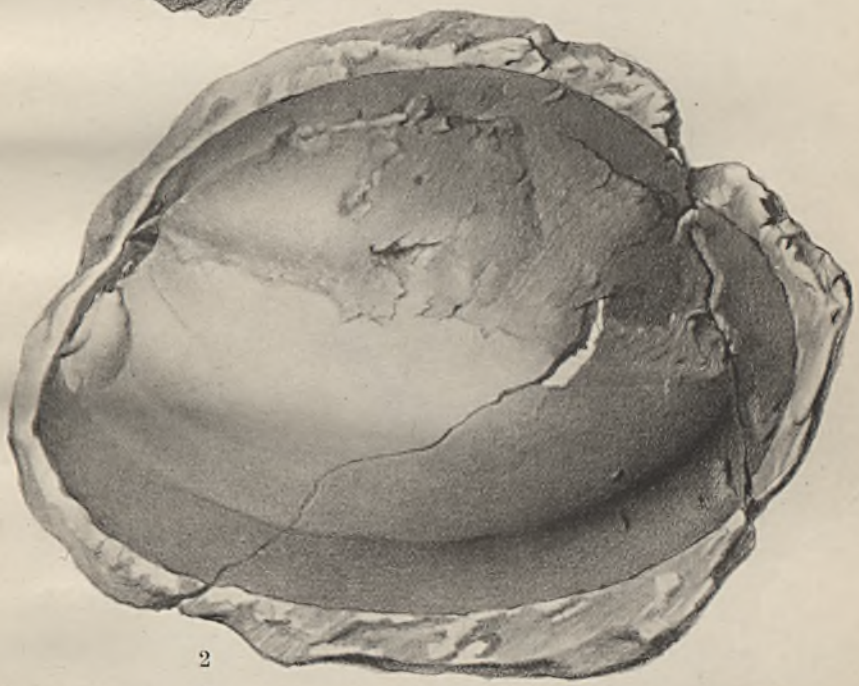
Fig. 2. *Montanaria lata* n. sp. . . . . S. 258
Steinkern der linken Klappe. Bocksberg. Sch. Sch. Slg. der Universität Göttingen. Siehe auch Taf. 17.

Fig. 3. *Allerisma intermedium* n. sp. . . . . S. 273
Steinkern der rechten Klappe. Auerhahn. Sch. Sch.

Fig. 4. *Regina bocksbergensis* n. sp. . . . . S. 274
Steinkern der rechten Klappe mit zugehörigem Abdruck (4a). Bocksberg. Sch. Sch. Slg. Dahmer.



1



2



3



4



4a

G. Hoffmann gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

BIBLIOTHEK

Tafel 15.

Fig. 1—9. *Spirifer goslariensis* n. sp. . . . . S. 281

1, 2. Steinkerne von Ventralklappen.
1. Herzberg. N. Sch. — Slg. Denckmann.
2. Gosetal 4,0. N. Sch. — Slg. Dahmer.

3—8. Steinkerne von Brachialklappen.
3—7. Gosetal 4,0. N. Sch. — Slg. Dahmer.
8. Giengelsberg. N. Sch. — Slg. Denckmann.

9. Abdruck einer Brachialklappe.
Westliche Strecke des obersten, unter dem Kamm des Giengelsberges herführenden Weges. N. Sch. — Slg. Dahmer.

Fig. 10—12. *Spirifer hystericus* Schloth. n. mut. *minor*. S. 284

Drei zweiklappige Steinkerne; bei 10 und 11 ist die Ventralseite, bei 12 die Brachialseite nach vorn gekehrt. Birkentalsberg. Sch. Sch.

Fig. 13. *Spirifer daleidensis* Steining. . . . . S. 285

Steinkern einer Brachialklappe. Herzberg. N. Sch.

Fig. 14, 15. *Carydium angulatum* n. sp. . . . . S. 257

14. Steinkern der linken Klappe, 14a zugehöriges Schloß, dieses vergr.
15. Steinkern der rechten Klappe, 15a zugehöriges Schloß, dieses vergr.
Beide vom Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 16. *Straparollus Kirchneri* n. sp. . . . . S. 229

Abdruck. Giengelsberg. G. Sch.

Fig. 17. *Murchisonia kahlebergensis* n. sp. . . . . S. 226

Abdruck, 17a vergr. Schwarzer Hermann. Sch. Sch.

Fig. 18—20. *Rhynchonella daleidensis* F. Roem., var. *gracilior* A. Fuchs . . . . . S. 277

18. Steinkern einer Brachialklappe von Durchschnittsgröße.
19. Steinkern einer Ventralklappe von Durchschnittsgröße. Großes Bärental. N. Sch. (?)
20. Steinkern einer außergewöhnlich großen Ventralklappe. Dickekopf. N. Sch.

Fig. 21. *Trigeria robustella* A. Fuchs . . . . . S. 275

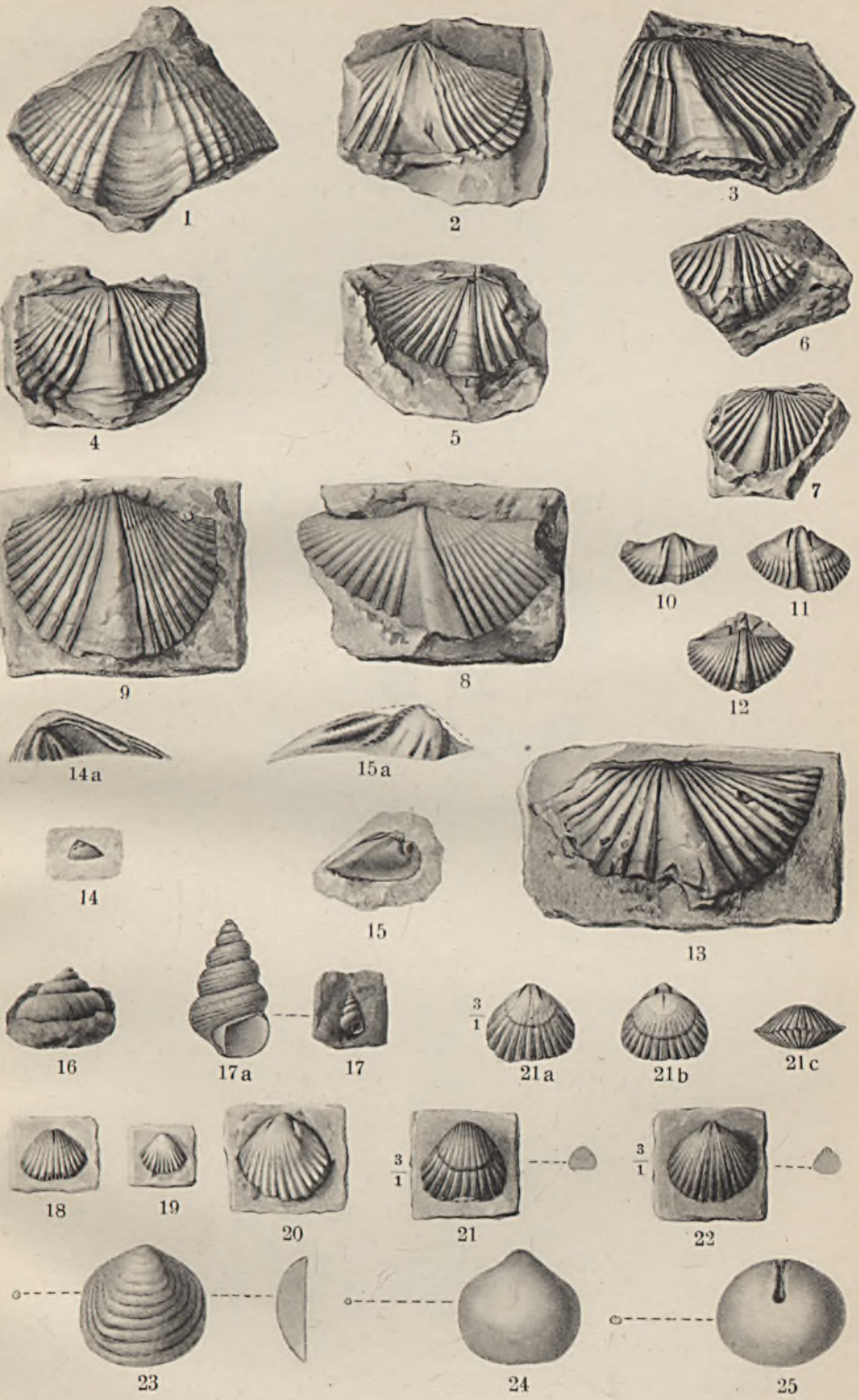
21. Abdruck der Ventralschale eines zweiklappigen Exemplares, vergr.
21a—c. Zugehöriger Steinkern, vergr. Bei 21a ist die Ventralseite, bei 21b die Brachialseite, bei 21c der Stirnrand nach vorn gekehrt. Oberster, auf der Westseite von Brautstein und Gelmkeberg entlang führender Weg. Rammelsberger Schichten. — Slg. Dahmer.

Fig. 22. *Trigeria* sp. . . . . S. 276

Steinkern einer Ventralklappe, vergr. Vom gleichen Fundort. — Slg. Dahmer.

Fig. 23—25. *Glassia* (?) *minuscula* n. sp. . . . . S. 287

23. Abdruck, stark vergr.
24. Steinkern einer Ventralklappe, stark vergr.
25. Steinkern einer Brachialklappe, stark vergr.
Giengelsberg. G. Sch.



G. Hoffmann, Többicke und G. Dahmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

BIBLIOTHEK

Tafel 16.

Fig. 1. *Ctenocrinus decadactylus* Goldf., var. *hercynica* Jaekel . . . . . S. 290

Kelch, Gipsausguß des Abdruckes.

Alter Windeweg am Rammelsberge. N. Sch. (?) Slg. Denckmann. Das zugehörige Gesteinsnegativ im Naturhistorischen Museum in Magdeburg.

Fig. 2, 3. *Acanthocrinus longispina* A. Roem. . . . . S. 291

2. Plastilinpositiv des Abdruckes eines Kelches mit dem oberen Teil der Säule.

Rammelsberg. Schichten mit *Spirifer speciosus*. Slg. Dahmer.

3. Stück der Säule, 2 mal vergr. a) unter dem Kelch, b) in einiger Entfernung vom Kelche.

Fig. 4—8. *Craspedocrinus Schmidti* n. gen. n. sp. . . S. 292

Plastilinpositive von Abdrücken der Kelchpartie, stark vergr.

Rammelsberg. N. Sch. ?

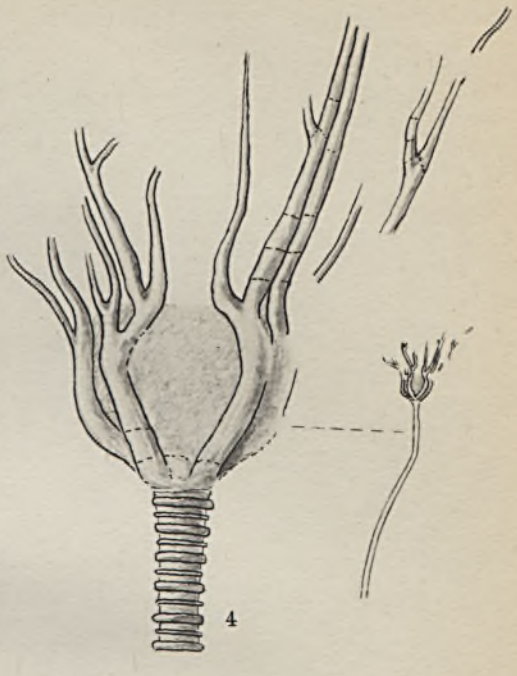
Slg. Dahmer.



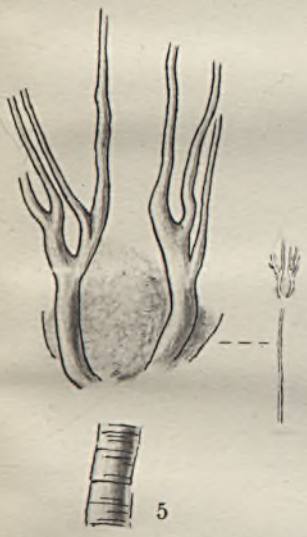
1



2



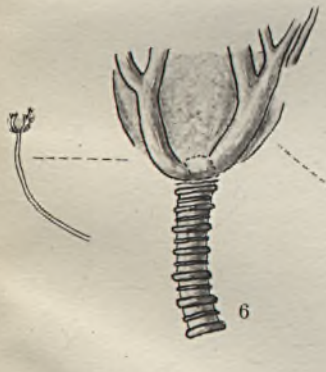
4



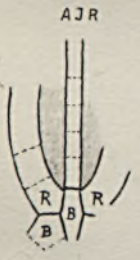
5



7



6





3a



3b

8

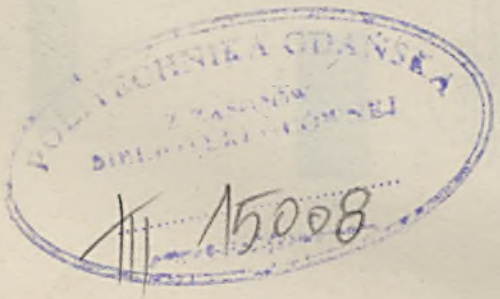
3–8 G. Dahmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

33


BIBLIOTHEK


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII


POLITECHNIKA GDAŃSKA
III 15008

Tafel 17.

Fig. 1—5. *Montanaria lata* n. sp. . . . . S. 258

1. Linke Klappe eines doppelklappigen, im Gestein festsitzenden Steinkerns.

1 a. Zugehöriger Abdruck, nach einem Gipsabguß. Slg. Spriestersbach (Remscheid).

2. u. 3. Steinkerne von rechten Klappen (mit Schloß). Slg. Dahmer.

4. Schloß der rechten Klappe.

5. Schloß der linken Klappe, beide nach Plastilinabdrücken gezeichnet, vergr.

Remscheider Schichten, Bahneinschnitt bei Marienheide (Blatt Gummersbach).



1a



2



4



5

1



3

1 Spriestersbach phot., 1a, 2, 3 Többicke gez., 4 u. 5 G. Dahmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W.

34

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
15008

Do 1588 cN
119
4°

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919.

Band XL, Teil I.
Heft 1.

BIBLIOTEKA
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15 008

Berlin.
Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt
Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.
1920.

Inhalt.

Seite

J. Ahlburg†: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. (Hierzu Tafel 1 und 2 Textfiguren) . . . . . 1— 82

E. Naumann und **A. Mestwerdt**: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. (Hierzu Tafel 2 und 2 Textfiguren) . . . . . 83—109

F. Bernauer: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen, (Hierzu Tafel 3 und 5 Textfiguren) . . . . . 110—199

Jahrbuch

der

Preußischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1919

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG BIBLIOTHEK

Band XL, Teil II

Heft 3.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Berlin

Im Vertrieb bei der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44

1922

Inhalt.

Amtlicher Teil.	Seite
Gottlieb Michael Berendt†	I—XVII
Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1919	XVIII—CXXIV
P. Krusch: Die Kriegsaufgaben der Geologischen Landesanstalt	CXXV—CLXIII
Bericht über die Tätigkeit der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1919	CLXIV—CLXXXIV
Arbeitsplan der Preußischen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1920	CLXXXV—CC
Personalbestand der Preußischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1919	CCI—CCXIII
Sach-Register	CCXIV—CCXXI
Orts-Register	CCXXI—CCXXII

VYSOKÁ ŠKOLA TECHNICKÁ V BRNĚ ZÁKLAD GEOLOGIE

Durch die Vertriebsstelle der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin N. 4, Invalidenstraße 44, zu beziehen:

Jahrbuch 1919, Bd. XL:

Teil I.

J. Ahlburg†: Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und Rheinischen Devons und ihre Beziehungen zum geologischen Bau im östlichen Rheinischen Gebirge. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 1—82 . . . . . Mk. 12,00

E. Naumann und **A. Mestwerdt**: Über Gebirgsbau im Lippischen Weserbergland. Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren. S. 83—109 . . Mk. 6,00

F. Bernauer: Die Phosphorite des Lias von Deutsch-Lothringen. Mit 1 Tafel und 5 Textfiguren. S. 110—199 . . . . . Mk. 12,00

O. Mügge: Zur Kenntnis der Petrographie des älteren Palaeozoicums zwischen Albungen und Witzenhausen, besonders des Variolits. S. 201—217 . . . . . Mk. 1,50

J. Stoller: Fossilführende Diluvialschichten bei Krölpa in Thüringen. Mit 7 Textfiguren. S. 218—267 . . . . . Mk. 4,50

R. Michael: Zur Kenntnis der Kreidescholle von Oppeln in Oberschlesien. Mit 1 Textfigur. S. 268—283 . . . . . Mk. 1,50

P. Ramdohr: Über die Blaue Kuppe bei Eschwege und benachbarte Basaltvorkommen. Mit 1 Tafel und 3 Textfiguren. S. 284—355 Mk. 9,00

R. Michael: Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin. S. 356—362 . . . . . Mk. 0,90

R. Kräusel: Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens. III. Über einige Originale Goeppert's und neuere Funde. Mit 11 Tafeln und 1 Textfigur. S. 363—433 . . . . . Mk. 24,00

O. Hörich: Über *Protasolanus*, eine neue Lepidophytengattung aus dem deutschen Culm und über die Gattung *Asolanus* Wood. Mit 2 Tafeln. S. 434—459 . . . . . Mk. 4,50

K. Schlossmacher: Keratophyre und ihre dynamometamorphen Äquivalente aus der Umgegend von Bad Homburg im Taunus. Mit 2 Textfiguren. S. 460—505 . . . . . Mk. 4,50

C. Gagel: Über Änderungen im Kalkgehalt des Oberen Geschiebemergels. S. 505—508 . . . . . Mk. 0,90

K. Olbricht: Einige Beobachtungen im Diluvium bei Görlitz. S. 509—512 Mk. 0,90

P. Köttgen: Über eine Methode zur Trennung dialytischer Pelite nach dem spezifischen Gewicht. S. 513—533 . . . . . Mk. 2,25

Teil II.

H. Schroeder: Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein. S. 1—45 . . . . . Mk. 4,50

O. Grupe: Zur Kenntnis des Oberen Lias und Unteren Doggers im Falkenhagener Liasgraben. S. 46—64 . . . . . Mk. 1,50

J. Böhm: Über *Inoceramus cardissoides* auct. S. 65—70 . . . . . Mk. 0,90

E. Böhne: Die Eisenerzlagerstätten der Klinger Spalte zwischen Trusegrund und Thüringer Tal am Südwestrand des Thüringerwaldes. Mit 3 Tafeln und 2 Textfiguren. S. 71—128 . . Mk. 9,00

J. Böhm: Zur systematischen Stellung der Gattung *Neithea* Drouet. Mit 2 Textfiguren. S. 129—147 . . . . . Mk. 2,25

F. Haas: Unioniden aus der Tegelenstufe des Brachter Waldes. Mit 1 Tafel. S. 148—155 . . . . . Mk. 1,50

J. Böhm: Über *Pecten septemplicatus* auct. Mit 1 Tafel. S. 156—160 Mk. 1,50

G. Dahmer: Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. II. Mit 12 Tafeln und 7 Textfiguren. S. 161—306 Mk. 30,00

K. Kolesch: Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins im Gebiete des Blattes Kahla (S.-A.). Mit 15 Textfiguren. S. 307—382 . . . . . Mk. 7,50

Buchdruckerei A. W. Schade, Berlin N., Schulzendorferstraße 26

9
140

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

14.2.1929.

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej