

Buch

Anleitung

den

Anstalt

Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
Geologischen
Landesanstalt.

XXXI
1910
Teil I



Do 15880 N₃

40



Jahrbuch

Königlich Preussischen
Geologischen Landesanstalt

Berlin

für das Jahr

1910.



1873

1873

1873

Jahrbuch

der

Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1910.

Band XXXI, Teil I.

**Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI**

Dział B Nr. 76

Dnia 18. X. 1946.

Berlin.

Im Vertrieb bei der Königl. Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1913.

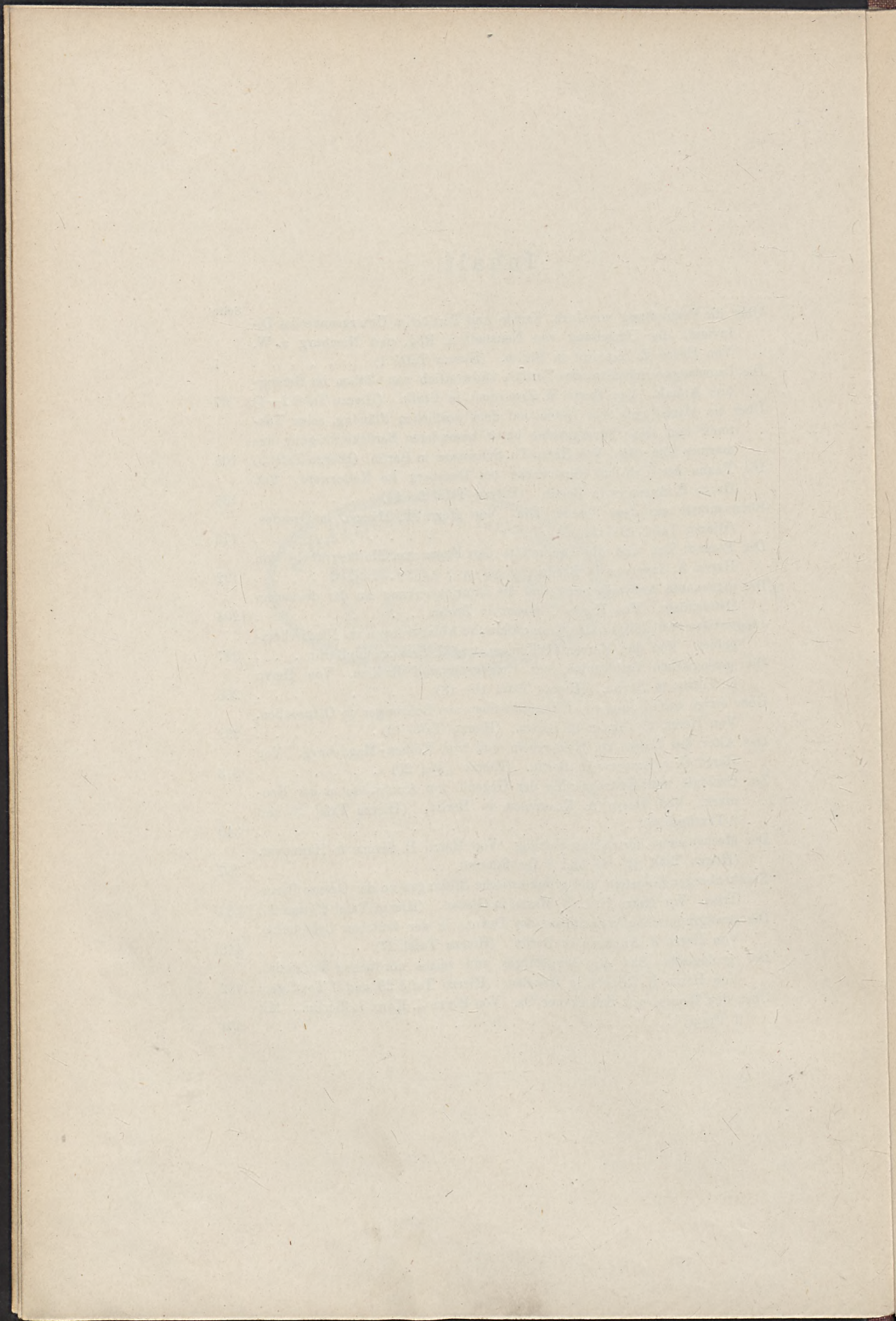
7





Inhalt.

	Seite
Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. Von Herrn E. HARBORT in Berlin. (Hierzu Tafel 1)	1
Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs südwestlich von Cöthen im Herzogtum Anhalt. Von Herrn H. ZIERVOGEL in Berlin. (Hierzu Tafel 2—4)	37
Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligocäns. Von Herrn TH. SCHMIERER in Berlin. (Hierzu Tafel 5)	105
Die Fauna der Erbsloch-Grauwacke bei Densberg im Kellerwald. Von Herrn P. ANSMANN in Berlin. (Hierzu Tafel 6—11)	136
Pflanzenreste aus dem Posener Ton. Von Herrn P. MENZEL in Dresden. (Hierzu Tafel 12—15)	173
Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. Von Herrn A. JENTZSCH in Berlin	192
✓ Die sogenannte Ancyclushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste. Von Herrn C. GAGEL in Berlin	203
Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet. Von den Herren G. FLIEGEL und J. STOLLER in Berlin	227
Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Von Herrn O. TIERZE in Berlin. (Hierzu Tafel 16—18)	258
Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreußen. Von Herrn F. TORNAU in Berlin. (Hierzu Tafel 19)	299
Das Alter des Lösses am Niederrhein und von Köthen-Magdeburg. Von Herrn O. v. LINSTOW in Berlin. (Hierzu Tafel 20)	313
Zur Geologie und Hydrographie der Gegend von Arnswalde in der Neumark. Von Herrn A. KLAUTZSCH in Berlin. (Hierzu Tafel 21 und 2 Textfiguren)	340
Der Mechanismus der Osning-Faltung. Von Herrn H. STILLE in Hannover. (Hierzu Tafel 22—24 und 6 Textfiguren)	357
Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias. Von Herrn H. L. F. MEYER in Gießen. (Hierzu Tafel 25 und 26)	383
Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde. Von Herrn J. AULBURG in Berlin. (Hierzu Tafel 27)	448
Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Von Herrn E. RIMANN in Dresden. (Hierzu Tafel 28 und 1 Textfigur)	482
Über den Wongrowitz-Schockener Os. Von Herrn J. KORN in Berlin. (Mit 1 Figur)	534





Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W.

Von Herrn **E. Harbort** in Berlin.

Hierzu Tafel I.

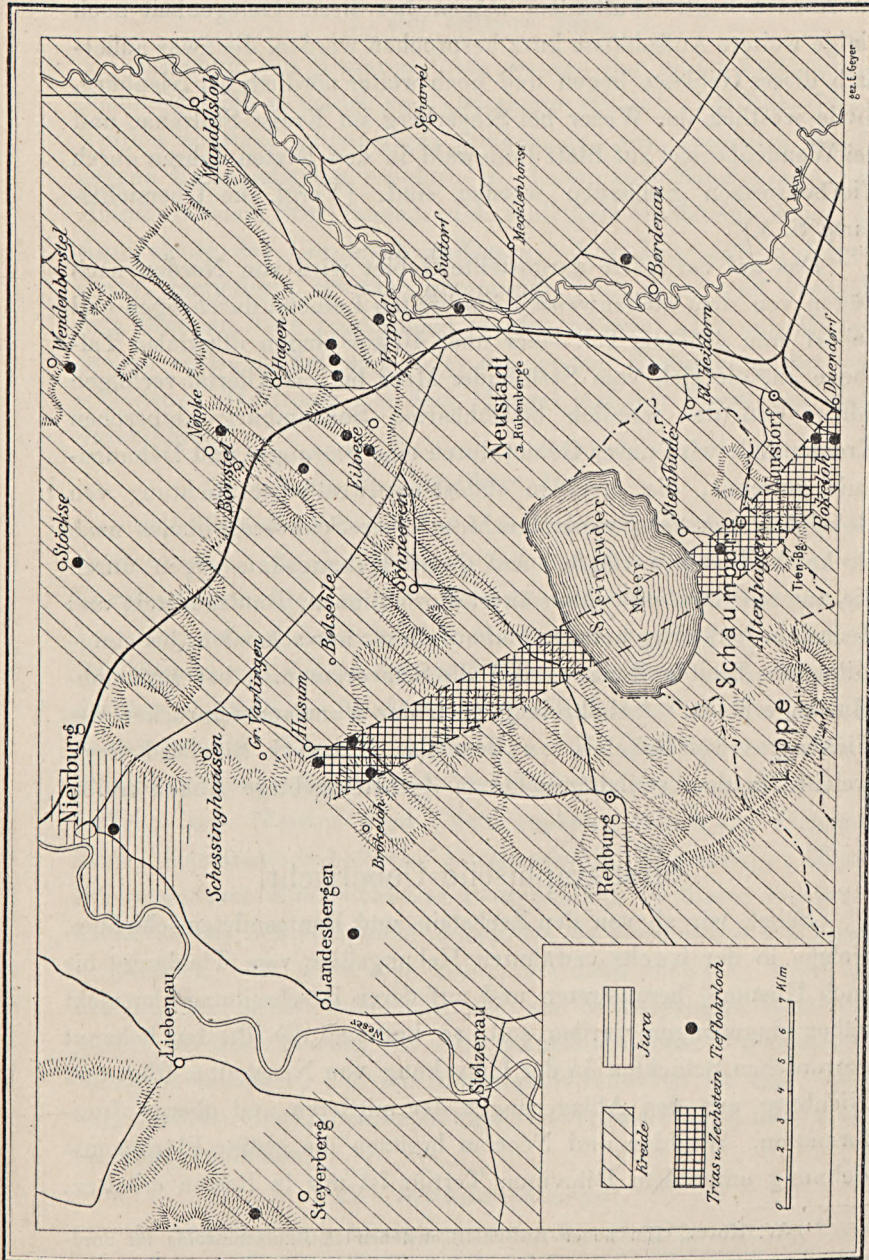
Im Mai 1908 war ich von der Königlichen Geologischen Landesanstalt beauftragt, für die Landwirtschaftliche Winterschule zu Neustadt a. Rbg. eine geologisch-agronomische Karte der näheren Umgebung von Neustadt a. Rbg. anzufertigen, welche der Schule als Lehrmittel dienen sollte. Bei dieser Gelegenheit nahm ich Veranlassung, die Wealdenformation bei Neustadt näher kennen zu lernen. Diese ist ja bekannt wegen der vorzüglich erhaltenen Versteinerungen, die früher dort vorgekommen sind. Gleichzeitig wurden mir mehrere neue Aufschlüsse in der marinen Unteren Kreide, sowie im Oberen Jura bekannt. Die alten klassischen Fundstätten in der Unteren Kreide von Neustadt, über die in der Literatur nur wenige, zertreute Angaben gemacht sind, liegen heute zum größten Teil verschüttet. Indes wurden in den letzten Jahren in der Umgegend von Neustadt und Nienburg eine Anzahl von Tiefbohrungen teils auf Kalisalze, teils auf Steinkohlen niedergebracht, mit deren Untersuchung ich von der Direktion der Königl. Geol. Landesanstalt gleichfalls beauftragt wurde. Diese Bohrungen lieferten verschiedene Profile durch die Wealdenformation und haben z. T. auch ältere Schichten, Jura und Zechstein, erbohrt. Leider sind die meisten dieser Bohrungen mit dem Meißel- und Schnellschlagbohrverfahren ausgeführt, und es lagen

daher in der Regel nur Schmandproben vor. Einige Tiefbohrungen wurden indes zeitweise mit der Diamantkrone niedergebracht. Die Beobachtungen sind daher vielfach recht lückenhaft. Deshalb geben auch die im Folgenden mitgeteilten Mächtigkeitsbestimmungen in allen nicht mit der Krone gebohrten Profilen nur ungefähre Schätzwerte, die vielfach auf petrographische Unterschiede begründet werden mußten, da bestimmbare Fossilien bei dem stoßenden Bohrverfahren nur selten gefördert werden.

Nach den zurzeit vorhandenen Tagesaufschlüssen und diesen Tiefbohrprofilen ist es nunmehr möglich, wenigstens ein einigermaßen übersichtliches Bild über die stratigraphische Ausbildung der Wealdenformation bei Neustadt a. Rbg. zu geben und über die Verbreitung und Ausbildung der Tertiär-, Neocom- und Juraschichten einige wichtige Beobachtungen mitzuteilen.

Gleichzeitig aber sollen auch die wissenschaftlichen Ergebnisse kurz wiedergegeben werden, welche sich aus der geologisch-agronomischen Kartierung für die Stratigraphie und Gliederung des Diluviums bei Neustadt ergeben haben. Naturgemäß besitzen diese Beobachtungen bezüglich des Diluviums nur lokale Bedeutung, da es sich um ein verhältnismäßig kleines Gebiet handelt, welches aufgenommen wurde. Die Fragen nach der Altersstellung des Diluviums und manche anderen von regionaler Bedeutung werden erst dann sicher zu beantworten sein, wenn größere Gebiete der geologischen Spezialkarte dieser Gegend vorliegen und die Kartierung vom Norden der Lüneburger Heide bis hierher vorgerückt sein wird. Dank dem Entgegenkommen der Direktion der Geologischen Landesanstalt war es mir möglich, die für die Zwecke der Landwirtschaftsschule mit besonderen Erläuterungen herausgegebene geologische Karte auch dieser Arbeit zur allgemeinen Orientierung beizufügen. Insbesondere sind aus ihr die Lage der heutigen Aufschlüsse der Wealdenformation, sowie die Ansatzpunkte der Tiefbohrungen zu erkennen.

In den Bereich unserer Betrachtung soll das Gebiet herangezogen werden, welches zwischen dem Steinhuder Meer im Südwesten, Bordenau im Südosten, Mecklenhorst im Osten und Nöpke



Skizze der Verbreitung von Kreide, Jura, Trias und Zechstein im Untergrunde des Diluviums zwischen Wunstorf und Nienburg a. W.

im Norden liegt. Außerdem mögen bei dieser Gelegenheit noch einige weitere Aufschlüsse kurz besprochen werden, die zwar außerhalb dieses Gebietes liegen und noch weiter nördlich bei Nienburg, sowie westlich der Weser bei Steyerberg im Kreise Stolzenau und bei Wendenborstel auf Blatt Rodewald in den letzten Jahren durch Tiefbohrungen geschaffen worden sind. (Vergl. die Übersichtskarte S. 3.)

Das auf der Karte dargestellte Gebiet wird von Norden nach Süden von dem stellenweise 1 km breiten Leinetal durchzogen und gehört zum größten Teil einer über 40 km langen diluvialen Talebene an, die sich vom Steinhuder Meer bis ins Allertal verfolgen läßt. Von der westlich benachbarten Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde wird unser Gebiet durch eine Störungs- und Hebungslinie getrennt, die etwa in südost-nordwestlicher Richtung von Bokeloh durch das Steinhuder Meer über Schneeren hinaus nach Brokeloh-Husum verläuft. Auf dieser Hebungslinie ragen durch die unteren Kreideschichten ältere Formationen, Buntsandstein und Zechstein horstartig heraus, und auf dieser nur schmalen, bis einige Kilometer breiten Zone wurden die Salzvorkommen bei Brokeloh-Husum erbohrt. Auf ihr liegt auch der Buntsandsteinrücken des Tienberges bei Bokeloh, an dem das Kaliwerk Siegfried liegt, welches in dem steilauferichteten Zechsteingebirge Abbau treibt.

Stratigraphische Uebersicht.

Sehen wir ab von den Zechstein- und Buntsandsteinschichten, welche in der bereits erwähnten Hebungslinie vom Tienberge bis nach Husum¹⁾ heraustreten und auf deren Beschreibung hier nicht näher eingegangen werden soll, so bestehen die ältesten bekannt gewordenen Schichten in der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg aus den Ablagerungen der mittleren und oberen Juraformation. Wealden und Neocom besitzen die größte Flächenausdehnung unter dem Diluvium, Tertiär ist nur in Resten erhalten.

¹⁾ W. HOYER, Ein neuer Aufschluß anstehenden Buntsandsteins im norddeutschen Flachlande. Dieses Jahrb. f. 1903, Bd. XXIV, S. 231—233.

1. Der Mittlere Jura.

Schichten des Mittleren Juras wurden nur in der Tiefbohrung Nienburg I 325 m östlich vom Osterberge erbohrt. Bei 700—730 m wurden schwach glimmerige, feinkörnige, von Tongallen durchzogene Kalksandsteine erbohrt, in denen sich Schalenreste von *Avicula echinata* Sow. fanden. Ich muß diese Sandsteine daher als Äquivalente des Cornbrash auffassen. Von 730—809 m folgten graue, mergelige, schwach glimmerige Tone, die wohl ebenfalls dem Braunen Jura zugerechnet werden müssen. Da nur Meißelproben vorlagen, ließ sich indes die genaue Bestimmung der verschiedenen Horizonte bei dem Mangel jeglicher Fossilreste nicht durchführen.

2. Der Obere Jura.

Schichten des Oberen Juras wurden in mehreren Bohrungen nachgewiesen. In der Bohrung Nienburg I legen sich auf die Cornbrash-Schichten in der Tiefe von 585—700 m, also normale Lagerung vorausgesetzt, in einer Mächtigkeit von 115 m, zu unterst Schiefertone mit Sandsteinen und Kalksandsteinen wechsellagernd, darüber oberhalb der Teufe von 638 m Kalksteine mit Tonschiefer-Einlagerungen. Diese Schichtenfolge wird überlagert von Gips führenden Letten der Münder-Mergelzone. Ob die ganze Schichtenfolge des Weißen Jura (Macrocephalen-Schichten, Ornaten-Tone, Heersumer-Schichten, Korallenoolith, Kimmeridge, Gigas-Schichten und Eimbeckhäuser Plattenkalke), in diesen Gesteinen enthalten ist, ließ sich nicht feststellen, da Kernproben mit Fossilien fehlen. Es wäre dies indes nur dann möglich, wenn die Mächtigkeit dieser Schichten, die am Wesergebirge bedeutend größer ist, nach Norden hin sehr schnell abnimmt. Wahrscheinlicher ist es daher, daß die Mächtigkeit reduziert ist und einige oder mehrere dieser Stufen infolge von Verwerfungen oder Überschiebungen fehlen.

Die Münder-Mergel.

In der Bohrung Nienburg I wurden in 220—585 m Teufe Schiefertone und blaue Mergelschiefer in Wechsellagerung mit ziegel-

roten Letten erbohrt. Zwischengelagert fanden sich sowohl in der hangenden als in der liegenden Stufe dieser Schichten Lagen und Bänke von Gips. Obwohl auch hier Kernproben nicht vorlagen, muß ich aus dem petrographischen Charakter dieser Gesteine und der Auflagerung von Schichten des obersten Jura schließen, daß es sich um Äquivalente der Münder-Mergel handelt. In den Bohrungen Eilvese III, IV und V wurden unter einer dünnen, 15—26 m mächtigen Diluvialdecke grünlich-graue Schiefer-Mergel und Tone erbohrt, in denen ebenfalls dünnere Gipsschichten sowie auch kompaktere, mehrere Meter mächtige Bänke von Gips eingelagert waren. In der Bohrung Eilvese III traf man unter diesen Schichten rotbraune Letten an, aus denen mir verschiedene Kernstücke durch Herrn Bergrat FUCHS zur Untersuchung vorgelegt wurden. Diese bestanden vorwiegend aus grügeflechten, fleisch- bis ziegelroten Letten und zeigten nahezu horizontale Schichtung. Andere Kernstücke aus höheren Teufen bestanden aus blaugrauen Schiefertönen mit eingelagerten Gipsschichten. Auf den Schichtflächen fanden sich deutliche, teilweise mit der Schale erhaltene Reste von *Cyclas Brogniarti* DKR., ferner zahlreiche Schalen von *Cypridea* sp. Herr Professor ZIMMERMANN fand in einem, aus dem roten Gestein bestehenden Kernstückchen auch einen der Schale von *Estheria* ähnlichen undeutlichen Abdruck, den ich indes nicht zur Gattung *Estheria* rechnen möchte, weil die für die Phyllopoden-Schale charakteristische Gitterstruktur nicht zu erkennen ist. Vielleicht handelt es sich um einen Abdruck von *Pisidium* ? cf. *exaratum* DKR.

Die Hoffnungen der Gewerkschaft Sachsenburg, das Kalisalz führende Zechsteingebirge erbohrt zu haben, erwiesen sich durch diese Funde als trügerische; denn aus den Lagerungsverhältnissen und der Fossilführung geht zur Genüge hervor, daß es sich bei diesem Gipsvorkommen, welches in den 3 Bohrungen Eilvese III, IV und V durchsunken war, nur um Ablagerungen der Münder-Mergelzone handeln kann. Daß aber Gips, Anhydrit und unter Umständen auch Steinsalz in relativ geringer

Mächtigkeit in den Münder-Mergeln auftreten, ist ja seit langem bekannt¹⁾).

Leider konnte ich von diesen 3 wichtigen Bohrprofilen nur das Profil der Bohrung Sachsenburg V an Ort und Stelle aufnehmen, welches auf Seite 30 mitgeteilt ist.

Die Bohrung Eilvese IV traf in 100—104 m Teufe nach einer Zusammenstellung von Herrn Professor E. ZIMMERMANN ebenfalls Gips führende Schiefertone an, die der Münder-Mergelzone zuzurechnen sind.

Auch die Bohrung Eilvese III durchteufte von 109—192,93 m blaugrüne Schiefertone, die mit zum Teil mehrere Meter dicken Gipsbänken wechsellagerten. Hierunter folgen bis 232 m die rotbraunen, grüngefleckten Letten, aus denen die Fauna der Münder-Mergel stammt, von der oben die Rede war.

In der Bohrung Nöpke standen bis 569 m sicher die Wealdenschichten an. Die Bohrung soll bei 749 m eingestellt worden sein, sie befand sich damals nach einer mir vorgelegten Probe, die etwa aus dieser Teufe stammen dürfte, ebenfalls in roten, grüngefleckten Letten, die im übrigen petrographisch den Gipskeuperletten sehr ähnlich sind. Leider waren mir die Proben aus den Teufen von 569—749 m zur Untersuchung nicht zugänglich. Nach den Gewerkschaftsberichten enthielten indes auch hier die roten Letten Gipseinlagerungen. Da das Vorkommen von Mittlerem Keuper als Liegendes der Wealdenformation in dieser Gegend schwer zu erklären sein würde, weil ja bekanntlich der Wealden am Nordfuß des Wesergebirges sich überall konkordant auf die oberen Jurabildungen auflegt, so muß ich annehmen, daß auch hier die Gips führenden Schichten aus 569—749 m wenigstens in ihrem unteren Teile von etwa 600 m abwärts der Münder-Mergelzone angehören. Aus den von mir untersuchten Kernproben der höheren Schichtenfolgen ging aber hervor, daß die Schichten in

¹⁾ E. HARBORT, Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels; v. KOENEN-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 495—497. Hier findet sich ein ausführliches Literaturverzeichnis über das Vorkommen von Gips und Salz in den Münder-Mergeln.

dieser Bohrung nahezu horizontal gelagert sind. Es würde somit eine recht bedeutende Schichtenmächtigkeit von ca. 150 m vorliegen, eine Mächtigkeit, mit der auch die in Bohrung Eilvese III durchteufte übereinstimmt.

Vorausgesetzt, daß in der Bohrung Nienburg I¹⁾ die Schichten flach gelagert sind, müssen wir annehmen, daß die Münder-Mergelzone sogar noch mächtiger ist, da sie hier in einer scheinbaren Mächtigkeit von 365 m erbohrt wurde. Immerhin wäre selbst eine solche Mächtigkeit nicht weiter auffällig, da auch aus anderen Gegenden Norddeutschlands bis 300 m mächtige Ablagerungen der Münder-Mergelzone bekannt geworden sind.

Der Münder-Mergelgips scheint auch in der Tiefbohrung V der Gewerkschaft Neu Wunstorf bei Wunstorf erbohrt zu sein, da das technische Schichtenverzeichnis aus 116—250 m »Buntsandstein mit Gips«, darunter aber bis 495 m »Schiefer-ton mit Schwefelkies und Muscheln« verzeichnet.

Der Serpulit.

Über den Gips führenden Münder-Mergelablagerungen wurden in der Bohrung Eilvese III und IV blaue Schiefertone beobachtet, in denen sich ein bis mehrere Dezimeter mächtige Kalksteinbänke in unregelmäßigen Abständen eingelagert fanden. Aus diesen Kalkbänken liegen einige Kernproben vor. Sie bestehen aus einem organogenen, vorwiegend aus Cyrenenschalen zusammengesetzten Kalk, der außerdem zahlreiche Röhren von *Serpula coacervata* BLUMB. enthält. Dieses Fossil beweist, daß wir zwischen der Münder-Mergelzone und den hangenden Wealdenschichten noch eine Schichtenfolge, deren Mächtigkeit nur auf wenige Meter zu schätzen ist, zu unterscheiden haben, die als Äquivalente des am Deister und am Wesergebirge in größerer Mächtigkeit ausgebildeten Serpulits angesprochen werden müssen. Von sonstigen Fossilien fanden sich in dem Kern noch:

Cyclas cf. *Brongniarti* DKR.,

Cypridea bimammata HARB.,

Cypridea valdensis SOW.,

Littorinella? sp.

¹⁾ Vergl. das Profil S. 26—27.

3. Die Kreide.

Den bei weitem größten Flächenraum des vordiluvialen Untergrundes nehmen in unserem Gebiet die Ablagerungen der Wealden- und Neocomformation ein.

Die Wealdenformation.

In der unmittelbaren Umgebung von Neustadt a. Rbg. finden sich im Wealden z. Z. nur noch wenige Aufschlüsse. Die früher vorhandenen, heute verfallenen Profile am Hüttenplatze, westlich Neustadt, bei Suttorf und in der Mergelgrube an der Eisenbahnstation Hagen wurden s. Z. eingehend von STRUCKMANN¹⁾ beschrieben. Sie zeichneten sich »durch einen großen Reichtum wohlhalterer und teilweise an anderen Orten sehr selten auftretender Versteinerungen aus.« Von den derzeitigen, in der Umgebung von Neustadt noch vorhandenen Tagesaufschlüssen seien die folgenden, auch auf der Karte zur Darstellung gebrachten, erwähnt.

Die oberen Schichten des Wealden sind z. Z. unmittelbar an dem Leinefall oberhalb der Leinebrücke bei Neustadt aufgeschlossen. Hier stehen dünnplattige, vielfach stark kieselige, meistens aber kalkhaltige Sandsteine an, die auch quer durch das Flußbett der Leine hindurchstreichen. Infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit haben sie Veranlassung zur Bildung der Stromschnellen gegeben, da sich der Fluß unterhalb dieses Sandsteinhorizontes in den weicheren Schichten der Wealdentone tiefer einschneiden konnte. Nach STRUCKMANN's Beobachtungen streichen die Schichten von SO. nach NW.

Das Profil der Wealdenschichten am Ufer der Leine wurde s. Z. bei niedrigem Wasserstande von STRUCKMANN²⁾ genau aufgenommen. STRUCKMANN führt aus diesen Schichten zahlreiche wohlhaltene Versteinerungen an. Er beschreibt aus dem Liegenden der Tone mit *Exogyra aquila* GOLDF. (= *E. Couloni* DEFR.) folgendes Profil:

¹⁾ STRUCKMANN, Wealdenbildungen der Umgebung von Hannover. Hannover 1880, S. 20 ff.

²⁾ STRUCKMANN, a. a. O. S. 40—42.

1. 15—20 m Schiefertone
2. 13—15 » Sandig-kalkige, z. T. quarzfelsähnliche, feste Schichten.
3. 18—20 » Schiefertone mit kalkigen Zwischenlagen.

Außer den von STRUCKMANN bereits aus diesem Aufschluß angeführten Fossilien, gelang es mir noch folgende Formen nachzuweisen:

Cyrena obtusa ROEM.,
» *elliptica* DKR.,
» *sublaevis* ROEM.

Die Sandsteine, welche gelegentlich Platten bis zu 10 cm Dicke liefern, sind früher vielfach zu Bau- und Trottoirsteinen bei Neustadt gebrochen worden, woran mehrere alte, verschüttete Steinbrüche in dem Gartengelände südlich vom Schützenhause bei Neustadt erinnern. In verlassenen, heute mit Wasser erfüllten Gruben in der Suttorfer Feldmark wurden früher ebenfalls Sandsteinplatten gebrochen, die jedoch einem tieferen Horizont, der Sandsteinzone des mittleren Wealden, angehören dürften. Der beste Aufschluß in den Wealdenschiefertönen des Liegenden der oberen Sandsteinzone ist heute der Feldgraben, der bei der ehemaligen städtischen Ziegelei nördlich vom Schützenhause bei Neustadt in das Leinetal mündet. Hier bietet sich ebenfalls Gelegenheit, gut erhaltene Fossilien zu sammeln. Besonders in den hier anstehenden dünnen Kalkplatten, welche in unregelmäßigen Abständen den Schiefertönen eingelagert sind, finden sich zahlreiche bestimmbar Fossilien. Ich sammelte hier unter anderen zahlreichen Arten auch die seltener vorkommende *Melania (Chilina?) harpaeformis* DKR. Im übrigen fanden sich zahlreich:

Cyrena ovalis DKR.
» *dorsata* DKR.
» *cf. subcordata* DKR.
» *elliptica* DKR.
» *obtusa* A. ROEM.
Melania strombiformis SCHLOTH.
Cypridea valdensis SOW.
» *laevigata* DKR.

In früheren Zeiten sind beim Abtragen der alten Festungswälle sowie in Aufschlüssen am ehemaligen Hüttenplatze und am Schützenplatze dünne Platten gefunden worden, die ganz bedeckt waren mit *Melania strombiformis* SCHLOTH., ausgezeichnet mit der Schale erhalten. Diese gehören heute zu den Schaustücken vieler deutschen Museen.

In dem bereits von STRUCKMANN erwähnten Aufschluß, der Mergelgrube am Bahnhof Hagen, sammelte ich folgende Fauna:

Paludina (Vivipara) fluviorum SOW.

Cyrena venulina DKR.

» *orbicularis* ROEM.

» *ovalis* DKR.

» *subcordata* DKR.

Ein weiterer Aufschluß ist heute noch in einem alten Steinbruch etwa 900 m südöstlich von Suttorf vorhanden, in dem Kalkplatten mit *Cyrena ovalis* DKR. und *C. dorsata* DKR. gefunden wurden. Pflanzenreste aus der Wealdenformation zu sammeln, bietet sich Gelegenheit auf den Halden der ehemaligen Gruben Friederike und Minna bei Neustadt. Von häufigeren Arten seien genannt:

Dictyophyllum Roemeri SCHENK

Matonidium Goepperti SCHENK¹⁾

cf. *Thaütes Kurrianus* DKR.

Erwähnenswert ist, daß sich auf der Halde des ehemaligen Schachtes Minna etwa 10 cm dicke Sandsteinschichten fanden, die durchsetzt waren von senkrecht zur Schichtfläche, also aufrecht stehenden Pflanzenresten. Diese Zeugen eines alten Röhrichtbodens weisen darauf hin, daß die geringmächtigen Steinkohlenflöze, die in der Wealdenformation bei Neustadt auftreten, autochtoner Entstehung sein dürften.

Die Tiefbohrung Bordenau, welche von der Internationalen Bohrgesellschaft ausgeführt wurde, hat ein ausgezeichnetes Profil durch die Wealdenformation in dieser Gegend geliefert. Die

¹⁾ Nach frdl. Bestimmung von Herrn Dr. GOTHAN, Berlin.

Bohrung liegt 400 m nordöstlich von Bordenau unmittelbar an der Landstraße nach dem Dammkrüge. Hier wurde die Wealdenformation erst in der beträchtlichen Teufe von 405 m angetroffen und bei 667,5 m noch nicht durchteuft. Da die Schichten annähernd horizontal gelagert waren, so besitzt die Wealdenformation hier eine Mächtigkeit von mehr als 260 m. Von 405—500 m wurden Wealdenschiefer mit Cyrenenkalkbänken erbohrt. Darunter folgten von 500—543 m Schiefertone mit dünnen Sandsteinlagen. Bei 543—547 m stellte sich eine 4 m mächtige Sandsteinfolge ein, und nachdem abermals von 547—554,5 m Schiefertone erbohrt waren, folgte nochmals eine 4,4 m mächtige Sandsteinschicht. Von 558,9—580 m wurden wiederum Schiefertone und Mergelschiefer erbohrt. Hierauf folgten von 580—585 m nochmals 5 m Sandsteine mit Kohlenschmitzen. Von 585—667,5 m wurden wieder Schiefertone mit eingelagerten Cyrenenkalkbänken und Toneisensteinschichten durchteuft, die eine sehr reiche Fauna von typischen Wealdenversteinerungen führten, u. a. Reste von:

Paludina (Vivipara?) fluviatorum Sow.

» *Roemeri* DKR.

Mytilus membranaceus DKR.

Cypridea oblonga ROEM.

» *valdensis* Sow.

Zähne und Schuppen von *Lepidotus*.

Aus diesem Profil geht hervor, daß wir nach Analogie der Gliederung der Wealdenformation an den Bückebergen und am Deister auch hier drei Stufen unterscheiden können: eine obere, vorwiegend aus Wealdenschiefern und Cyrenenkalkbänken bestehend, eine mittlere, welche Sandsteinbänke eingelagert enthält, und eine untere, wiederum vorwiegend aus Wealdenschiefern mit eingelagerten Kalkplatten zusammengesetzte.

Im Gegensatz zu der Ausbildung der Wealdenformation an den Bückebergen, den benachbarten Rehbürger Bergen und am Deister besteht indes der mittlere Teil des Wealden hier nicht aus einer einheitlichen, mächtigen Schichtenfolge von Sandsteinen (am Deister bekanntlich über 150 m), sondern es sind hier dieser Stufe nur einzelne, wenig mächtige Sandsteinschichten eingelagert.

Indes kommen auch, wie der Aufschluß am Leinefall zeigte, in den obersten Schichten des Wealden etwa 15—20 m unterhalb der Grenze gegen das Neocom die oben beschriebenen dünnplattigen Sandsteine vor, wie sie in der oberen Abteilung des Wealden am Deister, den Bückebergen und den anderen Wealdengebieten Norddeutschlands mir sonst nicht bekannt geworden sind.

In der Sandstein-führenden mittleren Abteilung des Wealden finden sich mehrere, nur 5—20 cm mächtige Steinkohlenschichten, die in der Mitte des vorigen Jahrhunderts z. T. Gegenstand des bergmännischen Abbaus waren. Aus den Akten des Magistrats der Stadt Neustadt a. Rbg. sowie aus den Akten des ehemaligen hannoverschen und späteren Königlich Preußischen Bergamtes Hannover geht hervor, daß dieser Bergbau niemals von irgend welcher Bedeutung gewesen ist. Schon im Jahre 1855 wurde die Mutung auf Steinkohlen in der Gegend von Neustadt beantragt, die dann später, im Jahre 1860, dem Hüttendirektor NEHSE zu Neustadt erteilt wurde. Nachdem verschiedene Bohrungen das Vorhandensein von drei unbedeutenden Kohlenflözen festgestellt hatten, wurden zunächst die oberen beiden Flöze durch die Schächte der Grube Friederike, der Gruben Anna und Minna zum Abbau vorgerichtet. Indes zeigte sich sehr bald, daß einerseits wegen der geringen Mächtigkeit und der schlechten Beschaffenheit der Steinkohlen, andererseits wegen der Schwierigkeit der Wasserhaltung infolge des starkklüftigen, aus durchlässigen Sandsteinen bestehenden Deckgebirges der Abbau nicht lohnte. Der Schacht Friederike, der tiefste, war 20 m tief und hatte auf seiner Sohle ein etwa 15 Zoll mächtiges Flöz angetroffen. Es wurde vom Schacht aus eine etwa 80 m lange Strecke nach Nordosten im Streichen der Schichten aufgefahren und von dieser aus wurden drei 40—50 m lange Strecken querschlägig zum Abbau der Kohlen vorgerichtet. Bereits im Jahre 1872 kam der Bergbau angeblich wegen schlechter Wasserverhältnisse zum Erliegen. Indes hat die Grube Friederike niemals mehr als 20 Mann Belegschaft besessen und selbst in den Berichten des Bergwerksunternehmers an das Bergamt wird zugegeben, daß die gesamte Förderung an

Kohlen von den Maschinen des Bergwerks verbraucht worden ist. Auch die beiden anderen Schächte haben keine besseren Resultate geliefert. Von dem nur 4,2 m tiefen Schacht Minna aus wurde eine etwa 50 m lange Strecke aufgefahren, querschlägig dem Fallen des Flözes folgend. Auch dieses nur 2 dm mächtige Flöz lohnte den Abbau nicht. Aus dem alten Grubenriß geht hervor, daß die Schichten ein nahezu ostwestliches Streichen besitzen und hier mit 4—7 Grad nach Süden einfallen.

Die Schichten der Wealdenformation sind in den letzten Jahren ferner noch durch eine ganze Anzahl von Tiefbohrungen aufgeschlossen worden, die teils auf Kalisalze, teils zur Erschürfung der Steinkohlenflöze niedergebracht wurden. Die Bohrungen Eilvese I und II, Empede I und II, sowie die Bohrung Nöpke der Gewerkschaft Kortumshall haben ebenfalls bewiesen, daß abbauwürdige Steinkohlenflöze in der Wealdenformation der Umgebung von Neustadt a. Rbg. nicht vorhanden sind. Die Bohrung Nöpke hat zwar in einer Teufe von 423,2—424 m angeblich 60 cm brauchbare Kohle erbohrt. Indes ist die Beschaffenheit der Kohle durchschnittlich nicht derart, daß bei der verhältnismäßig bedeutenden Tiefenlage an den Abbau gedacht werden kann.

Besonderes Interesse besitzt indes das Profil der Bohrung Nöpke, weil hier aus den Teufen von 251—313 m Kernproben mit z. T. gut erhaltenen Fossilresten vorlagen. Die Schichten sind horizontal gelagert und führen eine reiche auf Seite 28—29 angegebene Fauna.

Mächtigere, feste Sandsteinbänke scheinen nach den mir vorliegenden Proben und auch nach dem Schichtenverzeichnis der Gewerkschaft hier im Wealden nicht mehr erbohrt zu sein. Eine einzige Kernprobe aus 550 m besteht aus einem feinsandigen, mürben, blättrig-schülfrigen Sandstein. Der Sandsteinhorizont scheint sich vielmehr nach Norden bald auszukeilen, ähnlich wie dies bei Bückeberg¹⁾ von Osten nach Westen und auch auf dem

¹⁾ GRABBE, Schaumburg-Lippesche Wealdenmulde Göttingen, Dissert. 1883, S. 18.

Nordflügel¹⁾ der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde der Fall ist. Es läßt sich also die von DUNKER s. Z. vorgeschlagene Gliederung des Wealden in drei Abteilungen auch bei Neustadt nur lokal durchführen.

Es möge der Vollständigkeit halber hier ein Verzeichnis der bis jetzt aus dem Wealden von Neustadt a. Rbg. bekannt gewordenen Versteinerungen folgen, das nach den Angaben von ROEMER, DUNKER, STRUCKMANN²⁾ und nach meinen eigenen Aufsammlungen zusammengestellt wurde³⁾:

1. *Hybodus dubius* AG.
2. » *polyprion* AG.
3. *Gyrodon Schusteri* A. ROEM.
4. *Sphaerodus semiglobosus* DKR.
5. *Coelodus (Pycnodus) Mantelli* AG.
6. *Lepidotus Mantelli* AG.
7. » *cf. Fittoni* AG.
8. *Cypridea valdensis* SOW.
9. » *oblonga* ROEM.
10. » *laevigata* ROEM.
11. » *bimammata* HARB.
12. *Paludina Roemeri* DKR.
13. » *fluviorum* SOW.
14. » n. sp.

¹⁾ E. HARBORT, Schaumburg-Lippesche Kreidemulde, N. Jb. für Min., Geol. und Pal. 1903, S. 61.

²⁾ A. ROEMER, Versteinerungen des norddeutschen Oolithengebirges. Hannover 1836.

DUNKER, Monographie der norddeutschen Wealdenbildungen. Braunschweig 1846.

DUNKER u. KOCH, Beiträge zur Kenntnis des norddeutschen Oolithengebirges. Braunschweig 1837.

STRUCKMANN, l. c.

³⁾ Es muß jedoch ausdrücklich bemerkt werden, daß die Bestimmungen, insbesondere die der zahlreichen Cyrenenarten, zum Teil recht unsicher bleiben, da einerseits die Abbildungen der älteren Autoren völlig ungenügend sind und andererseits zahlreiche Übergangsformen zwischen den früher unterschiedenen Arten, die zum großen Teil wohl nur als Varietäten zu betrachten sind, vorkommen. Eine Neubearbeitung der Molluskenfauna des norddeutschen Wealden wäre daher sehr wünschenswert.

15. *Melania strombiformis* SCHLOTH.
16. » *harpaeformis* KOCH. und DKR.
17. » *attenuata* SOW.
18. *Corbula alata* SOW.
19. » *sublaevis* A. ROEM.
20. *Pisidium* cf. *exaratum* DKR.
21. » *pygmaeum* DKR. und KOCH.
22. » *Pfeifferi* DKR. und KOCH.
23. *Cyrena ovalis* DKR.
24. » *elliptica* DKR.
25. » *obtusa* DKR.
26. » *Heysii* DKR.
27. » *Murchisoni* DKR.
28. » *solida* DKR.
29. » *unioides* DKR.
30. » *sublaevis* A. ROEM.
31. » *Astarte* DKR.
32. » *alta* DKR.
33. » *dorsata* DKR.
34. » *gibbosa* DKR.
35. » *subcordata* DKR.
36. » *majuscula* A. ROEM.
37. » *Bronnii* DKR.
38. » *mactroides* A. ROEM.
39. » *caudata* A. ROEM.
40. » *angulata* A. ROEM.
41. » *prona* DKR.
42. » *nuculaeformis* A. ROEM.
43. » (*Cyclas?*) *tenuis* DKR.
44. *Unio Menkei* DKR. und KOCH.
45. » *Mantelli* SOW.
46. » *subsinnuatus* DRR. und KOCH.
47. » *subporrectus* A. ROEM.
48. *Cyclas Buchii* DKR.
49. » *Brongniarti* DKR.
50. » *Jugleri* DKR.
51. » n. sp.

Das Neocom.

In der Literatur wird eine große Anzahl mariner Versteinerungen von Neustadt a. Rbg. aus verschiedenen Horizonten der Unteren Kreide wiederholt angeführt. Insbesondere beschreibt v. KOENEN¹⁾ von hier:

<i>Polyptychites gradatus</i> v. KOEN.	}	Valanginien
» <i>euomphalus</i> v. KOEN.		
» <i>Brancoi</i> NEUM. et UHL.		
» <i>laticosta</i> v. KOEN.		
<i>Hoplites longinodus</i> NEUM. et UHL.	}	Hauterivien
<i>Hoplitoides</i> cf. <i>cryptoceras</i> D'ORB.		
» aff. <i>Arnoldi</i> PICTET		

Leider ist über die Aufschlüsse, in denen diese Formen, sowie auch die zahlreichen von WOLLEMAN²⁾ aufgeführten Lamellibranchiaten und Gastropoden vorgekommen sind, nichts Näheres bekannt. Es ist mir auch bei der Spezialkartierung nicht gelungen, diese Fundorte wieder aufzufinden. Nach v. KOENEN³⁾ tragen einige Stücke aus der NÖLDECKE'schen Sammlung die Fundortsbezeichnung »am Eingang des Hüttenplatzes«. Weder nach meinen geologischen Aufnahmen, noch nach den Beobachtungen STRUCKMANN's⁴⁾ dürfte diese Angabe richtig sein. Der auf dem Fabrikhofe der ehemaligen Eisenhütte früher betriebene Steinbruch hatte nämlich s. Z. die Wealdenschichten aufgeschlossen. Ich vermag auch nicht anzugeben, ob diese Versteinerungen vielleicht aus den oberhalb des Leinefalls im Flußbett anstehenden Neocomtonen stammen. Es wäre aber immerhin möglich, daß wenigstens ein Teil derselben aus den heute meist verfallenen Tongruben von

¹⁾ v. KOENEN, Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms. Abh. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt und Bergakademie. N. F. Heft 24, S. 22, 84, 116, 136, 140, 186, 211, 219.

²⁾ A. WOLLEMAN, Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neocoms. Ebenda, N. F. Heft 31.

Ders., Nachtrag dazu. Dieses Jahrb. 1908, S. 151 ff.

³⁾ v. KOENEN, l. c., S. 26.

⁴⁾ C. STRUCKMANN, Die Wealdenbildungen der Umgebung von Hannover 1880, S. 20—21 und S. 41.

Scharrel, östlich von Neustadt, herrühren. Von hier wurde Oberes Hauterivien durch v. KOENEN¹⁾ nachgewiesen, der *Crioceras capricornu* A. ROEM., *C. torulosum* v. KOEN. und *C. semicinctum* A. ROEM. anführt.

Oberhalb des Leinefalles schieben sich zwischen die liegenden Schichten des Wealden und die diluviale Decke immer jüngere Neocomschichten ein.

Die Bohrung Bordenau südlich von Neustadt durchteufte von 80—405 m graue Schiefertone mit Toneisensteinen. Leider wurde die Bohrung mit dem Meißel ausgeführt, so daß nur einige wenige Versteinerungen aus diesen Schichten vorliegen. Der Bohrmeister hatte eine größere Anzahl kleiner, meist verkiester Steinkerne aus diesen Schichten ausgeschlemmt. Davon ließen sich bestimmen:

Belemnites sp. cf. *Ewaldi* v. STROMB.

Desmoceras sp.

Crioceras? sp. oder *Ancyloceras?* sp.

Polyptychites sp. sp. (Embryonale und Jugendwindungen).

Corbula angulata PHILL.

Leda nummulus WOLLEM.

Tellina sp.

Aporrhais sp.

Cerithium sp.

Turbo sp. und andere unbestimmbare Steinkerne von Gastropoden.

Wenn auch die einzelnen Ammonitenreste wegen ihrer fragmentarischen Erhaltung keine genaue Speziesbestimmung zuließen, so läßt sich doch soviel mit Sicherheit sagen, daß in dieser Schichtenfolge, die sich auf die im Untergrunde anstehenden, nahezu horizontal liegenden Schiefertone des Oberen Wealden auflegen, die Stufen vom Valanginien zum mindesten bis zum Barrémien, vielleicht aber auch noch höhere Stufen vorhanden sind. Die Mächtigkeit der Neocomtöne ist hier demnach auf etwa 320 m zu schätzen. Es muß jedoch dahingestellt bleiben, ob die untersten Schichten

¹⁾ v. KOENEN, I. c. S. 318, 320 und 322.

dieser Schiefertone nicht doch schon teilweise zur Wealdenformation zu rechnen sind, da möglicherweise die bei ca. 400 m Teufe noch gefundenen Steinkern-Reste von *Nucula* sp. immerhin aus höheren Schichten durch Nachfall bei dem Meißelbohrverfahren hierher gelangt sein könnten.

Blaue Schiefertone mit Toneisensteinen der Unteren Kreide wurden auch mit der Bohrung Klein-Heidorn II der Gewerkschaft »Gotteshilfe« 125 m östlich der Landstraße nach Neustadt a. Rbg. an der Waldgrenze östlich vom Sandberge in einer Tiefe von 80—180 m erbohrt.

Etwa eine Meile nordwestlich von Neustadt wurden mit einem kleinen Schurfschacht im Borsteler Walde 1400 m südwestlich vom Bahnhof Hagen Schiefertone ausgeworfen, in denen s. Z. Herr Ökonomierat BRANDT Bruchstücke von *Belemnites jaculum* PHILL. sammelte. Auch ich konnte noch einige bestimmbare Stücke dieses Belemniten finden, aus denen hervorgeht, daß hier unter der dünnen diluvialen Decke Tone der Hauterivien-Stufe anstehen müssen.

Die Bohrung Nöpke durchteufte in 81—170 m graue, mergelige Schiefertone, die nach ihrem petrographischen Charakter dem Neocom zuzurechnen sind. Da nur Meißelproben ohne leitende Fossilien vorlagen, läßt sich nicht angeben, welche Stufen des Neocoms in diesen Schichten enthalten sind.

Noch weiter nach Norden auf dem Blatte Rodewald konnte Untere Kreide in der Bohrung Wendenborstel der Gewerkschaft Graf Witte nachgewiesen werden. Hier wurden von 120—397 m Schiefertone mit Neocom-Belemniten durchmeißelt, die anscheinend von Wealdenschiefern unterlagert werden.

Ob die am Salzhorst von Brokeloh-Husum niedergebrachten Bohrungen, welche bei Schessinghausen und Groß-Varligen unter der diluvialen Decke blaue Schiefertone erbohrten, die Untere Kreide angetroffen haben, oder etwa Juraschichten, wie die benachbarte Bohrung Nienburg I, vermag ich nicht zu entscheiden, da mir aus diesen Bohrungen keine Proben vorlagen und die technischen Bohrregister keinen Anhalt darüber geben. Indes dürften

weitere, dort zur Erschließung von Erdöl projektierte Bohrungen bei Landesbergen Aufschluß über diese Frage geben. Auch westlich der Weser konnte ich die Verbreitung der Unteren Kreide weiter nach Norden feststellen, als sie bisher in dieser Gegend bekannt war. In der Bohrung Steyerberg I am Fuße des Hunneberges wurden in der Tiefe von 65—788 m graue Schiefertone und bräunlich-graue, bituminöse Schiefertone mit eingelagerten Toneisensteinknollen erbohrt. In der Tiefe von 146—160 m fanden sich Belemniten-Reste. Bei 240—280 m Teufe wurde ein Bruchstück von *Hoplites Deshayesi* LEYM. aus dem Unteren Aptien gefunden. In der 250 m südöstlich von der Bohrung gelegenen Ziegeleitongrube aber sammelte Herr Dr. STOLLER Bruchstücke von *Acanthoceras ex aff. Milletiani* D'ORB. Nach diesen Fossilien stehen demnach in dieser Tongrube die Schichten des Mittleren Gault (Albien) an. Es wäre wünschenswert, daß die Fauna dieses neuen Fundortes durch Lokalsammler besser bekannt würde. Bei dem nur vorübergehenden Aufenthalt des kartierenden Geologen gelingt es wegen der Fossilarmut dieser Schichten selten, zur Bestimmung brauchbare Stücke selbst zu sammeln. Die Erhaltungsweise des vorliegenden Ammonitenbruchstückes erinnert an das bekannte Vorkommen des Gaults von Algermissen. Da bei 788 m, bei welcher Teufe die Bohrung eingestellt wurde, die Untere Kreide noch nicht durchteuft war, beträgt die scheinbare Mächtigkeit der Neocomtöne hier über 700 m. Ich möchte indes annehmen, daß, nach den Verhältnissen der benachbarten Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde zu urteilen, die wahre Mächtigkeit des Neocoms um vieles geringer ist, daß also die Schichten in der Bohrung Steyerberg verhältnismäßig steil einfallen. Damit stimmt auch das von STOLLER beobachtete steile Einfallen der Neocomtöne im Tagesaufschluß an der Ziegelei überein.

Die Obere Kreide.

Die Obere Kreide ließ sich im Untergrunde des Diluviums mit absoluter Sicherheit in unserem Gebiete nicht nachweisen. Südlich von Wunstorf bei Holtensen ist Obere Kreide bekannt. In

der Bohrung Bordenau wurde in einer Tiefe von 54—80 m hellgrauer Mergel erbohrt, den ich nach seiner petrographischen Beschaffenheit der Oberen Kreide zurechnen möchte.

Die Bohrung 300 m südlich von Stöckse durchteufte unter einer etwa 120 m mächtigen Diluvialdecke nach Mitteilungen des Bohrmeisters »graue, auch weiße, kreideartige Mergel« und in einer Tiefe von 448—466 m darin rote und schwarze Einlagerungen. Es wäre immerhin möglich, daß auch diese Schichten der Oberen Kreide angehören, indes möchte ich auf die Angaben des technischen Bohrregisters nicht allzuviel Wert legen, da auch die Schiefertone des Neocoms unter Umständen als graue, kreideartige Mergel bezeichnet worden sein könnten.

Das Tertiär.

Reste einer früher anscheinend über das ganze Gebiet verbreitet gewesenen und wohl erst durch das Diluvium zerstörten Decke von marinem Tertiär wurden in mehreren Bohrungen festgestellt. Es handelt sich um glaukonitische, tonige Sande und sandige Tone, in denen Fossilien nicht beobachtet wurden, die aber wie die im nördlichen Hannover so weit verbreiteten Grünsande wohl dem marinen Oberoligocän zugerechnet werden müssen.

In der Bohrung Nienburg I wurden in 130—220 m glaukonitische Tone als Decke der oberen Juraschichten erbohrt. In der Bohrung Nöpke durchteufte man in 17—81 m Tiefe glaukonitische Sande und Tone, welche sich den Schiefertönen der Unteren Kreide (des Neocoms) auflegen. Auch in verschiedenen Flachbohrungen bei Schessinghausen (Flachbohrung Nr. 2, Nr. 7, Nr. 8 bei Groß-Varlingen, Nr. 9 bei Schessinghausen, Nr. 11 bei Groß-Varlingen) scheinen nach den technischen Bohrregistern, die im Liegenden der Diluvialablagerungen »grüne, tonige Sande« verzeichnen, marine oberoligocäne Schichten erbohrt worden zu sein. Es wurden aber auch die glaukonitischen Schichten an einigen Stellen in unserer Gegend auf noch älteren Schichten beob-

achtet, so nach STILLE¹⁾ bei Duendorf südwestlich Wunstorf im Hangenden von Muschelkalk, nach v. LINSTOW's²⁾ Mitteilung auf Unterem Buntsandstein. STILLE hat in dem erwähnten Vortrag darauf hingewiesen, daß das Oligocän westlich von Hannover »über sehr wechselnde und z. T. bereits stark aufgerichtete Schichten transgrediert.« Die Schichtenverschiebungen der unter der Tertiärbedeckung dislozierten Formationen müssen daher auf voroberligocäne tektonische Vorgänge zurückgeführt werden.

4. Das Diluvium.

Die glazialen Ablagerungen, welche in unserem Gebiete die mesozoischen Schichten verhüllen, bilden bald nur eine wenige Dezimeter oder einige Meter, bald eine dickere, über 20 m mächtige Decke. Im Wesertal erreicht die Mächtigkeit des Diluviums in der Bohrung Nienburg I sogar 130 m. Andererseits treten an einigen isolierten Stellen bei Neustadt die mesozoischen Schichten direkt zutage.

Das Diluvium hat somit anscheinend präglaziale Vertiefungen und Rinnen ausgefüllt, insbesondere scheint die außerordentlich große Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen im Wesertal gegenüber der dünnen Decke auf dem Plateau darauf hinzudeuten, daß die präglaziale Weser ein sehr viel tiefer eingeschnittenes Tal besessen hat als die heutige. Die bedeutenden Schwankungen in der Mächtigkeit des Diluviums (vgl. die verschiedenen Bohrprofile S. 26—31) lassen aber ganz allgemein auf eine hügelige, stark kupierte Landschaft vor dem Herannahen des Inlandeises schließen.

Das allgemeine Diluvialprofil der Umgebung von Neustadt ist aus der geologischen Karte und den beigefügten Profilen zu entnehmen.

In der Sandgrube am Dänenberge war nachstehende Schichtenfolge zu beobachten:

¹⁾ H. STILLE, Marines Oligocän westlich von Hannover. 2. Jahresbericht des niedersächsischen geol. Vereins zu Hannover 1909, S. 69 ff.

²⁾ Nach einem Profil der Bohrung Altenhagen im Archiv der geol. Landesanstalt.

- 1—5 m steiniger Sand, oberflächlich stellenweise verdünt
- 1,5—3,5 » Geschiebelehm mit kleinen und großen, bis 1 cbm Inhalt fassenden Geschieben
- 12,0 » geschiebeführender Sand.

Die Unterkante des Geschiebelehms, die scharf gegen die liegenden Sande absetzt, verläuft regelmäßig, annähernd horizontal. Die obere Grenzfläche dagegen ist wellig ausgebildet und enthält zahlreiche muldenförmige Vertiefungen, ein Zeichen, daß vor Ablagerung der oberen Sande wahrscheinlich Erosion stattgefunden hat. Ähnliche Profile lieferten mehrere Tiefbohrungen. Alle Profile aber beweisen, daß offenbar nur eine Grundmoräne vorhanden ist und interglaziale Ablagerungen hier fehlen. Ein einziges technisches Bohrregister, das Schichtenverzeichnis der Bohrung Brokeloh (s. S. 26), verzeichnet unter 11,80 m Sand und Kies:

- 11,80—15,50 m »Sand mit Moor und Holzresten«
- 15,50—17,50 » »fester mooriger Boden«.

Proben aus dieser Bohrung lagen mir leider nicht vor. Es wäre immerhin nicht ausgeschlossen, daß es sich hier um interglaziale Ablagerungen handelt. Gleichwohl möchte ich dieser vereinzelt dastehenden Angabe eines Bohrmeisters nicht allzu großes Gewicht beilegen, zumal auch noch die Möglichkeit besteht, daß die »moorigen« Schichten als Scholle vom Diluvium aufgenommen worden sind.

Ich nehme daher an, daß die Grundmoräne bei Neustadt einer älteren und zwar der vorletzten (Saale-) Vereisung Nordhannovers angehört und befinde mich mit dieser Vermutung in Übereinstimmung mit STOLLER¹⁾, durch dessen Untersuchungen nachgewiesen wurde, daß das letzte Inlandeis in Nordhannover wahrscheinlich nur bis zur Aller vorgedrungen ist²⁾. Nördlich der Aller konnten nämlich zwei durch interglaziale Ablagerungen getrennte Grundmoränen nachgewiesen werden.

¹⁾ J. STOLLER, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide vom geologischen Standpunkte betrachtet. 2. Jahrb. des niedersächsischen geologischen Vereins, Hannover 1909, S. 126 ff.

²⁾ In der Karte sind noch die inzwischen für die älteste (Elster-) Eiszeit amtlich vorgeschriebenen Farben und Signaturen verwendet.

Der Geschiebemergel ist südlich von Neustadt in der Regel mehr oder weniger vollkommen entkalkt und grobsandig ausgebildet. Wo der Geschiebemergel die Schichten der Unteren Kreide direkt überlagert, wie es im Nordosten des kartierten Gebietes der Fall ist, hat er viel Material von den Schiefertönen und Kalken, sowie stellenweise von den Sandsteinen in sich aufgenommen. Bisweilen ist die Vermengung des diluvialen Materiales mit den Gesteinen des Untergrundes derart, daß diese Bildungen als Lokalmoräne bezeichnet werden müssen. Die fremden Geschiebe bestehen vorwiegend aus krystallinen nordischen Gesteinen: Granit, Gneis, Glimmerschiefer, Hälleflinta, Porphyry usw.; sedimentäre Geschiebe sind mit Ausnahme von cambrischen Sandsteinen und von Feuersteinen außerordentlich selten.

Die letzte Vereisung gelangte, wie bereits erwähnt, nicht bis in unser Gebiet, indes scheinen ihre Schmelzwässer die ursprünglich wohl mehr gegliederte und stärker koupierte Grundmoränenlandschaft aus der vorhergehenden Eiszeit mehr oder weniger eingeebnet zu haben. Insbesondere dürften auch die Schmelzwässer dieser letzten Vereisung die von Südwest nach Nordost gerichtete Talebene gebildet haben, welche sich in einer Breite von 6—10 km vom Steinhuder Meer nach der Aller hin erstreckt. Diese zwischen 30 und 40 m liegende Talrinne unterbricht den Endmoränenbogen, welcher von Schneeren über Mandelsloh nach den Brelinger Bergen verläuft¹⁾, und mündet nördlich von Mandelsloh in das meilenbreite diluviale Allertal. Westlich vom Steinhuder Meer scheint sie Verbindung mit dem diluvialen Wesertal zu besitzen.

Nachdem sich die angestauten Wassermassen nach dem weiteren Rückzuge des Inlandeises allmählich verlaufen hatten, sank auch das Niveau des Wasserspiegels in dieser Rinne immer mehr. Die anfangs in breitem Flußbett dahinfließenden Wassermassen der Leine wuschen sich nach und nach ein immer schmales und tieferes Bett. So kam es zur Herausbildung der beiden

¹⁾ H. SPETHMANN, Glaziale Stillstandslagen im Gebiet der mittleren Weser. Mitt. d. Geogr. Ges. und d. naturhist. Museums in Lübeck, 2. Reihe, Heft 22, 1908, S. 13 ff.

auf der Karte dargestellten jungdiluvialen Leineterrassen, von denen besonders die tiefere Stufe Das_2 als deutlicher Terrassenabsatz nördlich und südlich von Poggenhagen scharf gegen die diluviale Hochfläche absetzt. Altwasserläufe der diluvialen Leine, die heute meistens mit Humus ausgefüllt sind, begleiten den Steilrand des Diluvialplateaus von Bordenau bis zur Lüningsburg.

Südlich von Neustadt wird diese jüngste Leineterrasse von feinsandigen Tonen und Sanden gebildet (Das_2 und Das_1). Nördlich von Neustadt wird sowohl diese Terrassenstufe als auch die höher gelegene ältere Terrasse Das_1 von einer 3—11 cm starken Decke eines sehr feinsandigen Lehms überlagert. Zwischen Neustadt und Himmelreich ist zu beobachten, wie sich diese Decke von der älteren auf die jüngere Terrasse hinabzieht. Die Ziegelei am linken Leineufer nördlich von Neustadt baut diesen Lehm ab.

Da die Lehmedecke beide Terrassen bedeckt, muß ich diese Ablagerungen als Absätze eines jungsteiszeitlichen Staubeckens auffassen. Ich nehme daher an, daß während einer jungdiluvialen Phase eines erneuten Vorrückens des Inlandeises der Eisrand die Schmelzwässer und die von Süden kommenden Flüsse nochmals, — vielleicht nur für kurze Zeit — so hoch aufstaute, daß die feinste Schlammtrübe dieses Beckens sich gleichmäßig auf beiden früher gebildeten Flußterrassen ablagern konnte¹⁾.

Übersicht der wichtigsten Bohrprofile.

(Tiefe in Metern).

Bohrloch Altenhagen²⁾.

Am Steinhuder Meer, östliches Ende des Dorfes. (+ 40 bis 45 m N.N.)

0—150,7 Diluvium und Tertiär
150,7—498,0 Unterer Buntsandstein
498,0—1286 Salzgebirge (Steinsalz, Sylvinit, Hartsalz, Anhydrit,
Salzton usw.)

¹⁾ Vergl. E. HARBORT, Erläuterungen zur geologisch-agronomischen Karte der näheren Umgebung von Neustadt a. Rbg. Herausgegeben von der Kgl. Preuß. geologischen Landesanstalt 1910, S. 12—13, 22—23.

²⁾ Nach einer Mitteilung v. LINSROW'S im Bohrarchiv der Kgl. geologischen Landesanstalt. Weitere Bohrprofile der Tienberg-Schernerener Triaserhebung sind in Deutschlands Kaliindustrie 1902, S. 289—294 veröffentlicht.

Bohrloch Brokeloh.

Bei den Schanzen, 200 m westlich vom Punkt 41,6 des Meßtischblattes
Husum, westlich der Landstraße nach Nienburg. (39 m über N. N.)

0— 11,0	Sand	Diluvium ¹⁾
11,0— 11,8	»Kies«	»
11,8— 15,5	»Sand mit Moor und Holzresten«	»
15,5— 17,5	»Fester, mooriger Boden«	»
17,5— 50,4	Sand, z. T. kiesig und lehmig	»
50,4—115,5	Wechsellagernd feiner und grober Sand mit Kies	»
115,5—117,0	Ton	»
117,0—118,4	Lehmiger Sand, fein	»
118,4—123,0	Sandstreifiger Ton	»
123,0—124,0	Kies	»
124,0—126,0	Ton mit Sandadern (Grundmoräne?)	»
126,0—128,0	Sand mit Tonschichten	»
128,0—130,0	Feiner, lehmiger Sand	»
130,0—133,2	Tonstreifiger Sand	»
133,2—133,9	Kies	»
133,9—170,8	Gips	Zechsteinformation
170,8—602,0	Zechsteinsalz. Eine Kernprobe aus 600 m Teufe zeigt Anhydritschnüre und ein Einfallen von circa 70°.	»

Bohrung Nienburg I.

Südlich Nienburg, 325 m östlich vom Osterberge, der den trigonome-
trischen Punkt 37,1 beträgt. (26 m über N. N.)

0— 0,4	Schwach humoser Sand	Diluvium
0,4— 4,6	Sand	»
4,6— 12,0	Grandiger Sand	»
12,0— 60,0	Geschiebemergel	»
60,0—100,0	Toniger Geschiebemergel (glaukonitisch, wohl durch Aufnahme von Tertiärton)	»
100,0—130,0	Geschiebemergel	»
130,0—190,0	Glaukonitischer, feinsandiger Ton	Tertiär?
190,0—220,0	Glaukonitischer Ton mit glaukonitischem Sandstein	»
220,0—240,0	Schieferton mit Gipsstückchen. Mit <i>Nucula</i> sp.	?
240,0—260,0	Schieferton mit Gipschichten	Münder-Mergel
260,0—285,0	Blaugrauer, mergeliger Schieferton	»
285,0—427,0	Ziegelrote, schwach mergelige Letten	»
427,0—485,0	Dunkelgrauer Mergelschiefer mit Gips	»
485,0—500,0	Vorwiegend Gips mit Mergelschiefer, wahr- scheinlich wechsellagernd	»
500,0—555,0	Grauer, mergeliger Schieferton	»

¹⁾ Angaben nach dem technischen Bohrregister. Proben aus dem Diluvium
lagen nicht vor.

grunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. 27

555,0—570,0	Rote Letten	Münder-Mergel
570,0—585,0	Graue und rötliche Schiefertone mit Gips	»
585,0—638,0	Kalksteinbänke mit Tonschiefeleinlagerungen. Bei 638 m fanden sich Schalenbruchstücke einer <i>Aviculide</i>	Ob. Jura
638,0—660,0	Schieferton mit Sandstein, anscheinend wechsel-lagernd	»
660,0—675,0	Grauer Mergel	»
675,0—700,0	Desgl. mit feinkörnigem, glimmerführendem Kalk-sandstein	} Mittlerer Jura } Corn-brash
700,0—730,0	Schwach glimmeriger, feinkörniger Kalksandstein mit Kalkschalenfragmenten; bestimmbar <i>Pseudomonotis echinata</i> Sow.	
730,0—809,0	Graue Mergel und mergelige, schwach glimmerige Tone	

Bohrloch Bordenau.

1800 m südsüdwestlich vom Dammkruge, östlich an der Straße nach Bordenau. (43 m über N. N.)

0—	0,5	Schwach humoser Sand	Diluvium
0,5—	2,5	Sand	»
2,5—	2,8	Sandiger Lehm	»
2,8—	6,5	Sand	»
6,5—	11,0	Geschiebemergel	»
11,0—	12,0	Sandiger Grand	»
12,0—	54,0	Mergeliger Ton	? Diluvium, Ob. Kreide
54,0—	80,0	Hellgrauer Mergel	Ob. Kreide
80,0—	405,0	Grauer Schieferton mit Belemnitenresten, Bruchstücke von <i>Crioceras</i> sp., <i>Polyptychites</i> sp., Gastropoden-Steinkerne; verkieste Bivalven, <i>Corbula</i> cf. <i>angulata</i> PHIL., <i>Tellina</i> sp. usw.	Neocom
405,0—	500,0	Wealdenschiefer mit Cyrenenkalkbänkchen	Wealden
500,0—	543,0	Desgl. mit Sandsteinlagen	»
543,0—	547,0	Sandstein	»
547,0—	554,5	Schieferton (hellgrau, mergelig)	»
554,5—	558,9	Sandstein	»
558,9—	567,0	Hellgrauer Schieferton	»
567,0—	573,0	Schieferton, dunkler	»
573,0—	580,0	Hellgrauer Mergel	»
580,0—	585,0	Sandstein mit Kohleschmitzen (Glanzkohle)	»
585,0—	619,0	Grünlich-grauer Schieferton (mergelig)	»
619,0—	638,0	Proben fehlen	
		Nur aus 636 m ein 60 cm langes Kernstück eines dolomitischen Kalkes	»
		Abwärts Kernproben: Schichten liegen horizontal.	

638,0—642,0	Bituminöse Wealdenschiefer mit eingelagerten Cyrenenkalkbänken und einer Toneisensteinschicht. Fossilien: <i>Cyrena</i> sp. sp., <i>Cypridea laevigata</i> ROEM., <i>C. oblonga</i> ROEM. usw.	Wealden
642,0—643,0	Dichter Kalkstein mit <i>Cypridea</i> sp. sp.	»
643,0—648,0	Wealdenschiefer-ton und Mergel mit eingelagerten Cyrenenkalkbänken. Mit <i>Cypridea</i> sp. sp., <i>Cyrena</i> sp. sp.	»
648,0—648,5	Kohlenschiefer	»
648,5—667,5	Bituminöser Wealdentonschiefer und Mergel mit eingelagerten Cyrenenkalkbänken und Lagen von dichtem Kalkstein. Mit reicher Fauna: <i>Cypridea</i> sp. sp. <i>Mytilus membranaceus</i> DKK. <i>Modiola lithodomus</i> DKK. Zähne von <i>Lepidotus</i> ? sp. Fischschuppen. <i>Cyrena</i> sp. sp. <i>Cyclas</i> sp. sp. <i>Paludina fluviiorum</i> Sow. <i>Paludina Roemeri</i> DKK. u. a.	

Bohrung Nöpke

der Gewerkschaft Kortumshall. Im Dorfe Nöpke, 200 m nordöstlich des Punktes 57,6 auf dem Meßtischblatt Neustadt a. Rbg., östlich an der Landstraße nach Hagen. (52 m über N.N.)

0—	1,0	Schwach humoser, schwach lehmiger Sand . . .	Diluvium
1,0—	3,0	Lehmiger Sand	»
3,0—	7,0	Schwach grandiger Sand	»
7,0—	14,0	Grandiger Sand	»
14,0—	17,0	Hellgrauer, feinsandiger Mergel	»
17,0—	31,0	Schwach toniger, glaukonitischer Sand	Tertiär (Oberoligocän?)
31,0—	34,0	Hellgrauer Mergel	»
34,0—	51,0	Schwach toniger, glaukonitischer Sand	»
51,0—	56,0	Sand	»
56,0—	60,0	Toniger, glaukonitischer Sand mit Tonschichten	»
60,0—	81,0	Schwach toniger, glaukonitischer Sand	»
81,0—	170,0	Grauer, mergeliger Schiefertone	{ Neocom, Grenze gegen Wealden nicht scharf festzulegen
170,0—	569,0	Schiefertone und Schiefermergel	Wealden

Von 251—313 m lagen Kernproben vor, die horizontale Lagerung der Schichten erkennen ließen und zahlreiche, gut erhaltene Fossilien-schalen führten. Darunter bestimmbar:

<i>Paludina</i> (<i>Vivipara</i> ?) <i>fluviiorum</i> Sow.	aus Teufe: 280 m.
» <i>Roemeri</i> DKK.	» » 309 »
» n. sp. ex aff. <i>Roemeri</i> DKK.	» » 288 »

<i>Cyclas Buchii</i> DKK.	aus Teufe: 253 m, 280 m, 286,6 m, 309 m.
» <i>Brongniarti</i> DKK.	» » 279 » , 309 m, 310 m.
» <i>Jugleri</i> DKK.	» » 309 »
» n. sp.	» » 283 »
<i>Psidium pygmaeum</i> DKK. u. KOCH.	» » 264 » , 268 m, 268,6 m.
» <i>Pfeifferi</i> DKK. u. KOCH	» » 286,6 m.
<i>Cyrena ovalis</i> DKK.	» » 253 m, 280 m, 286,6 m, 288 m, 309 m.
» <i>elliptica</i> DKK.	» » 251 » , 253 m, 274 m, 280 m.
» <i>dorsata</i> DKK.	» » 251 » , 276 m, 303 m, 309 m.
» <i>obtusa</i> DKK.	» » 253 »
» <i>lato-ovata</i> ROEM.	» » 253 »
» cf. <i>mactroides</i> A. ROEM.	» » 251 »
» cf. <i>Heysii</i> DKK.	» » 309 »
» n. sp. ?	» » 264 »
» cf. <i>subcordata</i> DKK.	» » 261 »
» <i>gibbosa</i> DKK.	» » 261 »
» <i>nuculaeformis</i> ROEM.	» » ? »
<i>Cypridea valdensis</i> SOW.	» » 288 » , 309 m.
» <i>laevigata</i> DKK.	» » 264 » , 309 m.
» <i>oblonga</i> ROEM.	» » 284 » , 338 m, 309 m
» <i>bimammata</i> HARB.	» » ? »
<i>Lepidotus</i> cf. <i>Fittoni</i> AG. (Zähne)	» » 309 »

Ferner zahlreiche unbestimmbare Fischreste.

Bei 423,2—424 m wurde ein Steinkohlenflöz erbohrt, welches angeblich 60 cm brauchbare Steinkohle führen soll. Die mir vorliegenden Stücke bestanden aus einer Glanzkohle, die äußerlich der Wealdenkohle von Obernkirchen gleich war. Ein Kernstück aus 550 m bestand aus einem mürben, feinkörnigen, schülfrigen Sandstein. Die Bohrung wurde bei 749 m eingestellt. Von 569—749 m fehlten die Proben zur Untersuchung. Eine einzige Probe aus dieser Teufe bestand aus einem roten, grün gefleckten Letten. Die Bohrung dürfte im Munder-Mergel eingestellt worden sein.

Bohrung Sachsenburg I.

300 m nördlich Eilvese. (52 m über N. N.)

0—49,7 Diluvium

49,7—76,98 Wealden

Bohrloch Sachsenburg II.

500 m nordnordöstlich vom Friedhof Eilvese. (50 m über N. N.)

0—40,0 Diluvium

40,0—90,46 Wealden

Bohrung Sachsenburg III.

Am Immen-Busch bei Eilvese, 500 m östlich von der Landstraße nach Hagen, am Koppelwege nördlich vom Hüttenkrugmoor. (45 m über N. N.)

0—15,0 Diluvialer Sand und Kies

15,0— etwa 100 m Wealdenschiefer mit Cyrenenkalkbänken

Aus 100 m stammen Kalkplatten mit *Serpula coacervata* BLUMB. *Littorinella?* sp.; *Cypridea valdensis* SOW. Aus 102 m dunkle Schiefertone mit *Cyclas* cf. *Brongniarti* DKK. *Cypridea bimammata* HARB., *C. valdensis* SOW., *Serpula* sp. Fischschuppen. Serpulit. Aus 109—192,93 m blaue und grünlichblaue Schiefertone, wechsellagernd mit dünnen und dickeren Gipsschichten und vereinzelt Kalkplatteneinlagerungen. Zone der Münder-Mergel. In den horizontal geschichteten Schiefertönen, von denen einige Kernproben vorlagen, fanden sich Abdrücke von:

- Cyclas* sp.
- Cyrena* sp. ind. cf. *subtransversa* A. ROEM.
- Cypridea bimammata* HARB.

Von circa 190—232 m rote, grünlich gefleckte Letten mit ? *Pisidium* cf. *exaratum* DKK. und KOCH.

Bohrung Sachsenburg IV¹⁾.

Bei Eilvese, 150 m östlich von Bohrung III. (45 m über N.N.)

0—26,0 Diluvium

26,0— circa 68,0 Wealden, Schiefertone und Kalke.

Bis etwa 94,0 m Schiefertone mit »harten Kalksteinbänken«. In dieser Schichtenfolge dürfte wahrscheinlich der Serpulit enthalten sein. Bis 104 m Schiefertone mit Einlagerungen von Gips. Zone der Münder-Mergel.

Bohrung Sachsenburg V.

Bei Eilvese, 125 m östlich der Bohrung IV. (45 m über N.N.)

0— 17,7	Sand und sandiger Grand	Diluvium
17,7— 25,0	Grauer, grünlicher, sandiger Ton	Tertiär?
25,0— 25,2	Graugrüner Ton	»
25,2— 34,0	Mergelschiefer	Wealden und Serpulit?
34,0— 80,0	Desgl. mit Kalkstückchen	»
80,0—105,0	Desgl. mit Gipsschichten	Münder-Mergel
105,5—108,0	Gips (Kerne)	»

Bohrloch Klein-Heidorn.

125 m östlich von der Chaussee nach Neustadt a. Rbg. am Waldrande südöstlich des Sandberges. (50 m über N.N.)

0— 80,0	Sand	Diluvium
80,0—180,0	Schieferton	Untere Kreide

Bohrloch Empede I.

250 m westlich der Suttorfer Ziegelei an der Leine. (Etwa + 32 m N.N.)

0— 6,5	Sand	Alluvium
--------	----------------	----------

¹⁾ Die Schichtverzeichnisse der Bohrungen Sachsenburg I—IV bei Eilvese verdanke ich Hrn. Prof. E. ZIMMERMANN, der sie nach den Veröffentlichungen der Gewerkschaft zusammengestellt hat. Nur verhältnismäßig wenige, aber charakteristische Gesteinsproben lagen mir vor und ermöglichten die Deutung der Formationsstufen.

6,5— 9,0	Sandstein	Wealden
9,0— 43,0	Schieferton	»
43,0— 44,5	Cyrenenkalkbänke	»
44,5—176,0	Tonschiefer mit Cyrenen und Melanienkalkplatten	»

Bohrloch Empede II.

300 m nördlich von Empede. (+ 36 m N.N.)

0— 2,0	Lehm	Diluvium
2,0— 15,0	Lehmstreifiger Sand	»
15,0— 45,0	Grandiger Sand	»
45,0— 56,0	Geschiebemergel	»
56,0— 60,0	Schieferton, gelblich	Wealden
60,0—101,5	Schwärzlich blauer Schieferton mit <i>Cyrena</i> sp.,	»

Cyclas Brongniarti DKR.

Pisidium pygmaeum DKR.

Cypridea valdensis Sow.

» *oblonga* ROEM.

Bohrloch Wendenborstel,

Gewerkschaft Graf Witte.

0— 10,0	Gelber Sand	Diluvium
10,0— 70,0	Grauer, feiner Sand	»
70,0—119,0	Geschiebemergel	»
119,0—120,0	Sand	»
120,0—397,0	Schieferton mit Belemnitenresten	Neocom
397,0—425,5	Schieferton, sandig	Wealden?

Bohrloch Steyerberg I.

Am Fuße des Hünneberges, 1200 m nördlich der Wassermühle in Steyerberg, westlich der Landstraße, 250 m nordwestlich der Ziegelei.

(ca. + 51 m N.N.)

0— 0,5	Schwach humoser Sand	Diluvium
0,5— 1,5	Schwach lehmiger Sand	»
1,5— 12,0	Geschiebemergel	»
12,0— 35,0	Sand	»
35,0— 65,2	Schwach grandiger Sand	»
65,2—400,0	Dunkle Schiefertone, wechsellagernd mit helleren mergeligen Schiefertönen und eingelagerten zahlreichen Toneisensteinknollen	Neocom
400,0—420,0	bituminöse Tone	»
420,0—680,0	Graue Schiefertone mit Toneisensteinknollen	»
680,0—700,0	Stark bituminöse, fette, bräunlichgraue Tone	»
700,0—788,0	Grauer, z. T. schwach glimmeriger und mergeliger Schieferton	»

Einige Bemerkungen über den Gebirgsbau.

Erwähnt wurde bereits, daß die mesozoischen Schichten im vordiluvialen Untergrunde unseres Gebietes überdeckt gewesen sind von marinem Oligocän, das allerdings nur noch in Resten erhalten ist. Die mesozoischen Schichten aber sind mannigfaltig gestört und aufgerichtet. Da nun auch noch Reste von Oberer Kreide vorhanden zu sein scheinen, dürfte in die Zeit zwischen Obere Kreide und Oberoligocän in unserem Gebiet eine Hauptperiode gebirgsbildender Vorgänge zu legen sein. Ich habe bereits früher darauf hingewiesen¹⁾, daß das Buntsandstein- und Zechsteinvorkommen am Tienberge bei Brokeloh auf einer Störungszone liegt, die parallel der hercynisch streichenden Wölpinghäuser Sattelspalte, bezw. dem Rehburger Höhenzuge verläuft. Spätere Beobachtungen von HOYER²⁾ über ein Buntsandsteinvorkommen westlich Schneeren im Jagen 27 der Kgl. Forst Rehburg, sowie eine Anzahl von salzfündigen Bohrungen bei Altenhagen, Brokeloh und Husum haben ergeben, daß die Störungs- und Hebungslinie, auf welcher die Trias- und Zechsteinschichten durch die jüngeren Kreide- und Jurabildungen herausgehoben sind, in hercynischer Richtung noch weiter nach Nordwesten zu verfolgen ist. STILLE³⁾ hat neuerdings die Fortsetzung dieser Hebungssaxe nach Südosten bis zu dem Stemmerberg bei Hannover verfolgt. Es hat den Anschein, als ob auf dieser Hebungslinie von Südosten nach Nordwesten immer ältere Schichten herausgehoben sind, so daß wir z. B. bei Düendorf Muschelkalk, bei Bokeloh Buntsandstein, bei Brokeloh-Husum dagegen direkt den Zechsteingips unmittelbar unter dem Diluvium bezw. dem Tertiär antreffen. Die Bohrung Brokeloh traf nämlich unter einer verhältnismäßig dicken Decke von Diluvium (133,9 m) direkt den Gips- und Anhydrit des Zechsteinsalzes, der bei 170,8 m durchbohrt wurde. Darunter folgte

¹⁾ E. HARBORT, Schaumburg-Lippesche Kreidemulde, N. Jahrb. für Min. usw. 1903, S. 89.

²⁾ W. HOYER, l. c.

³⁾ H. STILLE, l. c.

bis 602 m Steinsalz. Zwei mir aus dieser Bohrung vorliegende Salzkerne, die aus 400 und 600 m Tiefe stammen, zeigten aber ein sehr steiles Einfallen von ca. 70°.

Die Tiefbohrung der Kalibohrgesellschaft Schneeren hat angeblich bei 695 m den Buntsandstein noch nicht durchsunken.

Die Bohrung Altenhagen¹⁾ erreichte das Steinsalz erst bei 498 m und hatte die Salzformation bei 1286 m noch nicht durchbohrt. Auch hier wurde ein Einfallen von 70° festgestellt.

Die große Anzahl nicht fündiger Bohrungen in der Gegend von Schessinghausen und Wunstorf beweist aber, daß die Hebungszone, die aus den älteren mesozoischen Schichten besteht, nur sehr schmal, in unserem Gebiet jedenfalls kaum mehr als ein oder wenige km breit ist.

Was nun die Lagerungsverhältnisse der jüngeren mesozoischen Schichten nordöstlich von der Tienberg-Husumer Hebungslinie betrifft, so ist zu bemerken, daß dieselben durchaus nicht so regelmäßig sind wie in der südwestlich gelegenen Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. Mannigfaltige Störungen und Faltungen sind auch hier nachweisbar. In den Bohrungen Eilvese III, IV und V treten die oberen Juraschichten in die Nähe der Oberfläche. Sie tragen hier nur eine dünne Decke von Serpulit- und Wealdengesteinen. Je weiter wir nach Südosten über Empepe, Neustadt nach Bordenau gelangen, um so jüngere Schichten der Kreideformation treffen wir unter dem Diluvium an. Dasselbe gilt, sobald wir uns von Eilvese weiter nach Norden, bezw. nach Nordwesten begeben. Nach diesen Beobachtungen könnte es scheinen, als ob wir es mit einem flachen Sattel zu tun haben, dessen Kern aus Oberem Jura und dessen Flügel von Ablagerungen der Unteren Kreide gebildet werden. Die Sattelachse müßte etwa in südwest-nordöstlicher Richtung verlaufen.

So einfach scheinen indes die Lagerungsverhältnisse hier nicht zu sein. Dies wird bewiesen durch das Auftreten verschiedenalteriger Schichten unmittelbar neben einander, das an mehreren

¹⁾ Nach v. LINSSTOW'S Mitteilungen.

Stellen nur durch die Annahme von Verwerfungen zu erklären ist (Auftreten von Oberem Jura im Wesertale bei Nienburg, der fraglichen Oberen Kreide in der Bohrung Stöckse; das Auftreten von Tonen des Barrémiens im Borsteler Walde und nur 500 m nordwestlich davon das Vorhandensein der in der Sandgrube anstehenden Wealdenschichten). Es ist möglich, daß manche dieser in ihrem Verlauf noch nicht näher bestimmbareren Störungen jüngeren, miocänen oder postmiocänen Alters sind. Bei der Annahme solcher jüngeren tertiären Störungen aber würde sich das sporadische Auftreten von Resten des Oberoligocäns leichter erklären lassen. Man kann annehmen, daß auch noch das Oligocän hier und da an Verwerfungen eingesunken ist, und daß diese Schollen später von der Erosion verschont blieben.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Der vordiluviale Untergrund der weiteren Umgebung von Neustadt a. Rbg. wird vorwiegend von Schichten der Kreideformation gebildet. Von der benachbarten Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde wird dieses Kreidegebiet durch eine schmale Zone älterer Schichten (Zechstein und Buntsandstein) getrennt, welche sich in einer Linie von Brokeloh, Husum über Altenhagen, Tienberg b. Bokeloh unter der quartären Decke aus den jüngeren mesozoischen Ablagerungen herausheben. Diese Hebungslinie wurde von STILLE bis zu den Stemmer Bergen verfolgt.

Die gebirgsbildenden Vorgänge, welche diese gestörten Lagerungsverhältnisse herbeiführten, sind z. T. älter als das Oberoligocän, da Reste von diesem auf mesozoischen Schichten verschiedensten Alters liegen.

Vom Braunen Jura wurde Cornbrash in der Bohrung Nienburg I nachgewiesen.

Die Zone der Münder-Mergel ist in mehreren Bohrungen angetroffen. Sie ist wie auch an anderen Orten gipsführend, Steinsalzablagerungen dagegen wurden in ihr hier nicht beobachtet.

Der Serpulit wurde ebenfalls nachgewiesen. Er besteht nicht aus massigen Kalken, wie am Deister, sondern ist in einer Facies

ausgebildet, wie sie am Wesergebirge in der Gegend von Bad Eilsen zu beobachten ist. Dünne, vorwiegend aus Cyrenenschalen bestehende Kalkplatten sind in mergeligen Schiefertonen eingelagert und lassen auf den Schichtflächen zahlreiche Röhren von *Serpula coacervata* BLUM. erkennen. Die Mächtigkeit dieser Zone ist sehr gering.

Die Wealdenformation läßt sich unmittelbar bei und südlich von Neustadt a. Rbg. in die bekannten drei Abteilungen gliedern, da eine mittlere, sandsteinführende Stufe ausgeschieden werden kann. Die Sandsteine bilden keine geschlossene Schichtenfolge wie am Deister und den Bückebergen, sondern es werden einzelne 4—5 m mächtige Bänke durch mächtige Zwischenmittel von Schiefertonen getrennt. Indes finden sich bei Neustadt am Leinefall auch dünnplattige Kalksandsteine in den obersten Schichten der Wealdenformation. Weiter nach Norden scheinen sich die Sandsteine allmählich auszukeilen.

Neocomtöne bedecken sowohl südlich als auch nördlich von Neustadt die Wealdenschichten. Im Norden wurde ihre Verbreitung bis Wendenborstel, im Westen bis nach Steyerberg nachgewiesen. Als höchste Stufe konnte südlich von Neustadt bei Bordenau das Barrémien festgestellt werden. Bei Steyerberg steht Mittlerer Gault an, und Unteres Aptien konnte durch den Fund von *Hoplites Deshayesi* LEYM. in der Bohrung nachgewiesen werden. Das Vorhandensein dieser höchsten Stufen der Unteren Kreide ist um so bemerkenswerter, als in der benachbarten Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde bis jetzt nur Valanginien und Hauterivien¹⁾ nachgewiesen werden konnten.

Obere Kreide scheint im vordiluvialen Untergrunde unseres Gebietes vorhanden zu sein, indes ließ sich ihr Vorkommen durch Versteinerungen bis jetzt nicht belegen.

Reste einer ehemaligen tertiären Bedeckung sind vielerorts vorhanden. Sie bestehen aus glaukonitischen tonigen Sanden und Tonen, die wahrscheinlich dem Oberoligocän angehören.

¹⁾ E. HARBORT, Fauna der Schaumburg-Lippischen Kreidemulde. Abh. der Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 45, S. 1—10.

Die bei Neustadt und Nienburg auftretende Grundmoräne gehört einer älteren Vereisung an. Die Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen schwankt in unserem Gebiete zwischen 0 und 130 m und mehr und zwar oft auf kurze Entfernungen. Daraus ist zu schließen, daß das Diluvium die Unebenheiten einer vordiluvialen stark kuperten Landschaft ausgeglichen hat. Bei Neustadt a. Rbg. lassen sich zwei diluviale Terrassenstufen im Leinetal unterscheiden, die beide nördlich von Neustadt von einer jüngeren Lehmdecke überzogen sind. Diese Lehmdecke wird als Absatz der gestauten Wassermassen bei einem erneuten Vorstoß des Eisrandes zu deuten sein.

Berlin, den 28. Dezember 1909.

Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs südwestlich von Cöthen im Herzogtum Anhalt.

Von Herrn **H. Ziervogel** in Berlin.

Hierzu Tafel 2—4.

Vorwort.

Das Thema zur vorliegenden Arbeit wurde mir im November 1906 vom Direktor der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG erteilt. Nachdem ich vorläufige Literaturstudien gemacht hatte, führte ich hauptsächlich in den Sommern 1907 und 1908 die Aufnahme im Terrain aus.

Zu besonderem Dank fühle ich mich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG verpflichtet, sowohl für die vielen Ratschläge, als auch für die Verbesserungen, die ich auf seinen Rat hin bei der Ausarbeitung von Profilen und Text anbrachte. Herrn Universitäts-Professor Dr. JAEKEL danke ich für das der Arbeit entgegengebrachte gütige Wohlwollen. Ferner möge es mir gestattet sein, den Herren Geheimen Bergräten LEHMER und SCHÖNE, Herrn Abteilungsdirigenten Professor Dr. KRUSCH, Herrn Steuerrat HUTH sowie den Herren Grubenbeamten, besonders Herrn Bergwerksdirektor FERTIG und den Herren Berginspektoren SCHLÜTER und SCHRÖDER für ihre freundliche Unterstützung auch an dieser Stelle nochmals verbindlichsten Dank zu sagen.

A. Lage und orographische Verhältnisse.

In den Becken und Rinnen der subhercynischen Hügellandschaft entwickelte sich zu Beginn der oligocänen Tertiärzeit eine üppige subtropische Sumpf-, Moor- und Waldvegetation, deren fossile Produkte Anlaß zu dem seit Mitte vorigen Jahrhunderts für Mittelddeutschland technisch und wirtschaftlich hochbedeutsamen Braunkohlenbergbau gaben. In die Reihe dieser ältesten Süßwasserbildungen des Tertiärs gehören die Braunkohlenablagerungen von Helmstedt-Oschersleben, Egelu, Aschersleben und ferner die des Halle-Leipziger Reviers, das sich bis südlich von Altenburg erstreckt. Der Bergbau dieser Gegenden steht heute noch in höchster Blüte.

Mit der Entfaltung dieser Industrie wuchs auch das Interesse der geologischen Forschung, denn die Aufschlüsse des Bergbaues boten dem Geologen einen tieferen Einblick in die Lagerungsverhältnisse, besonders der Braunkohlen und der sie begleitenden tertiären und diluvialen Schichtenreihe.

Den Untergrund des Tertiärs hat der Bergbau leider nicht immer ermittelt, weil bei den ausschließlich der Braunkohlen wegen vorgenommenen Bohrungen nach der Meinung der Unternehmer kein Grund vorlag, die unter ihr liegenden Schichten aufzuklären. So hat man häufig bei den Bohrungen taube Zwischenmittel für das Liegende der Flöze gehalten, die Bohrungen vorzeitig eingestellt und oft erst später die tieferen und besseren Flöze an derselben Stelle durch erneute Bohrungen erschließen und damit viel Geld und Zeit unnütz opfern müssen.

Inmitten der erwähnten großen Reviere liegen die Braunkohlenvorkommen von Gerlebogk, Preußlitz, Lebendorf, ferner von Edderitz und einige kleinere z. T. bereits abgebaute, die bisher in geologischer Hinsicht wenig oder gar nicht näher untersucht worden sind. Ihre Lagerungsverhältnisse sollen im Folgenden eingehend erörtert werden.

In politischer Hinsicht liegt das Untersuchungsgebiet im südwestlichen Teile des anhaltischen Kreises Cöthen und im östlichen Teile des preußischen Saalkreises (Regierungsbezirk Merseburg).

Das Gebiet ist topographisch dargestellt auf den Meßtischblättern Bernburg, Cöthen, Löbejün und Cönnern. Nach deren Angaben beträgt die mittlere Höhe dieses Distriktes 60—90 m über N. N., also auch annähernd über dem Ostseespiegel. Das Gebiet liegt nahe der südlichen Grenze des norddeutschen Flachlandes gegen das noch zum Unterharz zu rechnende, südlich von Cönnern ansteigende Mansfelder Plateau, dessen höchste Erhebung der 244 m hohe Petersberg ist.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt nach der an dessen Westseite in kurvenreichem Lauf nordwärts fließenden Saale. Innerhalb desselben sind keine größeren Gewässer vorhanden. Es wird durchflossen von der Fuhne (auch Landgraben genannt), die samt dem östlich zur Mulde fließenden, nur kurzen Spittelwasser der Abfluß einer bruchigen, moorigen und sumpfigen Niederung ist. Beide, Fuhne und Spittelwasser, stellen eine nicht schiffbare Flußverbindung zwischen Mulde und Saale her und bilden im Kreise Cöthen in der Hauptsache die südliche und östliche anhaltische Landesgrenze gegen den preußischen Regierungsbezirk Merseburg.

Die Entstehung dieser Flußverbindung ist in hydrographischer Hinsicht besonders interessant. Etwas östlich von Zehbitz nämlich befindet sich eine Stagnation sumpfigen Wassers, die zu jeder Zeit und selbst bei Hochwasser vorhanden ist. Sie bildet die Wasserscheide zwischen Mulde und Saale, denn östlich der Stagnation strömen die Wasser nach Osten der Mulde zu, während sie westlich davon als Fuhne der Saale zufließen.

In trägem Lauf fließt die Fuhne, sich oftmals teilend, durch eine wiesenreiche Senke, die infolge häufiger Überschwemmungen mit fruchtbarem Schlick bedeckt ist. Ihr Lauf führt an den Orten Radegast und Wieskau vorüber, wendet sich dann aber nordwestlich. Sie nimmt bei Plömnitz rechtsseitig die Ziethe auf; als Zuflüsse auf der linken Seite sind der Strengbach, der sich bei Radegast, und die Reide, die sich Glauzig gegenüber mit der Fuhne vereinigen, anzuführen. Zwischen Bernburg und Dröbel mündet diese dann in die Saale.

Bemerkenswert erscheint, daß sämtliche Gewässer des linken Muldeufers, selbst die auf kaum 1 km Entfernung ihr genäherten, dennoch westliche Laufrichtung nach der 30 km entfernten Saale einschlagen. Alle erwähnten Wasserläufe erzeugen nur flache Einschnitte in das Terrain und machen sehr selten die älteren Schichten der Beobachtung zugänglich.

Die landschaftlich einförmige Gegend ist von außerordentlicher Fruchtbarkeit und nährt daher eine hoch entwickelte Landwirtschaft. Waldbestand ist nur ganz vereinzelt vorhanden.

B. Geschichtliches und Literatur.

Für die Volkswirtschaft gewinnt die Gegend erhöhte Bedeutung durch den sehr ergiebigen Braunkohlenbergbau, der seit ungefähr 100 Jahren, jedoch anfänglich mit mehrfachen Unterbrechungen, besteht. Dem Alter nach steht an erster Stelle Gerlebogk, bei welchem Orte schon um 1800 ein Tagebau auf Braunkohlen eröffnet wurde. Die Braunkohlenablagerung bei Lebendorf ist schon seit 1796 bekannt. Der erste Betrieb (Tiefbau) wurde jedoch erst 1814 durch die Grube Leopold nördlich von Trebitz eröffnet. 1820 wurde ein Tagebau im Oberflöz angelegt. 1819 entstand die Grube Marie bei Preußlitz, 1855 die Grube Leopold bei Edderitz, welche beide ebenso wie die Gruben Wilhelm Adolf bei Lebendorf und Franz bei Gerlebogk heute teilweise noch florieren. Von 1858 an betrieb die Grube Anhalt östlich von Wiendorf einige Jahre eine Kohlengewinnung durch Tagebau, sodann bis 1884 durch Tiefbau. 1840—1842 bestand bereits ein Tagebau ebenfalls östlich des Dorfes. Zwischen Gröbzig und Werdershausen hatten die Gewerkschaften Friedrich bei Gröbzig, Ascania und Ludwig bei Werderhausen Grubenbesitz, von denen jedoch allein Grube Ascania von 1859 bis Juli 1873 in Betrieb gestanden hat. Neuerdings gehören diese Felder zur Gerechtsame der Grube Leopold bei Edderitz. In der Nähe von Wörbzig-Pfaffendorf wurde 1858 von der Grube Augusta ein

Tiefbaubetrieb aufgenommen, der jedoch Anfang 1882 wieder erlosch. Einige untergeordnete bergmännische Betriebe von nur kurzer Dauer waren die Gruben Schwarzer Bär bei Gröna a. d. Saale (1853—1854), Johannes westlich von Leau (1853—1857), Leopold bei Cörmigk (1856, später als Leopold Friedrich an die Grube Franz bei Gerlebogk übergegangen), Caroline nordwestlich von Wörbzig (1867—1886) und Adolph bei Cörmigk (Mai 1875 bis August 1876).

Mit primitiven bergmännischen Hilfsmitteln gewann man zunächst nur die in geringer Tiefe lagernden und ohne technische Schwierigkeiten erreichbaren Braunkohlenflöze. Als jedoch der Mangel an billigem Brennstoff sich in der holzarmen Gegend fühlbar machte, und das Vorurteil gegen die Verwendung der Braunkohlen zu Fabriksfeuerungen allmählich geschwunden war, wandte man auch größere Mittel auf zur Gewinnung der Tiefbauflöze. In diese Zeit, um 1860, fällt die Hauptentwicklungsperiode dieses Braunkohlenbergbaues. Infolge der günstigen Lage inmitten der durch den Zuckerrübenanbau wohlhabenden, landwirtschaftlich vorgeschrittenen und besonders durch den Kalibergbau industriell entwicklungsfähigen Gegend, der Nähe der schiffbaren Saale und Eisenbahnverbindung ist heute der Braunkohlenbergbau einer der wichtigsten nationalökonomischen Faktoren jener Gegend.

JULIUS EWALD hat das Gebiet um 1850 gegnostisch aufgenommen und seine Beobachtungen in der 1864—1869 erschienenen geologischen Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz niedergelegt. Es geschah dies zu einer Zeit, als der Braunkohlenbergbau sich erst zu entwickeln begann und noch sehr wenig Aufschlüsse bot. Infolge der starken und ausgedehnten diluvialen Bedeckung, die die älteren Gebirgsglieder der Beobachtung entzieht, ist daher deren Zusammenhang stellenweise ungeklärt geblieben. EWALD hat auch keine Erläuterungen zu seiner Karte veröffentlicht, mithin fehlt auch die petrographische und paläontologische Charakterisierung der von ihm angegebenen Schichten. Seine Aufzeichnungen sollen daher in Folgendem eine geologische Erklärung und teilweise Berichtigung und Ergänzung erfahren.

Die übrigen, die Gegend kurz erwähnenden Abhandlungen, z. B. von OTTILIAE¹⁾ und ZINCKEN²⁾, sind teils unvollständig, teils schließen sie sich eng an die EWALD'sche Aufnahme an.

C. Geologische Übersicht.

In geologischer Beziehung gehört das Gebiet zu der südöstlichen Randzone des sog. Magdeburg-Halberstädter Beckens, einer nach NW. geöffneten Bucht, deren Längsachse in hercynischer Richtung verläuft. Die Bucht wird durch den Egel-Staßfurter Rogensteinsattel in eine nordöstliche und eine südwestliche Spezialmulde gegliedert. Unser Gebiet liegt auf der plateauartigen südöstlichen Abflachung dieses Sattels, dessen einerseits nordöstliches und andererseits südwestliches Einfallen hier nur noch 3—5° beträgt. Es kamen hier die den Sattel bildenden Kräfte fast gar nicht mehr zur Wirkung. Eine eingehendere Behandlung soll diejenige Gegend erfahren, wo EWALD die nördlich gerichtete Umbiegung des östlichen Beckenrandes vermutete, also die Umgebung der Ortschaften Sieglitz, Gröbzig, Wörbzig. Wir werden später sehen, daß diese Vermutung EWALD's durch die Untersuchungen des Verfassers nicht bestätigt worden ist.

D. Der Untergrund des Tertiärs.

Zur Veranschaulichung der unter dem Tertiär lagernden Schichtenfolge diene eine bei dem Orte Lebendorf im Jahre 1883 niedergebrachte Salzbohrung, die folgende Formationen durchsank:

¹⁾ OTTILIAE, Die Aufsuchung und Gewinnung der Braunkohlen in der Provinz Sachsen. Zeitschr. f. das Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Bd. 7 und 8, 1859 und 1860.

²⁾ C. F. ZINCKEN, Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867.

		Höhe des Ansatzpunktes:
		79 m über N. N.
0—	0,70 m Ackererde	Alluvium
0,70—	1,20 » mittelkörniger Kies	Diluvium
1,20—	4,75 » lehmiger Sand	»
4,75—	7,25 » grober Kies	»
7,25—	8,60 » grauer kalkfreier Ton	Unteroligocän
8,60—	17,20 » brauner Ton	»
17,20—	21,50 » tonige Braunkohle	»
21,50—	27,50 » grauer Ton mit Sandschichten	»
27,50—	34,80 » grünlichblauer Ton	»
34,80—	40,85 » blaugraue Letten mit Sandsteineinlagerungen	Unt. Buntsandstein
40,85—	80,40 » rote und blaue bröcklige Letten	Ob. Zechstein
80,40—	131,20 » mittelkörniger, grauer Gips	»
131,20—	137,80 » grauer Salzton, brecciös	»
137,80—	151,20 » grauer Gips	»
151,20—	172,50 » rote und blaue sandige Letten	»
172,50—	256,00 » feinkörniger Gips	»
256,00—	318,30 » feinkörniger Anhydrit	»
318,30—	574,30 » weißes Älteres Steinsalz	»
574,30—	576,80 » Anhydrit mit bituminösen Dolomitschnüren	Mittl. Zechstein
576,80—	584,60 » Stinkschiefer	»
584,60—	607,70 » Anhydrit, bitumenhaltig	»
607,70—	618,90 » Ältestes Steinsalz mit Anhydritschnüren	»
618,90—	653,70 » feinkörniger Anhydrit mit bituminösem Dolomit	»
653,70—	658,70 » Zechsteinkalk mit Dolomit	Unt. Zechstein
658,70—	661,40 » Zechsteinkalk mit Anhydrit und Pyrit	»
661,40—	661,90 » Kupferschiefer mit <i>Palaeoniscus Freieslebeni</i>	»
661,90—	664,45 » Zechsteinkonglomerat	»
664,45—	666,30 » roter und blaugrauer Schieferton	Ober-Rotliegendes
666,30—	691,90 » dunkelroter Schieferton	»
691,90—	708,50 » roter Sandstein und Schieferton in abwechselnden Lagen	»
708,50—	722,50 » rote Schieferletten	»
722,50—	726,60 » rotes kleinstückiges Porphyrkonglomerat	»
726,60—	736,00 » rote Schieferletten mit Quarzadern	Paläoz. Schiefergebirge.

I. Paläozoisches Schiefergebirge.

Die Untergrundschichten des Magedeburg - Halberstädter Beckens setzen sich also, wie nach den am Rande desselben austretenden Gebirgsgliedern zu vermuten ist, aus dem paläozoischen Schiefergebirge des Harzes zusammen, dem auch die bei Klein-Paschleben anstehenden Culm-Grauwacken angehören.

II. Ober-Carbon (Ottweiler Schichten).

Die nördlich von Schlettau und Dalena auftretenden Mansfelder Schichten, an die sich weiter nach Osten hin bei Löbejün, Plötz und Werderthau die Wettiner Schichten anschließen, fehlen im Bohrloch. Durch die Bohrungen Gertrud bei Rohndorf, Antoinette und Friedrich bei Görzig ist die östliche Erstreckung der Wettiner Schichten bis zu den genannten Orten nachgewiesen worden.

III. Unterrotliegendes.

Das Unterrotliegende tritt in Gestalt der südlich von Gröbzig, ferner bei Löbejün und am Ufer der Fuhne zum Teil anstehenden Porphyridecken auf, die F. BEYSCHLAG¹⁾ in 3 Gruppen, Wettiner und Petersberger Porphyre, Orthoklasporphyr (LASPEYRES) und Löbejün-Landsberger Porphyre einteilt. Erstere sind neuerdings durch die Aufschlüsse der Grube Hedwig auch bei Groß-Weissandt unter dem Tertiär erschlossen worden.

Eine genaue petrographische Beschreibung dieser carbonischen und rotliegenden Schichten befindet sich in dem unten angegebenen Werke.

Diskordant auf diesen älteren Schichten lagern das Oberrotliegende, die Zechsteinformation und der Buntsandstein, die ihrerseits konkordant übereinander folgen und in dieser Gegend das Innere der durch den Egelst-Staffurter Rogensteinsattel südwestlich desselben gebildeten Staffurt-Halberstädter Mulde ausfüllen.

IV. Oberrotliegendes.

Das Ober-Rotliegende ist vorwiegend aus den Trümmergesteinen der älteren Schichten in Form von rotgefärbten Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertönen zusammengesetzt. Die

¹⁾ F. BEYSCHLAG und K. v. FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt, N. F., Heft 10. Berlin 1899.

Konglomerate bestehen aus Harzgesteinen, Porphyr und Milchquarz. In seiner oberen Partie ist es zumeist durch Reduktion des Eisenoxyds hell gefärbt und deshalb als Weißliegendes bezeichnet worden.

V. Zechstein.

Im Gegensatz zur Mansfelder Gegend, in der nun das Kupferschieferflöz folgt, lagert hier an dessen Basis noch das dem Weißliegenden sehr ähnliche, aber durch seine Versteinerungen und durch sein kalkig-dolomitisches Bindemittel als Meeressediment charakterisierte Zechsteinkonglomerat BEYRICH'S, bestehend aus Geröllen von Grauwacke, Kieselschiefer und Quarz, die bis 1 cm Durchmesser erreichen. Im Mansfeldischen bildet dieses hellgraue Konglomerat erst weiter im Westen zwischen Sangerhausen und Steina die stete Unterlage des Kupferschiefers.

Letzterer ist hier 0,50 m mächtig und besteht aus einem schwarzen, bituminösen Mergelschiefer von dichter, feinschichtiger Beschaffenheit und großer Festigkeit. Neben dem Bitumen- und Erzgehalt zeichnet er sich noch durch seinen Reichtum an heterocercalen, kleinschuppigen Ganoidfischen aus, von denen *Palaeoniscus Freieslebeni* in der Bohrprobe festgestellt wurde. Das Kupferschieferflöz schließt sich unmittelbar an das am Südrande des Harzes ausgebildete mansfeldische an. In seinem Verlauf berührt es die Ortschaften Wiederstedt-Cönnern und beschreibt dann einen nach Norden offenen Bogen, an dem das als erzeich bekannte Golbitz und ferner Sieglitz liegen. Der letzte Aufschlußpunkt des Kupferschiefers befindet sich am Neckschen Busch südlich von Gröbzig, wo er direkt auf dem Porphyr lagert. Sodann ist er erst wieder weiter nördlich bei Frenz, Wohlsdorf, Crüchern, Neunfinger und Borgesdorf nachgewiesen. Infolge zu geringen Gehaltes an Kupfer und Silber gilt jedoch dieser nördliche anhaltische Teil des Kupferschiefers nach bisherigen Untersuchungen als unbauwürdig.

Das Kupferschieferflöz wird vom Zechsteinkalk überlagert, einer durchschnittlich 6–10 m mächtigen Schicht, die durch ihre Fauna als Flachseebildung charakterisiert ist. Der Zechsteinkalk ist

von grauer Farbe und flachmuschligem Bruch. Örtlich sind Dolomit und Anhydrit in ihm vorhanden. Eingesprengt, besonders nahe am Kupferschieferflöz, findet sich Pyrit. Bei der Verwitterung wird er ockergelb. Er eignet sich infolge seiner Festigkeit als Baustein. Zu diesem Zwecke war er auch von 1839 an mehrere Jahre lang südlich von Gröbzig, am sogenannten Neckschen Busch, Gegenstand eines lohnenden Steinbruchsbetriebes. Das an dieser Stelle angetroffene Zechsteinprofil sei hier wiedergegeben:

Oberer Zechstein: Bläuliche Letten mit Knollen dolomitischen Kalksteins.

Mittlerer Zechstein: Stinkschiefer, (aufgeschlossen).

Unterer Zechstein: Zechsteinkalk (Steinbruchsbetrieb). Kupferschieferflöz (unbauwürdig).

Unter-Rotliegendes: Wettiner und Petersberger Porphy.

Anhydrit mit bituminösem Dolomit, örtlich begleitet von Steinsalz, sowie Stinkschiefer sind die Glieder des Mittleren Zechsteins. Man faßt gewisse Gesteine dieses Horizontes als wieder verfestigte Rückstandsbildungen der ursprünglich mächtigen Anhydrit- und Steinsalzlager des Mittleren Zechsteins auf. Stinkschiefer ist seiner Beschaffenheit nach ein sich rauh anführender, schiefriger, spröder, bitumenhaltiger Dolomit von grauer Farbe.

Der Obere Zechstein besteht aus rötlichen und bläulichen Letten, die Einlagerungen von schuppigem oder feinkörnigem, grauem oder weißem ungeschichtetem Gips führen. Nach der Tiefe zu geht der Gips in Anhydrit über, aus dem er durch Wasseraufnahme entstanden ist.

Das Bohrloch liegt, ebenso wie der Aufschluß am Neckschen Busch bei Gröbzig, am südlichen Rande des großen Magdeburg-Halberstädter Beckens. Die wertvollen Kalisalze sind nicht mehr angetroffen worden. Durch den Zutritt der Tagewasser sind die Salze ausgelaugt, alsdann ist das Hangende zusammengebrochen und schließlich wieder verkittet worden. In Bohrung A beim Orte Unter-Peißen wurde die für das Magdeburg-Halberstädter Becken typische Salzfolge des Oberen Zechsteins (Staßfurter Ausbildung) angetroffen, und zwar unter roten und blauen Letten:

von 335,50—389,00 m	Jüngeres Steinsalz,
389,00—429,10 »	Haupt-Anhydrit,
429,10—435,00 »	Salzton,
435,00—442,40 »	Kalisalze,
442,40—447,60 »	Steinsalz,
447,60—450,70 »	Kalisalze,
450,70—592,70 »	Älteres Steinsalz.

VI. Buntsandstein.

Im Unteren Buntsandstein der hiesigen Grubenaufschlüsse und der weiteren Umgebung lassen sich die beiden von LASPEYRES¹⁾ in der Gegend von Halle unterschiedenen Glieder wiedererkennen. Die obere Abteilung besteht aus einer Wechselfolge von Kalksandsteinen und roten, grünlichblauen und grauen Schieferletten mit eingelagerten Bänken von Rogenstein²⁾, einem festen oolithischen Kalkstein. Die Kalksandsteine sind stets feinkörnig und von heller Farbe. Sie treten meist in dünnen, durch Schieferletten von einander getrennten Bänken auf; seltener erreichen sie eine größere Dicke. Die Schieferletten sind mehr oder minder sandig und kalkhaltig. Nach oben hin nimmt die rote Färbung ab. Wie stets bei alten Festlandsböden, die lange der Verwitterung ausgesetzt waren, so ist auch hier auf der Grenze zum Tertiär die alte Formation ausgebleicht. Es bildete sich die etwa 10 m mächtige obere Zone der graublauen, glimmerreichen, deutlich geschichteten, kalkigen und sandigen Letten, die neben den schwachen Sandsteinlagen auch eisenreiche gelbliche Dolomitbänke führt. Der durch eisenhaltige Wasser stellenweise in kompakten Sphärosiderit umgewandelte, fein- bis mittelkörnige Dolomit ist zumeist stark zerklüftet. Er findet sich nicht wie der Rogenstein in zonenartiger Anhäufung der Bänke, sondern ganz unregelmäßig verteilt.

Im Bereiche der Braunkohlengruben liefern besonders gute Aufschlüsse der Leopoldschacht der Grube Wilhelm Adolf bei

¹⁾ LASPEYRES, Zeitschr. der Deutschen geol. Ges., Bd. 24, 1872.

²⁾ KALKOWSKY (Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., Bd. 60, 1908, S. 68—125) nimmt neuerdings bei der Bildung von Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein pflanzliche, also organische Mitwirkung an.

Lebendorf, dessen Füllort im Rogenstein und Sandstein steht, und ferner die Grube Leopold bei Edderitz, auf der ein Buntsandsteinsattel durchfahren werden mußte, um eine söhliche Förderbahn zwischen Schachtsohle und der südwestlich dieses sogen. Piethener Sattels abzubauenen Spezial-Kohlenmulde herzustellen. Außerdem geben eine Anzahl Bohrungen Aufschluß, besonders die auf Kalisalze ausgeführten Tiefbohrungen. In der Umgebung der Gruben ist der Untere Buntsandstein infolge der Verwendung der oberen tonigen Schichten zu Ziegeleizwecken und der zwischenliegenden Rogensteinschichten zu Mosaikpflaster in zahlreichen Tongruben und Steinbrüchen in der Cönnernschen Rogensteinmasse und ferner südlich von Bernburg aufgeschlossen.

Einige Beobachtungen aus dieser Formation seien im Folgenden kurz wiedergegeben. In der Schaaf'schen Tongrube nördlich von Ober-Peißen ist unter einer Decke von 0,75 m humoser Dammerde und 0,50 m Lehm der Untere Buntsandstein in 10 m Mächtigkeit bloßgelegt. Die Schichten fallen mit 5—10° nach SO. ein. Außerdem war eine von WNW. nach OSO. verlaufende Verwerfung zu beobachten. Die voneinander genau unterscheidbaren roten und grünlichblauen Lagen waren um 2 $\frac{1}{2}$ m gegen einander verschoben und an der nahezu senkrechten Verwerfungsspalte stark zersplittert. In den Sandsteinlagen fanden sich zahlreiche Drusen mit bis 1 cm großen Kalkspatkrystallen.

In der Schmidt'schen Tongrube südlich von Baalberge fallen die Buntsandsteinletten mit 4—6° nach SO. ein. Es war besonders gut die horizontlose Anordnung der Kalksandsteinlagen zu erkennen. Das Deckgebirge besteht aus einer 1 m starken diluvialen Kiesschicht.

Nordöstlich von Baalberge (Hahndorf'sche Ziegelei) wird die Kiesschicht 3—5 m mächtig. Der darunter liegende Buntsandstein fällt mit 3—5° nach NO. und SO. ein.

Die Aufschlüsse zwischen Gröna und Bernburg zeigen ein Einfallen des Unteren Buntsandsteins nach Norden hin und zwar z. B. in dem Bruch der Petzold'schen Ziegelei nördlich des Ortes Gröna von 2—3°, in dem der weiter nördlich gelegenen Ziegelei von Heinrich Schmidt von 10—12°. In der letzteren war auch

ein im Buntsandstein aufgearbeiteter 10 m tiefer, mit Kies, Lehm und Ackererde erfüllter Erosionskessel sichtbar. Bis in 18 m Tiefe war ferner eine NW.—SO. verlaufende Verwerfung auf 30 m hin verfolgbar.

Bezüglich der Tektonik des Unteren Buntsandsteins ergibt sich allgemein: Alle Störungen verlaufen hercynisch. Infolge ihrer geringen Verwurfshöhe ist ihnen wohl nur eine lokale Bedeutung beizumessen. Die größte Sprunghöhe betrug $2\frac{1}{2}$ m. Die Tiefenerstreckung war nicht zu ermitteln. An dem Einfallen der Buntsandsteinschichten südlich von Bernburg nach zwei verschiedenen Richtungen hin ist eine nur flache Sattelbildung erkennbar. Wir befinden uns, wie schon eingangs erwähnt, an der südöstlichen Abflachung des Egeln-Staßfurter Rogensteinsattels.

Der Mittlere Buntsandstein tritt südlich und östlich von Bernburg und ferner bei Alsleben auf. Seine Grenze gegen den Unteren Buntsandstein ist durch das unvermittelte Auftreten von grob- und mittelkörnigen, plattenförmigen, 5—50 cm starken Sandsteinbänken sowie durch das Zurücktreten der im Unteren Buntsandstein häufigen Kalksandsteine scharf gekennzeichnet. Die kieseligen Sandsteine haben eine rote und grünlichblaue oder weißgraue Färbung. Sehr gute Tagesaufschlüsse bieten die östlich von Bernburg a. d. Saale gelegenen Merkel'schen Steinbrüche, in denen sich ein nördliches zwischen 5 und 10° schwankendes Einfallen des Mittleren Buntsandsteins feststellen ließ. In der Grube der Hahndorf'schen Ziegelei ist sowohl Unterer wie auch Mittlerer Buntsandstein sichtbar, beide fallen mit 3 — 5° nach NO. und SO. ein.

Die übrigen Glieder der Trias (Oberer Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) treten in großer Ausdehnung nordwestlich und nördlich von Bernburg auf. Jura- und Kreideschichten fehlen zwischen Bernburg, Cöthen, Cönnern und Löbejün vollständig. Ob sie an dieser Stelle überhaupt jemals zur Ablagerung gelangt sind, läßt sich nicht nachweisen.

Die in den älteren Bohrtabellen der Braunkohlengruben angegebenen Bezeichnungen für das Liegende, wie »Keuper«, »Rotliegendes« und »Buntsandstein« entbehren jeder geologischen Be-

gründung. Die Bezeichnung »roter Porphyrtön« ist auch insofern unverständlich, als der aus der Zersetzung des Feldspats hervorgegangene Ton weiß bis grau aussieht, aber niemals rot. Man kann aus der Bezeichnungsweise der Bohrtabellen nur schließen, daß das Tertiär durchstoßen wurde und älteres Gestein anstand.

E. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes bildet nach den bisherigen Ermittlungen überall der Untere Buntsandstein das Liegende des Tertiärs. Die Karte (Tafel 2) zeigt, daß das Tertiärbecken auch auf der W.-Seite von Unterem Buntsandstein vollständig umsäumt und begrenzt wird. Der früher angenommene Zusammenhang unserer Tertiärablagerungen mit denen bei Latdorf und Calbe besteht also nicht. Erst in den weiter südöstlich gelegenen Bohrungen bei Rohndorf, Görzig und Gr. Weissandt wurden unter dem Tertiär teils Wettiner Schichten, teils Petersberger Porphyr nachgewiesen.

Das Tertiär tritt innerhalb des Gebietes nirgends zutage, sondern wird von Diluvialschichten überlagert, zu denen als jüngste Decke in den Niederungen der Wasserläufe, besonders der Fuhne, Alluvium tritt.

Im Gegensatz zu den älteren Formationen ist die tertiäre Schichtenfolge schon auf kurze Entfernung hin schnellem Wechsel unterworfen. Dieser ist auch innerhalb der beiden Hauptmulden unseres Gebietes, der westlichen Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer und der östlichen Edderitz-Wörbziger Mulde, erkennbar. Wir beschreiben zunächst die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in den einzelnen Grubenaufschlüssen der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Mulde.

I. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Braunkohlenmulde.

Die Ausdehnung dieser Mulde beträgt nach der Länge (NW.—SO.) etwa 6 km, nach der Breite (SW.—NO.) 5 km. Das Einfallen des Buntsandsteins nach dem Muldentiefsten ist infolge der häufigen Spezialmuldenbildungen sehr schwankend. Es beträgt östlich von Gerlebogk-Preußnitz etwa 20° nach SW., am nördlichen Rande bei Plömnitz $2-3^{\circ}$ nach SO., im Leopoldschachte bei Lebendorf 25° nach O.

1. Kapselton.

Wie in all den größeren anfangs erwähnten subhercynischen Braunkohlenmulden wird auch hier das Tertiär durch eine Tonablagerung eingeleitet, die sich als ein zusammenhängendes Lager diskordant über dem Unteren Buntsandstein ausdehnt. Die ursprünglich hügelig-wellenförmige Unterlage wurde durch ihn zum größten Teil eingeebnet. Der Ton ist daher auch bedeutenden Schwankungen in seiner Mächtigkeit unterworfen.

Der kalkfreie und ungeschichtete Ton ist von weißer, grünlich-blauer, grauer oder brauner Farbe und teils von fetter, dann plastischer, teils von sandiger Beschaffenheit. Der reine Ton fühlt sich speckig an. Er führt weißen Glimmer (Muscovit). Außerdem finden sich reichlich Knollen von Schwefelkies und Markasit in ihm. Oftmals, besonders in den Lebendorfer Braunkohlengruben, bildet der Schwefelkies bis faustgroße Kugeln, die beim Zerschlagen radialstrahligen Bau zeigen. An der Luft und im Wasser zerfallen diese nach kurzer Zeit zu einer grauen Asche. Nur wenige lassen auf der Oberfläche die Krystallform des Pyrits erkennen. Außer Schwefelkies führt der Ton noch zahlreiche Gipskryställchen (Marienglas), von den Tonmeistern Spitzglas genannt, in Gestalt linsenförmiger Zwillingskrystalle. Der Gips deutet auf einen früheren Kalkgehalt des Tones hin, der wohl erst sekundär durch Gewässer zugeführt wurde. Auf Klüften und in Hohlräumen wurde durch die Schwefelsäure des verwitternden Schwefelkieses

4*



die Ausfällung des Gipses hervorgerufen. Der Ton ist ferner stellenweise stark brauneisenhaltig. Für die Tonwarenindustrie ist er dann unbrauchbar. Eine für den Bergbau sehr nachteilige Eigenschaft bildet sein Quellen bei der Berührung mit feuchter Luft. Die zerknickten Grubenhölzer und die Verengungen der im Ton aufgefahrenen Vorrichtungsstrecken legen hiervon ein beredtes Zeugnis ab. Vermutlich wird das Aufblähen durch die schnelle Wasseraufnahme des Tones hervorgerufen.

Infolge seiner technischen Verwendung zu feuerfesten Kapseln in der Porzellanfabrikation bezeichnet man ihn, ebenso wie bei Halle, in der Umgegend von Cönnern, Leau und Cörmigk, wo er am Ausgehenden in mehreren Tongruben gewonnen wird, als Kapselton. Der von den Gebrütern BAENSCH aus Dölau westlich von Leau in einer an der Kleinbahn Cönnern-Bernburg gelegenen Tongrube ausgebeutete Kapselton wurde von der Direktion der Königlichen Porzellan-Manufaktur zu Berlin einer Untersuchung unterworfen, deren Ergebnis lautet:

Der feuerfeste Ton von Bebitz-Leau ist plastisch, brennt sich im Porzellanofen bei Kegel 15 ziemlich dicht und zeigt eine ziemlich helle gleichmäßige Brennfarbe. Seine Zusammensetzung ist nach der rationellen Analyse folgende:

Tonsubstanz	62,90 %	Glühverlust	
Quarz	36,15 »	berechnet	gefunden
Feldspat	0,95 »	8,78	8,08 %

Das dort ferner vorkommende sandige Material, welches als Stampfkaolin und kieselsäurereicher Ton in den Handel kommt, hat ungefähr folgende Zusammensetzung:

Kieselsäure	87,55 %	(bis 96,42)
Tonerde	9,43 »	(von 2,46 an)
Eisenoxyd	0,19 »	} (beides bis 1,04)
Alkalien	0,40 »	
Glühverlust	2,43 »	

Infolge seines Gehaltes an weißem Glimmer und seiner mannigfachen Färbung ähnelt der Ton oftmals den graublauen Letten der oberen Abteilung des Unteren Buntsandsteins. Daß man sich im Alter solcher Tone täuschen kann, mußte auch LASPEYRES¹⁾ erfahren, indem er bei Sennewitz einen Ton als tertiären Kapselton bezeichnete, der später durch VON FRITSCH²⁾ infolge seines Gehaltes an zahlreichen Farnkrautresten als ausgebleichter rotliegender Schieferthon erkannt wurde. Bei sorgfältiger Untersuchung erkennt man in unserer Gegend den Buntsandsteinton stets sofort an der deutlichen Schichtung und dem höheren Glimmergehalt. Auch sind die Buntsandsteinletten in geringem Maße kalkhaltig.

2. Braunkohlen und ihre Begleitschichten.

Die Lagerung der Braunkohlen ist der Form des Untergrundes entsprechend muldenförmig. Beim Verfolgen der Hauptflöze lassen sich mehrere größtenteils durch Tonrücken getrennte Spezialmulden feststellen, deren früherer Zusammenhang teilweise noch erkennbar ist. Auf der Karte (Tafel 3) sind dieselben besonders gut an den als abgebaut angegebenen Feldesteilen kenntlich. Stellenweise hat auch eine diluviale Auswaschung eine Unterbrechung des Flözzusammenhanges herbeigeführt. Im wesentlichen lassen sich vier größere Mulden erkennen.

Auf die Lage des Ortes Lebendorf bezogen, unterscheiden die dortigen Fachleute

1. die nordwestliche, bisher nur durch Bohrungen nachgewiesene, sogen. Peißener Mulde zwischen den Ortschaften Unter-Peiß, Bebitz und Beesedau.

2. Daran schließt sich die von den Ortschaften Lebendorf, Leau und Bebitz begrenzte sogen. nördliche Lebendorfer Mulde. Auf den in ihr erschlossenen Flözen bauten die Schächte Wil-

¹⁾ LASPEYRES, Erläuterungen zu Blatt Petersberg, S. 9.

²⁾ F. BEYSLAG und K. v. FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen. Berlin 1899, S. 146.

helm und Amalie, von denen jetzt nur noch der erstere im Betriebe ist.

3. Die weiter südlich zwischen den Orten Lebendorf, Wiendorf, Ilbersdorf und Trebitz gelegene, z. T. abgebaute sogen. südliche Lebendorfer Mulde ist durch den Georg- und Leopold-Schacht bei Trebitz und die Grube Anhalt bei Wiendorf erschlossen worden; heute ist nur noch der Tiefbau Leopold im Gange.

4. Östlich der hier nordwärts fließenden Fuhne liegt die von NNW. nach SSO. streichende Gerlebogk-Preußlitzer Spezialmulde. Auf dem nördlichen Ausgehenden baut die Grube Marie bei Preußlitz, auf dem südlichen die Grube Franz bei Gerlebogk. Auf der Mitte zwischen beiden Werken war kurze Zeit die Grube Leopold bei Cörmigk im Betriebe, die das östliche Ausgehende des Flözes abbaute.

Auf dem nördlichen Muldenrande bewegte sich nur wenige Jahre der sehr unbedeutende Bergbau der Grube Johannes bei Leau.

OTTILIAE's¹⁾ Annahme zweier Kohlenmulden zwischen Gerlebogk und Preußlitz ist hinfällig. Der Abbau ging zur Zeit der Anfertigung seiner Arbeit nur im Ober- und Mittelflöz um, deren Zusammenhang allerdings unterbrochen ist. Das sog. Tiefbauflöz dagegen bildet eine zusammenhängende Ablagerung innerhalb dieser Mulde.

a) Nördliche Lebendorfer Mulde.

In der nördlichen Lebendorfer Mulde sind unter den zahlreichen durch Zwischenmittel aus Sand und fettem Ton getrennten Flözen drei abbauwürdig. Alle übrigen Flöze sind infolge zu geringer Mächtigkeit oder Verunreinigung durch Ton unbauwürdig und kaum der Erwähnung wert. Das Profil des Wilhelm-Schachtes erläutere die Mannigfaltigkeit im Wechsel der Schichten:

¹⁾ OTTILIAE, Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Bd. 7 und 8, 1859 und 1860.

Höhe über N. N. 65 m.

1,00 m	Dammerde	}	Alluvium und Diluvium
0,35 »	Lehm		
0,78 »	grauer Sand, trocken		
2,35 »	Braunkohle (Oberflöz)		
1,05 »	grauer sandiger Ton		
0,78 »	brauner Sand mit Kohlen		
0,79 »	feinkörniger, grauer Sand		
0,16 »	Braunkohle		
1,31 »	grauer, sandiger Ton		
0,52 »	Kohle, sehr tonig		
1,15 »	feiner, brauner Sand		
0,53 »	grauer Ton		
0,78 »	grauer, fester Sand		
1,31 »	grauer Ton		
1,94 »	Braunkohle (Mittelflöz)		
0,40 »	feiner, gelber Sand		
2,87 »	grauer Ton		
0,94 »	brauner Ton		
0,21 »	Braunkohle		
0,65 »	grauer Ton		
0,16 »	Braunkohle		
0,08 »	brauner Ton		
1,05 »	Braunkohle		
0,78 »	grauer Ton		
2,35 »	brauner Ton		
0,52 »	grauer, sandiger Ton		
0,26 »	grauer Sand, schwimmend		
0,52 »	Braunkohle		
1,38 »	grauer, sandiger Ton		
0,26 »	grauer Sand		
1,57 »	grauer Ton		
0,26 »	brauner Ton		
0,26 »	Braunkohle		
0,52 »	brauner, sandiger Ton		
0,16 »	grauer Sand, schwimmend		
0,40 »	brauner, sandiger Ton mit Kohle		
4,97 »	Braunkohle		
0,16 »	sandige Braunkohle	}	Unter- oder Hauptflöz
4,78 »	Braunkohle		
0,52 »	tonige Braunkohle		
3,92 »	Braunkohle		
0,08 »	brauner Ton		
0,70 »	Braunkohle		
1,44 »	brauner Ton		

Tertiär.

1,31 m Braunkohle, etwas tonig	} Tertiär.	
1,05 » gelber, fester Feinsand		
5,10 » grauer, toniger Sand		
0,16 » Braunkohle		
6,01 » brauner, fester Sand		
0,89 » blauer, sandiger Ton		
0,52 » grauer Sand mit Kohle		
0,26 » brauner Ton		
1,70 » grauer Ton		
0,62 » Braunkohle		
0,79 » blauer Ton		} Unterer Buntsandstein.
0,86 » blaue Letten		
<hr/>		
67,20 m Gesamtteufe		

Der Bergmann unterscheidet dort die schon im Profil gekennzeichneten Flöze als Unter- oder Hauptflöz, Mittel- und Oberflöz. Unter dem Hauptflöz findet sich, durch ein stellenweise bis 3 m mächtiges Tonmittel getrennt, noch eine bis auf 2 m anschwellende Kohlenbank, die jedoch infolge schlechter Beschaffenheit der Kohle unbauwürdig ist. Aus Mangel an Aufschlüssen konnte ihr Vorkommen nicht vollständig festgestellt werden, da die Bohrungen zumeist nach Durchörterung des Hauptflözes eingestellt wurden.

α) Das Unter- oder Hauptflöz.

Das Unter- oder Hauptflöz hat im Muldentiefsten eine Mächtigkeit von 16 m und verschwächt sich allmählich nach den Rändern hin. Im W. und SW., im Grubenfeld Amalie, trennt ein 0,50—1,50 m starkes, aus fettem, schwarzem Ton bestehendes Mittel das Flöz in zwei Bänke von je 4 m Mächtigkeit.

Auf dem Ostflügel steigt das Unterflöz an dem Tonrücken im nördlichen Teil mit 120°, im mittleren mit 130° und im südlichen mit 150° an und keilt sich schnell aus. Auf dem Südflügel wird es durch einen Tonrücken eingebuchtet und verdrückt. Das Flöz legt sich mit 10—14° Einfallen an ihn an. In der westlich des Sattels erzeugten Nebenmulde wird das Flöz wieder so mächtig, daß es ebenso wie auch in der westlich davon abgesonderten Amalie-Mulde durch Tagebau gewonnen werden konnte. Von der erwähnten Verdrückung aus sinkt der Westflügel zunächst nach NW. hin und hebt sich dann mit 200° Steigung heraus. In

dieser Spezialmulde südwestlich vom Wilhelm-Schachte konnte das Hauptflöz ebenfalls durch Tagebau gewonnen werden. Auf dem Nordflügel beträgt das Ansteigen des Flözes 110, es keilt sich jedoch nicht aus, sondern geht über den nördlich vorgelagerten Tonsattel hinweg in die nach WSW. fast bis zur Saale sich erstreckende flache Peißener Mulde.

Besonders in der 4 m mächtigen unteren Partie, der sogenannten Knorpelbank, ist die Kohle von sehr fester, stückreicher Beschaffenheit. Der obere Teil der Kohle ist erdig und scheint allochthonen Ursprunges zu sein, indem bei der Bildung der Tonmulden das Flöz an den Rändern, wo es jetzt an vielen Stellen stark reduziert ist, aufgearbeitet und nach dem Muldentiefsten geschlämmt worden ist. Dafür sprechen auch die in dieser Lage von Mitte Flöz bis zum Hangenden angetroffenen hellen kugeligen oder länglichen, zumeist fingerstarken, unregelmäßig in der Kohle vorkommenden Tonkörper. Der Bergmann nennt dieses Material »Bunte Kohle.« Da sie auch an manchen Stellen stark von Retinitkugeln durchsetzt ist, brennt sie trotz des Tongehaltes sehr gut und wird abgebaut. Akzessorisch kommen in dieser Kohle, deren Wert beeinträchtigend, viel Schwefelkies und Markasit vor, an denen besonders die lignitischen Partien reich sind. Bei der Wetterführung darf der feuchte Luftstrom deshalb nicht mit den Kohlen in längere Berührung treten, da sich das z. T. sehr fein verteilte Schwefeleisen unter Wärmeentwicklung zu schwefelsaurem Eisenoxydul zersetzt, sehr schlechte Wetter erzeugt und auch schließlich zu einer Entzündung der Kohle führt.

Durch das ganze Flöz verfolgbar finden sich, parallel zum Liegenden und untereinander, hellbraune, leicht brennende Lagen pyropissitischen Materials. Auch beim Verschwächen des Flözes nähern sie sich nie der Flözsohle. Ihre Entstehung wird später erörtert werden.

Den Übergang zum hangenden braunen sandigen Ton bildet eine sandig-tonige Kohle. Parallel zum Flöz führt das Hangende noch mehrere dünne Kohlenschnüre. Es folgt dann weiterhin nach oben ein toniger, weißer, stellenweise schwimmender Sand, dann reiner plastischer Ton.

Neben Ton, Schwefelkies und Retinit sind in der Braunkohle noch kleine, annähernd gleich große, abgerundete weiße Kieselsteine von Haselnußgröße eingebettet, die vermutlich durch Bäche eingeschwemmt sind. Sie entsprechen vermutlich den von C. F. ZINCKEN¹⁾ als Quarzrollsteine bezeichneten Gebilden, welche er aus den Braunkohlen von Latdorf erwähnt.

Außerdem lag mitten in der Kohle eingebettet Faserkohle, ein braunes, langfaseriges, bastähnliches Material, das Skelettelemente von Monokotyledonen (Palmen) darstellt. Faserkohle ist auch in den übrigen Flözen und in fast allen anderen Braunkohlenablagerungen der Provinz Sachsen gefunden worden.

Die chemische Untersuchung der grubenfeuchten Braunkohle ergab folgende Zusammensetzung:

Gesamtwassergehalt	45,45 v.H.
Asche	8,36 »
Brennbare Substanz	46,19 »

(Vollständige Analyse s. Anhang.)

Die Muldenlinie des Hauptflözes verläuft wie die Profillinie A—B (Tafel 3). Im Muldentiefsten hat sie die Richtung h. 2 . 6. Sie wendet sich mit 10⁰ Steigung nach Norden unter h. 11 . 4 und mit einem Fallwinkel von 2⁰ unter h. 12 nach Süden. Durch einen Kohlenbesteg steht das Flöz mit dem der südlichen Lebendorfer Mulde in Verbindung.

β) Das Mittelflöz.

Das zweite bauwürdige Flöz, das sogen. Mittelflöz, ist durch ein 2—20 m starkes Tonmittel von dem Hauptflöz getrennt. In seiner Erstreckung folgt es fast vollständig derjenigen des Hauptflözes, nur im nördlichen Muldentheil, ebenso wie auch in der Peißener Mulde, fehlt es. An dem beide Mulden trennenden Sattel wird es nicht wie das Hauptflöz stark reduziert, sondern überbrückt ihn in annähernd konstanter Mächtigkeit. Nahe am Sattel ist es schwach wellenförmig, hat also noch an der Faltung teilgenommen, die somit auch jünger als das Mittelflöz ist.

¹⁾ C. F. ZINCKEN, Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867.

Die Kohle ist ebenfalls knorpelreich, jedoch überall stark von gelben Tonschnüren durchzogen, woran das Flöz in der südlichen Lebendorfer Mulde wiederzuerkennen ist. Infolge der Tonbeimengungen ist es innerhalb dieser nördlichen Mulde nur im südlichen Teile nahe am Tonrücken und dann erst wieder in der südlichen Lebendorfer Mulde bauwürdig. Seine Mächtigkeit beträgt 2—3 m.

γ) Das Oberflöz.

Das 2—11 m starke, bereits abgebaute Oberflöz ist von dem vorhergehenden durch ein bis 24 m mächtiges ebenfalls aus abwechselnden Lagen von Ton, Sand und Kohlenschmitzen bestehendes Mittel geschieden.

Analog dem Mittel- und Hauptflöz hat es im Muldenzentrum und im südlichen Teile seine größte Mächtigkeit und seinen tiefsten Punkt. Auf der Karte (Tafel 3) ist seine Umgrenzung angegeben. Nach Osten hin verbreitet es sich über den Rand der Hauptmulde hinaus. Gelegentlich hat man dieses Flöz in den Brunnen von Lebendorf, an einigen Punkten westlich von Wiendorf und zwischen Trebitz und Lebendorf noch angetroffen. Die Mulde, in der es abgelagert wurde, ist nachträglich entstanden. Von der Sattelbildung ist es nur schwach betroffen worden, denn seine Lagerung ist nicht wie die der übrigen Flöze wellenförmig, sondern flach und ungestört.

Die Kohle war von erdiger Beschaffenheit, sog. Formkohle, die maschinell zu Naßpreßsteinen geformt wurde. Nur an der Sohle fand sich vereinzelt stückreiche Kohle. Dicht unter dem Hangenden war das Flöz reich an Knollen und Schnüren von Aluminit, einer feinerdigen, leicht zerreiblichen, schneeweißen und undurchsichtigen Masse. Infolge der nur geringen Sanddecke, die den Atmosphärlilien Zutritt zu der Kohlenablagerung getattete, zersetzte sich der darin enthaltene Schwefelkies und Markasit zu schwefliger Säure oder Schwefelsäure, die mit der Tonerde zu Aluminit zusammentrat. Es kamen im Oberflöz 2—3 Lagen hellbrauner Schwelkohle von 25—50 cm Stärke vor. Fossile Baumstämme waren sehr selten. Der Schwefelkiesgehalt war ebenfalls gering.

b) Die südliche Lebendorfer Mulde.

In der südlichen Lebendorfer Mulde, zwischen den Ortschaften Lebendorf, Wiendorf, Ilbersdorf und Trebitz, wird von den zahlreichen übereinanderlagernden Flözen vom Leopoldschachte aus nur ein Flöz abgebaut. Dasselbe ist bis 11 $\frac{1}{2}$ m, durchschnittlich 4 m mächtig und durch 1,25—1,50 m starke, linsenförmig auftretende Mittel aus fettem Ton in mehrere, zumeist 2—3 Bänke gegliedert. Darüber folgt ein bis über 20 m starkes, tonig-sandiges Mittel und dann das Mittelflöz als Fortsetzung desjenigen der nördlichen Mulde.

In einem in der Kohle des Leopold-Tiefbauflözes gefundenen Lignitstamm beobachtete Verfasser Schwefelkies- Wetzikonstäbe. Man hat Wetzikonstäbe bisher nur rezent und in der interglazialen Schieferkohle der Schweiz gefunden. Anfänglich hielt man sie für ein Werk von Menschenhand und glaubte damit den Nachweis des interglazialen Alters des Menschengeschlechtes erbracht zu haben. SCHROETER¹⁾ hat zuerst den Beweis ihrer natürlichen Entstehung erbracht. Sie sind herausgewitterte Astansätze, z. T. noch mit Umhüllung aus Stammholz, die infolge ihres Bitumenreichtums am längsten fossil erhaltbar waren. Bei den hier angetroffenen sind eisenhaltige Lösungen, die zu Schwefelkies reduziert wurden, in den Stamm eingedrungen. Daher haben wir die pyritische Erhaltungsform. Das Stammholz gehörte nach dem Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung ebenso wie die übrigen Hölzer zu den Coniferen.

In diesem Flöz fanden sich ferner, besonders im hangenden Teile, Partien, die vollständig von Retinitkügelehen, dem Wachsharz, das den Bäumen als Wundverschluß entquoll, durchsetzt waren. Man kann sich vorstellen, wie eine fortschreitende Anreicherung dieser Retinitkugelchen durch Separation ein Pyropissitlager ergeben kann.

Jene durch die hellere Färbung der Flözteile gekennzeichneten Schwelkohlenlagen sind auch hier vorhanden. Der Bruch der

¹⁾ C. SCHROETER, Die Wetzikonstäbe, Vierteljahrsheft d. naturf. Gesellsch. in Zürich 1896.

Schwelkohle ist matt. Mit dem Fingernagel geritzt, wird die Bruchfläche glänzend.

Die chemische Analyse der Feuerkohle ergab

einen Wassergehalt von	41,22 v.H.
» Aschengehalt von	6,87 »
» Gehalt an brennbarer Substanz von	51,91 » .

Der Heizwert wurde zu 3708 WE. berechnet.

Über das zwischen Wiendorf und Lebendorf 1858 durch flache Bohrlöcher untersuchte und teilweise abgebaute Grubenfeld der Gewerkschaft Anhalt sind, da der Betrieb ruht, keine näheren Angaben zu erhalten. Die abgebaute Kohlenfläche ist außerordentlich gering. An Stelle des jetzigen Schachteiches bestand früher Tagebaubetrieb auf ein bei 2—4 m Teufe angetroffenes, 3,15—3,80 m starkes Braunkohlenflöz. Dessen Hangendes bestand aus:

0,65 m	Dammerde,
0,16 »	fettem, blauem Ton,
0,24 »	grauem, sandigem Ton,
0,95 »	grauem und braunem Sand
<hr/>	
2,00 m.	

Die Kohle war stückig, enthielt Retinit und reichlich Schwefelkies, z. T. in xylomorphen Stücken, der jedoch schnell der Zersetzung unterlag. Aus den Bohrresultaten ergibt sich allgemein folgendes: Unter einer Decke von 1—1,70 m mächtigem Diluvium (Lehm und Kies) lagert eine durchschnittlich 2 m starke Schicht weißen Sandes und darunter Ton bzw. sandiger Ton und Sand von 1,5—43 m und mehr Mächtigkeit, der mit mehreren Kohlenflözen von 0,50—4 m Stärke wechsellagert. Das Liegende des Tertiärs ist nie aufgeschlossen worden.

EWALD verzeichnet auf seiner Karte eine gesonderte Kohlenmulde bei Wiendorf. Das gilt jedoch nur für das oberste Flöz. In bezug auf die tieferen Flöze beweisen die Bohrungen einen Zusammenhang mit denen der südlichen Lebendorfer Mulde. Östlich des Schachteiches streicht eine diluviale Auswaschung vorüber, die das Wiendorfer Oberflöz nach Osten hin begrenzt. Die Tiefbauflöze von Lebendorf gehen hier ebenfalls aus.

c) Die Peißener oder nordwestliche Lebendorfer Mulde.

Ebenso wie bei Wiendorf ist auch über die Lagerungsverhältnisse in der Peißener Mulde nur auf Grund von Bohrergebnissen ein Bild zu gewinnen. Ein von Bebitz her bis südlich Peißen verlaufender Buntsandsteinvorsprung schnürt die nördliche Lebendorfer Mulde von der sich bis nach Neu-Beesen erstreckenden Peißener oder Nord-Westmulde ab. Wie in den übrigen Becken ist hier innerhalb des Tertiärs ein ständiger Wechsel von Ton, Sand und Braunkohle mit ihren Übergangsgliedern vorhanden. Die Mächtigkeit des Flözes ist auf geringe Entfernungen hin starken Schwankungen unterworfen, es ist daher unbauwürdig.

Östlich von Custrena a. d. Saale sind ebenfalls auf Unterem Buntsandstein noch 32 m mächtige tonige Tertiärbildungen nachgewiesen, die jedoch keine Braunkohle mehr führen.

Über dem Lebendorfer Oberflöz, sowie an den Stellen, wo es fehlt, folgt eine bis 10 m mächtige Schicht feinen kalk- und feldspatfreien, also tertiären Quarzglimmersandes, der in dunkelbraunen und weißen Schichten wechsellagert. Besonders die unteren Partien sind fast immer durch Kohlesubstanz braun gefärbt, während die oberen durch Infiltration von Eisenlösungen manchmal gelb oder rötlich aussehen. Die Quarzkörnchen sind von Staubform bis $\frac{3}{4}$ mm Größe, zumeist hell durchsichtig, abgerundet, jedoch auch rot und gelb durchscheinend. Die größeren zeigen Kristallform. Glimmer (Muscovit) ist in kleinen weißen Blättchen reichlich vorhanden. An manchen Stellen ist der Sand gleichkörnig, also separiert; man verwendete ihn dann als Formsand in Eisengießereien. Solche Formsandlager fanden sich zwischen Lebendorf und Leau sowie nordöstlich von Wiendorf. Im allgemeinen zeigt der Sand eine fast regelmäßige und horizontale Lagerung. Nur an manchen Stellen ist diese tertiäre Sanddecke durch spätere Erosion des Inlandeises wieder zerstört worden.

Das nun folgende Diluvium gibt der Landschaft ihre heutige, flachwellige Oberflächengestaltung. Es ist hier, nahe der südlichen Grenze des Inlandeises zumeist nur geringmächtig. Kies, Geschiebelehm und schließlich Löß folgen übereinander. An der

Tagesoberfläche ist der Löß durch die Vegetation in humose Ackererde umgewandelt worden. Der Kies besteht zumeist aus Feuersteinen, Graniten, Schiefen und vielen Milchquarzen. In den Geschieben wurden *Ananchytes ovatus* LAM. und *Pholadomya Weissi* PHIL. gefunden. In der Umgebung von Lebendorf und Wiendorf findet man auch einheimische Gesteine, wie sie noch heute die Wasserläufe mit sich führen. Die Buntsandstein- (besonders Rogenstein-) und Porphyrgerölle, letztere aus dem Halle-schen, wiegen unter ihnen vor.

d) Die Gerlebogk-Preußlitzer Mulde.

In der Gerlebogk-Preußlitzer Mulde östlich der Fuhne beträgt die Ausdehnung des im Abbau befindlichen sog. Tiefbauflözes in Richtung der nordwest-südöstlich streichenden Muldenlinie etwa 5 km, in der Breite $2\frac{1}{2}$ km. Das Flöz ist in mehrere gleichsinnig streichende flache Spezialmulden gegliedert. Das Einfallen des Flözes nach dem Muldentiefsten beträgt an den Rändern etwa 20° und nimmt dann auf $5-10^\circ$ ab.

α) Das Tiefbauflöz.

Von den zahlreichen übereinanderlagernden, von Ton bezw. sandigem Ton bedeckten Tiefbauflözen werden zumeist 2 Bänke abgebaut, z. B. im Neuschacht II bei Preußlitz von 70,10—73,20 m (3,10 m) und von 74,45—77,65 m (3,20 m), die durch kalkfreie, glimmerführende braune Ton- und Sandschichten von 0,10—2 m Stärke voneinander getrennt sind. Im Felde der jetzt aufgelassenen Grube Leopold bei Cörmigk liegen unter 33 m Deckgebirge aus Sand und Ton 3 durch Tonmittel getrennte Flöze von durchschnittlich 2,35 m, 2,85 m und 4—6,50 m Mächtigkeit, von denen das mittlere abgebaut ist. Sie schwellen stellenweise bis auf 11 m an. Auf Grube Franz bei Gerlebogk bewegt sich der Abbau auf den im Bohrloch Nr. 104 (= Neuer Wetterschacht), westlich der Eisenbahnkurve zwischen Gerlebogk und Preußlitz, von 54,50—57,60 m (3,10 m) und von 66,65 bis ca. 72 m (ca. 5 m) angetroffenen Flözen.

Die Durchschnittsmächtigkeit der abbauwürdigen Flöze in der Gerlebogk-Preußlitzer Mulde beträgt also 3—5 m. Ihre Ausbildung

ist jedoch keineswegs gleichmäßig, vielmehr sind schon auf kurze Entfernung hin recht erhebliche Schwankungen in der Mächtigkeit zu beobachten. Die zahlreichen Zwischenmittel sind linsenförmig, weshalb auch eine Identifizierung und Trennung der Kohle in mehrere Flöze nicht möglich war. Verfasser hat sich deshalb darauf beschränkt, in den Profilen nur den eigentlichen Braunkohlenhorizont festzulegen und die Zwischenmittel anzudeuten. In südöstlicher Richtung nach Gerlebogk zu verschwächen sich die Tonmittel auf 0,10—0,40 m Stärke, so daß das bereits abgebaute Flöz 10 m mächtig war. Etwa 1,5 km südöstlich von Gerlebogk läuft das Tiefbauföz in geringer Tiefe aus, weshalb es auch hier zum größten Teil durch Tagebau gewonnen wurde. Im NW. wurde das Tiefbauföz in dem bei dem Orte Plömnitz gelegenen Salzschachte Antoinette noch in 1 m Stärke innerhalb einer nur noch 12 m mächtigen, aus Ton bestehenden Schichtenfolge angetroffen, die von 1,50 m Diluvium und Alluvium bedeckt wird.

Nach W. hin ist bei Leau zunächst noch eine Verbindung mit den Flözen der nördlichen Lebendorfer Mulde vorhanden. Von Leau bis nahe Wiendorf scheidet ein Tonsattel die tieferen Flöze. Weiter südlich ist sodann der Zusammenhang durch eine später noch zu besprechende diluviale Auswaschung unterbrochen.

Die im Flöz angetroffenen unerheblichen Störungen sind Sprünge; sie verlaufen von SW. nach NO., also in hercynischer Richtung.

Die Braunkohle ist von hell- bis dunkelbrauner Farbe, in den oberen Partien erdig, in den unteren nahe der Sohle stückreich und fest. Sie ist besonders reich an außerordentlich festen, regellos lagernden $\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{4}$ m starken Lignitstämmen von zumeist recht gut erhaltener Struktur.

Das Holz der Stämme ist durchsetzt von kleinen Brauneisenoolithen, die wahrscheinlich aus Schwefelkies hervorgegangen sind. Sie ersetzen die Holzsubstanz mehr und mehr und zwar nach zweierlei Art, indem die einzelnen Oolithe sich entweder vergrößern oder nebeneinander vervielfachen. Daneben finden sich in den Ligniten reichlich Markasit und Pyrit, die oftmals das Holz

vollständig versteinern. Besonders gut ausgeprägt sind in diesem Flöz vier helle Schwelkohlenbänder, parallel untereinander und zum Liegenden, die infolge ihres stets gleichbleibenden Abstandes vom Liegenden dem Bergmann beim Auffahren der Vorrichtungsstrecken Aufschluß über die Neigung des Liegenden geben.

Wie bei Lebendorf kommen akzessorisch neben Schwefelkies und Markasit in der Kohle auch die oben erwähnten weißen, abgerundeten, nußgroßen Kieselknollen in reichlicher Menge vor.

Eine Durchschnittsanalyse der grubenfeuchten Kohle ergab einen Wassergehalt von 45—50 % und einen Aschenrückstand von 7—11 %. Der Heizwert ist gering; er beträgt 2100—2670 WE. (Genaue Analyse siehe Anhang).

Den Übergang zum hangenden Ton bildet eine klebrige, tonige, unbrauchbare Kohle, sogen. Schmierkohle.

Der das Tiefbauföz analog wie bei Lebendorf überlagernde kalkfreie, glimmerhaltige Ton ist bis 50 m, im Durchschnitt 30 m mächtig. Besonders die oberen Partien sind zumeist sandig und schwefelkiesreich, während er nach der Tiefe zu in fetten, blauen Ton übergeht. Ungefähr in 35 m Teufe ist mitten im Ton eine verschieden mächtige Lage sehr festen, weißen, tonigen Sandsteins zu verfolgen, die im Betonschacht, im Neuschacht II und in den Bohrlöchern auftrat. Beim Schachtabteufen konnte sie nur durch Sprengen beseitigt werden, an der Luft dagegen verwittert dieses Material sehr bald.

In dem Ton zeigen sich auch Spuren von Kohle, die reichlich Schwefelkies und helle durchsichtige Quarzkörnchen enthält.

β) Die Oberflöze und ihre Deckschichten.

αα) Im Tagebau der Grube Franz bei Gerlebogk.

Die Oberfläche des Tones stellt ebenfalls wieder eine Mulde dar, deren Ränder annähernd parallel denen des Tiefbaufözes laufen. Das Streichen ist jedoch nordsüdlich, das Einfallen etwas flacher, etwa 2—3° nach dem Muldentiefsten.

Die darin zur Ablagerung gelangten Schichten sind durch die Braunkohlentagebaue der Grube Marie bei Preußnitz und Franz bei Gerlebogk gut aufgeschlossen. In letzterem sind auf einem Flächenraum von 150 m Länge und 100 m Breite folgende Schichten entblößt:

1. Auf dem oben beschriebenen Ton lagert ein 7—9 m mächtiges Kohlenflöz, das wieder durch ein tonig-sandiges, kalkfreies Zwischenmittel in zwei Bänke, eine untere, 1—2 m (Unterflöz) und eine obere, abbauwürdige, 6—7 m mächtige Bank (Oberflöz) geteilt ist. An Stellen, wo das Zwischenmittel zurücktritt, ist eine Flözmächtigkeit von 9 m vorhanden. Die Braunkohle ist erdig. Der sehr spärlich vorkommende Lignit ist zumeist schon stark zersetzt. Weitere Begleiter der Kohle sind Eisenkies und Gips. Infolge diluvialer Erosion nimmt die Stärke des Oberflözes nach NO. hin schnell ab. Am Ausgehenden ist es durch sandige Zwischenmittel mehrfach zersplittert.

Die chemische Untersuchung der Feuerkohle ergab in 100 Teilen Kohle 48,89 Teile hygroskopisches Wasser, 6,37 Teile Asche und 44,74 Teile brennbare Substanz. 1 kg Kohle erzeugt 2558 WE. (Genauere Analyse s. Anhang.)

Wie im Tiefbauflöz zeigen sich zahlreiche schmale Schwelkohlenstreifen in 0,10—0,20 m Stärke parallel zur Lagerung und untereinander.

Schon beim einfachen Vergasen im Platintiegel ergab die helle Kohle im Vergleich zu der dunklen Feuerkohle einen viel höheren Gasgehalt, der sich im sofortigen starken Vergasen, in der bedeutend höheren, hell leuchtenden Flamme und in der länger anhaltenden Vergasung äußerte.

Zur quantitativen Bestätigung des Versuches wurde im Pedologischen Institut der Königlichen Geologischen Landesanstalt das helle Material einer trockenen Destillation unterworfen. Die Analyse lautet:

Bestandteile	Ursprüngliche Substanz	Aschefreie Substanz
Gasförmige Produkte	ca. 13 v. H.	ca. 22 v. H.
Wachsig-teerige »	» 18 »	» 31 »
Wasser + Ammoniak	» 8 »	» 14 »
Asche + Koks	» 61 »	—
Koks	—	» 33 »

Nach Mächtigkeit und Güte ist jedoch Schwelkohle nicht genügend vorhanden, um, wie im Zeitz-Weißenfelser Revier, zur Öl- und Paraffingewinnung durch Trockendestillation gesonderte Verwendung zu finden.

Die Ausdehnung des Flözes ist auf der Karte (Tafel 3) dargestellt. Der Weg von Gerlebogk nach Wiendorf bezeichnet in südwestlicher Richtung ungefähr die Grenze der Bauwürdigkeit.

2. Hangendes des Flözes ist eine 1,20 m mächtige Schicht jenes oben näher charakterisierten fossilfreien, feinkörnigen Quarz- und Glimmersandes, der hier zahlreiche Lignitnester einschließt. In der Kohle findet er sich als feiner Sandbesteg wieder. Seine Mächtigkeit nimmt von Mitte Tagebau aus nach SW. und NW. zu; nach NO. ist er wie die Braunkohle durch Diluvium aufgearbeitet, das dann unmittelbar das Hangende der Braunkohle bildet. Bemerkenswert ist, daß in der tertiären Sandschicht zahlreiche, viele Zentner schwere, weiße bis graue, z. T. eisenschüssige, aus demselben Sandmaterial bestehende Blöcke von 1—3 m Länge und Breite und 0,50 m Höhe vorkommen. Dem Einfluß der Atmosphären ausgesetzt, nehmen sie abgerundete Formen an. Diese als Knollenstein bezeichneten Gebilde sind durch Infiltration von Kieselsäure zu verfestigten Quarziten geworden. Je nach dem Gehalt an verkittender Substanz sind sie von geringerer oder größerer Festigkeit. Die Höhlungen in den Blöcken rühren von den ehemals den Sand durchsetzenden Pflanzen her, deren Abdrücke noch erkennbar sind.

Wie in diesem Tagebau besonders gut ersichtlich ist, ist die Kohle von zumeist vertikalen, 5—50 cm breiten Rissen durchzogen, die mit Material aus dem hangenden tertiären Sande ausgefüllt sind. Teilweise ist er auch in diesen Klüften zu festem, reichlich mit Schwefelkies vermengtem Braunkohlenquarzit von schwarzbrauner Farbe umgewandelt. Die Risse reichen nicht bis zum Liegenden, sind also keine Verwerfungen, sondern eine Folge des Schwindens des Kohlenkörpers beim Trockenwerden. Sie liefern den Beweis, daß der tertiäre Sand ursprünglich überall die Kohle bedeckte, denn auch an den Stellen, wo jetzt Diluvium direkt das Hangende bildet, sind die Risse mit tertiärem Sand erfüllt,

den das Inlandeis leicht aufwühlen und wegwaschen konnte. Bei der Beschreibung der Ascherslebener Mulde erwähnt v. LINSTOW¹⁾ ebensolche mit hangendem Sand erfüllte Racheln im Froser Flöz. Gelegentlich einer mit mir nach Gerlebogk unternommenen Exkursion machte Herr Landesgeologe Professor Dr. POTONIÉ eine photographische Aufnahme in diesem Tagebaue (vergl. dieses Jahrbuch 1908, I, S. 549), in der nicht nur die Trockenrisse, sondern auch die übrigen das Flöz charakterisierenden Merkmale veranschaulicht sind.

Außer diesen Rissen zeigten sich an den Stellen, wo das Flöz direkt vom Diluvium überlagert wurde, neben der an und für sich wellenförmigen Oberfläche unregelmäßige Vertiefungen von 2—3 m Durchmesser, die ihre Ursache in der Auswaschung durch Schmelzwasser oder in der Druck- und Schubwirkung des Inlandeises haben. Verfasser hatte Gelegenheit, solche besonders gut ausgebildeten, tiefen, mit Kies erfüllten Gletschertöpfe auf Grube Emma bei Streckau im Halle-Weißenfelder Braunkohlenrevier zu beobachten.

Die Formationsgrenze zwischen Diluvium und Tertiär läßt sich nur auf Grund petrographischer Unterschiede feststellen. Die normale Reihenfolge der diluvialen Schichten in der Mitte des Tagebaues ist von oben nach unten:

- 0,25 m Dammerde,
- 0,40 » Löß mit Schwarzerde,
- 0,20 » Geschiebelehm,
- 0,40 » grober Kies,
- 1,50 » Geschiebemergel,
- 1,10 » grober Kies.

Das Diluvium ist, wie auch in den Bohrlöchern und Kiesgruben der Umgebung ersichtlich ist, ebenfalls nicht einheitlich ausgebildet. Neben den Geschieben nordischen Ursprungs (Granit, Syenit, Diorit, Porphy, Hornblendeschiefer, Glimmerschiefer, Gneis, silurischer Kalkstein, Feuerstein, Amphibolit) fanden sich auch Milchquarz und Kieselschiefer, von Quarzadern durchzogen, die nach GIRARD im Gegensatz zu den nordischen erratischen

¹⁾ KLEIN, Handbuch für den Braunkohlenbergbau. Berlin 1907.

Blöcken auf eine Herbeiführung von Diluvialmassen aus südlichen Gegenden hinweisen. Ganz überzeugend ist diese Ansicht allerdings nicht, denn diese Geschiebe südlichen Ursprungs können trotzdem mit dem Inlandeis von Norden gekommen sein. LASPEYRES¹⁾ erwähnt z. B. bei Halle das Vorkommen zahlreicher Gesteine, wie Quarzarten, Kieselschiefer, Sandstein, Porphyre und Knollenstein im tertiären Kapselton. Diese Geschiebe sind also schon zur Tertiärzeit nach nördlichen Gegenden geschwemmt worden. Sie können daher zur Diluvialzeit durch Aufarbeitung des Tones wieder nach südlicher gelegenen Gebieten zurückge-
langt sein. An typischen einheimischen Materialien waren Quarzporphyre, Grauwacke und, besonders in der unteren groben Kieslage, zahlreiche kalkhaltige rötliche Buntsandsteinletten und Rogenstein eingebettet, von welchen der letztere die Nähe des Unteren Buntsandsteins andeutet.

Der von Kies eingeschlossene graue Geschiebemergel bildet linsenförmige Einlagerungen. Sein schnelles Auskeilen nach SW. läßt sich im Tagebau gut beobachten. Seine zahlreichen großen und kleinen Geschiebe stammen von ausschließlich nordischen Gesteinen. Daneben schließt er auch Nester aufgearbeiteten tertiären Sandes ein.

In dem diluvialen Kies fanden sich außer Versteinerungen des Silur, wie *Chasmops Eichwaldi* (*macrourus* SALT), sowie der Kreide, z. B. *Echinoconus conicus* BREY, *Ananchytes ovatus* LAM., *Belemnitella mucronata* SCHLOTH., auch solche des Tertiärs:

Leda Deshayesiana DUCH.,

Pectunculus,

Dentalium Kickxi NYST.,

Fusus multisulcatus NYST.

Über dem Kies lagert als durchgängige Schicht, fast söhlig, wenig Geschiebe führender Lehm, dessen ursprünglich graue

¹⁾ Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. 24, S. 274.

Farbe durch Oxydation von Eisenverbindungen eine gelbe geworden ist.

Der Geschiebemergel der letzten Vereisung ist oberflächlich humifiziert worden zur sogenannten Schwarzerde, einem schwarzen, ungeschichteten und geschiebefreien tonig-sandigen Boden, der sich besonders zum Anbau der Zuckerrübe eignet.

ββ) Tagebau der Grube Marie bei Preußnitz.

Geringe Abweichungen von dieser Schichtenfolge zeigen sich in dem auf 200 m Länge und 60 m Breite angelegten Tagebau der Grube Marie bei Preußnitz. Das Profil ist folgendes:

1. 0,30 m Ackererde.
2. 0,30 » Rietboden, ein zu grauem, humosem, sandigem Kalktuff umgewandelter Löß mit weißen, abgerundeten, bis 1 cm großen Quarzknollen und mit zahlreichen Limnaeen und Planorben. In dem 100 m östlich gelegenen Torfmoor wurden folgende von Herrn Bezirksgeologen Dr. MENZEL freundlichst bestimmte Arten gesammelt:

Buliminus tridens MÜLL.,
Pupa muscorum L.,
Succinea putris L.,
Limnaea stagnalis L.,
 » *peregra* MÜLL.,
Planorbis marginatus DRAP.,
 » *glaber* JEFFR.,
 » *crista* L.,
Bythinia tentaculata L.

3. 0,30 » gelber eisenschüssiger Kies mit tonig-kalkiger Zwischenlage, die auch schwarze Flitter von Magneteisen (Fe_3O_4) enthält. Stellenweise zeigt er eine gewisse Ähnlichkeit mit Geschiebemergel. Der Kies ist zusammengesetzt aus abgerollten Quarzkörnchen, hellem Glimmer, rotem Feldspat und größeren Geschieben von Granit, Porphyr, Feuerstein, weißem und rotem Quarz, Kieselschiefer von Quarzadern durchzogen und scharfkantigem weißem Quarzit.
4. 2—2,50 » erdige Braunkohle mit Eisenkies und Gips (Oberflöz), bauwürdig. Am Hangenden ist das Flöz auf 0,30 m von weiß-grauen Wurzelfasern durchsetzt. Diese Erscheinung ist auf den Zusammenhang des Flözes mit dem erwähnten Torfmoor zurückzuführen, das hier direkt die Braunkohle als Untergrund hat. Östlich der Kleinbahn Wiendorf-Gerlebogk-Nauendorf schwillt es auf 2—3 m an. Bis 1870 stand dasselbe unter Wasser,

erst die tieferen Grubenbaue zogen die Wasser ab, so daß das Land urbar wurde.

5. 1,70 m schwarzbrauner, z. T. verfestigter Quarzglimmersand. In seiner oberen Partie nimmt dieser Sand auf 0,50 m hin eine rötlich-graue, durch Eisenverbindungen erzeugte Färbung an und enthält zahlreiche Lignitspuren und -Nester.
6. 0,30 » Braunkohle; sie brennt sehr leicht und hinterläßt beim Verbrennen eine schneeweiße Asche, die mit Salzsäure behandelt, lebhaft braust.
7. 1,20 » Quarzglimmersand mit 0,10 m mächtigen, nesterförmigen Anhäufungen weißer, undurchsichtiger Quarzgerölle von 1—20 mm Durchmesser.
8. 0,25 » Braunkohle.
9. 3,30 » fossilfreier, tertiärer Quarzglimmersand von gleicher Ausbildung wie der im Gerlebogker Tagebau.
10. 7—9 » erdige Braunkohle mit Eisenkies und Gips (Mittelflöz) auf sandigem Ton mit senkrecht nach unten verlaufender Äderung aus verkohltem Wurzelwerk (Röhrichtboden).

Zahlreiche flache Bohrungen erschließen dieselben Schichten zwischen Preußlitz und Gerlebogk. Trotzdem die oberen Flöze zwischen den beiden Orten nicht in direkt nachweisbarem Zusammenhang stehen, kommt Verfasser zu dem Resultat, daß sie analog wie das Tiefbauflöz zur Tertiärzeit zusammenhängen, denn

1. die Beschaffenheit der Kohle ist gleich,
2. beide haben gleiche Höhenlage und Mächtigkeit,
3. beide sind durch jene 0,10—0,20 m starken, hellen, pyropissitischen Streifen gebändert,
4. Liegendes ist für beide sandiger Ton mit Röhrichtboden,
5. Hangendes ist für beide tertiärer Sand gleicher petrographischer Zusammensetzung.

Ihr Zusammenhang ist, soweit erkennbar, durch diluviale Erosion zerstört.

Bei der Besprechung des Diluviums sei noch jener bereits erwähnten, den westlichen Rand des Tiefbauflözes berührenden Auswaschung gedacht, die sich von Leau über Wiendorf nach Ilbersdorf hinzieht. Um erneute Unglücksfälle beim unterirdischen Abbau des Tiefbauflözes durch Einbruch dieses schwimmenden Sandes zu vermeiden, sind die Lagerungsverhältnisse nach dieser

Richtung hin durch zahlreiche Bohrlöcher untersucht worden. In dem nördlich gelegenen Preußlitzer Grubenfelde reicht die Auswaschung bis auf das Mittelflöz hinab, in dem weiter südlich anschließenden Gerlebogker Felde ergab die Untersuchung der Bohrsproben, daß bis zum Tiefbauflöz, stellenweise bis zum Unteren Buntsandstein, sämtliche tertiären Schichten (Sand, Kohle und Ton, etwa 50 m mächtig) durch die diluvialen Schmelzwasser aufgearbeitet und verschleppt worden sind. Das diluviale Material ist ein kalk- und feldspatführender, glimmerhaltiger, schwimmender, feiner, grauer Sand, der durch dünne eingelagerte sandig-tonige, kalk- und glimmerhaltige Schichten, die zahlreiche nordische und südliche Geschiebe enthalten, etwas Zusammenhalt erfährt. Im Bohrloch Nr. 103 Gerlebogk fand sich bei 42 m Tiefe auch ein Stück Bernstein.

Die Auswaschung südöstlich von Wiendorf ist vermutlich auf ein von oben herabstürzendes Gletscherwasser zurückzuführen.

II. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in einigen angrenzenden Braunkohlenmulden.

1. Bei Gröna.

In der unmittelbaren Nachbarschaft der Gerlebogk-Preußlitz-Lebendorfer Mulde treten noch mehrere kleinere Tertiärablagerungen auf, von denen ein Zusammenhang untereinander oder mit der großen Mulde nicht nachweisbar ist. Südlich von Gröna a. S. baute die Grube Schwarzer Bär ein von Ton bedecktes, nur sehr unbedeutendes Flöz ab. Die Kohle war von schlechter Beschaffenheit.

2. Am Wege Gröna-Peißen.

Am Wege Gröna-Peißen beobachtete Verfasser in einer Tongrube in etwa 10 m Teufe ebenfalls ein Kohlenflöz. Der in Bernburg zur Zementfabrikation verwendete kalkfreie Ton war in seinen oberen 3—4 m sehr eisenhaltig, sandig und markasitreich, während die unteren 7 m rein waren. In der Nähe der Kohle führte der Ton

zahlreiche Nester sehr fester, schwefelkiesreicher, lignitischer Kohle.

3. An der Chaussee Peißen-Bernburg.

Ungefähr 1 km nördlich des Ortes Ober-Peißen soll gemäß den 1882 ausgeführten Mutungsbohrungen zu beiden Seiten der nach Bernburg führenden Chaussee unter einer 3–4 m mächtigen Schicht von Ackererde, Lehm, Kies und z. T. Ton Braunkohle vorhanden sein. Die Bohrungen haben nie die Kohle vollständig durchsunken, sondern sind bei 1,30 m Teufe im Flöz eingestellt worden. Angaben über die Mächtigkeit und das Liegende fehlen. Nach frdl. Mitteilung des Herrn Bezirksgeologen Dr. DAMMER, welcher letzten Sommer dieses Gebiet kartiert hat, ist an den Stellen der alten Bohrungen überall Buntsandstein in geringer Tiefe nachgewiesen worden. Wie das früher häufig vorgekommen ist, scheint auch hier die Braunkohle in die Bohrlöcher gestampft worden zu sein.

4. Bei Dohndorf.

Östlich der Gerlebogk-Preußlitzer Mulde ist bei Dohndorf in den Grubenfeldern der früheren Gewerkschaften Glückauf bei Dohndorf und Karoline bei Wörbzig noch eine Braunkohlenablagung vorhanden, deren Ostgrenze durch den im Felde der Grube Karoline umgehenden Bergbau bestimmt werden konnte. Die Mächtigkeit der Kohle schwankt zwischen 1,30 und 11,50 m und beträgt im Durchschnitt 3,40 m. Das Muldentiefste liegt am östlichen Ausgang des Dorfes Dohndorf. Die Deckschichten bestehen auf der Westhälfte wie bei den Oberflözen aus feinem Sand, grobem Kies und Dammerde, während auf der Osthälfte analog den Tiefbauflözen eine Wechsellagerung von Ton, Sand und Braunkohlen vorhanden ist. Nach Westen hin besteht kein Zusammenhang mit dem Gerlebogk-Preußlitzer Flöz.

5. Bei Gröbzig-Werdershausen.

In den zahlreichen bei Gröbzig und Werdershausen erschlossenen Kiesgruben zeigte sich folgendes Diluvial-Profil:

- 0,5 – 1,0 m Dammerde und Löß (Floßlehm), stellenweise mit kleinen Quarzgeschieben.
- 0,30 – 0,50 » Geschiebelehm mit wenig Geschieben.

3,0 — 10,0 m Kies, vorwiegend Milchquarz (80 v. H.), Kieselschiefer von Quarzadern durchzogen (20 v. H.), ferner spärlich Feuerstein, Granit, Porphyr und Buntsandstein.

Die Milchquarze erreichen eine Größe bis zu 30 mm Durchmesser.

In der bei Werdershäusen an der Chaussee nach Cattau gelegenen Kiesgrube lagert unter dem Diluvium ein kalk- und feldspatfreier, gering-eisenschüssiger Quarzglimmersand, der seiner petrographischen Zusammensetzung nach identisch mit dem Decksand der Oberflöze in der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Mulde ist.

Nach den Bohrtabellen folgen unter dem Diluvium:

2,0—12,0 m brauner Sand, sandiger Ton und Ton in Wechsellagerung.

2,0— 5,50 » Braunkohle mit sandigen und tonigen Zwischenmitteln.

nicht durchbohrt: grauer, brauner Sand, sowie Ton, der nach der Tiefe zu reiner wird und mehrere geringmächtige Kohlenflöze einschließt.

Nach einem Bericht des Bergmeisters METTE war die an und für sich stückreiche, Retinit führende Kohle auf 1—1½ m Höhe unter dem Hangenden von solcher Beschaffenheit und mit einer solchen Menge von Schwefelkies durchsetzt, daß ihre Gewinnung aufgegeben werden mußte. Die jährliche Förderung betrug nebenbei bemerkt 60000 t. Die Karte (Tafel 3) zeigt die durch die Grube Askania abgebaute Fläche. Durch bergmännische Arbeiten wurde ferner festgestellt, daß das Kohlenlager von Askania in unmittelbarem Zusammenhang mit dem südlich anschließenden Felde Ludwig steht. Innerhalb desselben betrug die durchschnittliche Mächtigkeit der analog beschaffenen brauchbaren Braunkohle 2,09 m (= 1 Lachter).

Nach v. DECHEN¹⁾ wurde bei Werdershäusen auch ein 5,33 m starkes Lager von Alaunton abgebaut.

Die bei Gröbzig mit einem Versuchsschacht durchteuften Schichten bestanden aus:

19	m Sand,
38	» Ton (nach ZINCKEN mit Septarien),
4,75	» Sand,
7,90	» Alaunton,
2,0	» tonige Braunkohle mit viel Retinit.

¹⁾ H. v. DECHEN, Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873.

Unter Alaunton versteht man bekanntlich einen mit Schwefelkies und Bitumen reichlich imprägnierten kohligen Ton, der vielfach zur Darstellung von Alaun und Eisenvitriol benutzt wurde. Diese Betriebe auf Alaunton sind seit langem still gelegt.

Wenn man die durch das Gebiet zwischen Gröbzig und Werdershausen gelegten Profile (Tafel 4) mit denen der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Mulde vergleicht, so erkennt man eine vollständige Übereinstimmung in den Lagerungsverhältnissen, sowohl der Braunkohle als auch der Begleitschichten. Die bei alten, dort tätig gewesenenen Bergleuten eingezogenen Erkundigungen bestätigten diese Annahme vollständig. Der Ton ist schon durch den Einschluß von Kohlenflözen und -schmitzen als Süßwasserton charakterisiert.

Von dem Liegenden des Tertiärs an dieser Stelle liegen bisher keine Proben vor. v. LINSTOW's¹⁾ Annahme, daß es stellenweise von Wettiner Schichten gebildet werde, ist durch deren Anstehen in unmittelbarer Nähe gerechtfertigt. Im südöstlichen Teil der Kohlenmulde scheint auch Zechsteinkalk an seinem Aufbau beteiligt zu sein, denn z. B. im Bohrloch Werdershausen 13 hat man bei 23 m Teufe 1,26 m tief in eine Kalksteinschicht gebohrt. Ihrer Mächtigkeit nach gehört sie dem unweit davon am Neck'schen Busch früher ausgebeuteten Zechsteinkalk an.

In und bei Gröbzig und Werdershausen steht unter einer bis 1 m starken Humusdecke auch eine $\frac{1}{2}$ — 1 m mächtige Schicht eines sehr kalkreichen, glimmerführenden, grauen, sandigen Tones an. Gräbt man aber tiefer in das Erdreich, so stößt man auf eine bis 4 m mächtige Schicht diluvialen Kieses und dann erst auf jenen Süßwasserton des Braunkohlenhorizontes. Die obere Schicht ist alluvialen Alters (Wiesenmergel) und auf das Flußgebiet der Fuhne beschränkt; in landwirtschaftlicher Hinsicht sei noch bemerkt, daß dieser Mergel dem Obstbau schädlich ist, denn sobald die Wurzeln ihn erreichen, sterben die Bäume ab. Auf der Domäne Gröbzig nimmt man an, daß eine Obstkultur dort nicht älter wird als 10—12 Jahre.

¹⁾ KLEIN, Handbuch für den Braunkohlenbergbau. Halle 1907, S. 123.

III. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in der Edderitzer Braunkohlenmulde.

1. Unterer Buntsandstein.

Zwischen den Ortschaften Edderitz, Maasdorf und Piethen baut die Braunkohlengrube Leopold. Infolge des seit mehr als 50 Jahren umgehenden Bergbaues und auf Grund der zahlreichen Bohrergebnisse (über 150) ist ein reichhaltiges Material vorhanden, so daß daraus eine genaue Kenntnis der Zusammensetzung und Lagerung der Schichten abgeleitet werden kann.

Die Oberflächengestaltung innerhalb dieses Braunkohlenbeckens ist eine flach wellenförmige, so daß eine Reihe kleinerer mit west-östlicher Längsachse verlaufender Spezialmulden gebildet wird. Wie schon eingangs erwähnt, weicht die allgemeine Schichtenfolge von der der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Mulde ab. Man hielt bisher die Untergrundschichten des Tertiärs in dieser Gegend für Rotliegendes, da es jenseits des von J. EWALD konstruierten Zechsteinrandes des Magdeburg-Halberstädter Beckens gelegen war. Einen Einblick in den tieferen Untergrund gewährte eine kürzlich vorgenommene etwa 300 m lange Durchfahrung des sogen. Piethener Sattels zwecks Herstellung einer söhlichen Verbindung zwischen der Schachtsohle und der südwestlich dieses Sattels gelegenen Spezialkohlenmulde. Sie erfolgte annähernd senkrecht zum Streichen des Sattels, also von NO. nach SW. Es ergab sich, daß die auf dem einen Flügel durchfahrenen Schichten in umgekehrter Reihenfolge sich nach Durchörterung eines Sattelkernes älterer Schichten auf dem Gegenflügel wieder zeigten. Der Kern bestand auf ca. 70 m Länge aus grünlich-blauen und roten, geschichteten, schwachkalkigen Letten mit Einschlüssen unregelmäßig auftretender kieselig-dolomitischer Lagen. Ein Vergleich mit den Proben aus etwa 30 der umliegenden Tiefbohrungen und aus den Aufschlüssen der zahlreichen Ziegeleien südlich von Bernburg und nördlich von Cönnern im Buntsandsteinton hat ergeben, daß sie zum Unteren Buntsandstein zu stellen sind. Zudem fanden sich in der obersten ausgebleichten blaugrauen Partie zahlreiche Exemplare von *Estheria Albertii* VOLTZ sp. Dieselbe wurde auch in benachbarten Aufschlüssen ange-

troffen. ZIMMERMANN fand sie im Unteren Buntsandstein einer Leopoldshaller Tiefbohrung. Ebenso erwähnt E. KAYSER in seinen Erläuterungen zu Blatt Cönnern schwachsandige, dünnblättrige, an der Luft zerfallende Estherienschiefer als hangendste Partie des Unteren Buntsandsteins. VON FRITSCH¹⁾ führt in der Bohrung Spergau bei Merseburg ebenfalls an der obersten Grenze des grauen Unteren Buntsandsteins eine Schicht mit massenhaften Estherien an. In den benachbarten Zechsteinletten hat man sie bisher nicht angetroffen.

Die kieselig-dolomitischen Lagen bilden keinen durchgehenden Horizont, sondern kommen, wie die Kalksandsteine in den Aufschlüssen bei Bernburg und Cönnern, nur in einzelnen zusammenhanglosen, kleinen Partien vor. Stellenweise sind sie in Sphärosiderit umgewandelt. Einzelne in ihnen auftretende Risse und Klüftflächen sind erfüllt von schönen Kupferkiestetraedern, Malachit, Buntkupferkies und Schwefelkies. Diese Kupferverbindungen sind wahrscheinlich auf Verwerfungsspalten von dem nahen Kupferschiefer aus infiltriert worden.

2. Kapselton.

Über diesen demnach sicher dem Unteren Buntsandstein zuzurechnenden Schichten lagert ein fetter, kalkfreier, weißer, stark quellender Ton, der nach Beschaffenheit und Aussehen vollkommen den liegenden Tonen gleicht, wie man sie nicht nur in den vorerwähnten, sondern auch in allen den großen subhercynischen Mulden von Aschersleben, Egel, Helmstedt-Oschersleben usw. angetroffen hat. Man muß daher auch, wenn man die Bezeichnungsweise, die LASPEYRES und E. KAYSER bei der Beschreibung der entsprechenden Tone in ihren Erläuterungen zu den benachbarten Blättern Gröbzig, Cönnern, Zörbig, Petersberg usw. angenommen haben, beibehalten will, diesen Ton geologisch zum Kapselton rechnen. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 4 m. Er führt unregelmäßig verteilt zahlreiche Nester gut ausgebildeter, von Pentagonen begrenzter Schwefelkieskrystalle. In seinem obe-

¹⁾ F. BEYSLAG und K. v. FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen. Berlin 1899, S. 5.

ren Teile geht er auf 0,50—1 m zumeist in einen chokoladebraunen, kalkfreien, tonigen Feinsand über, der zahlreiche verkohlte Pflanzenreste einschließt (Röhrichtboden). Gelegentlich ist der Feinsand zu festem, schwefelkiesreichem Quarzit umgebildet worden. Auf sehr schmalen, durch Kontraktion entstandenen Klüften hat innerhalb der Pyrite parallel zur Begrenzung eine jüngere Schwefelkiesbildung stattgefunden. Wenn man den Fundpunkt dieses porphyrisch erscheinenden Quarzites nicht kennt, ist man auf den ersten Blick versucht, ihn für Porphyry anzusehen, der in der nächsten Umgebung in weiter Verbreitung ansteht. Aber auch die mikroskopische Untersuchung hat gezeigt, daß das Gestein klastische Struktur besitzt und aus Sand besteht. Es ist eben lediglich durch tonig-kieseliges Bindemittel verfestigter Sand. Der Quarz kommt teils in Bruchstücken, teils in gut ausgebildeten Dihexaedern vor. Die Schwefelkiese sind konkretionäre Bildungen, die hier jedoch das an Menge gegenüber dem Sande stark vorwiegende Bindemittel bilden.

Eine Analyse dieses Braunkohlenquarzites wurde im Laboratorium für Mineral- und Gesteinsanalyse der Königlichen Geologischen Landesanstalt in Berlin ausgeführt. Das Ergebnis war folgendes:

SiO ₂	96,89 v. H.
TiO ₂	1,23 »
Al ₂ O ₃	0,26 »
Fe ₂ O ₃	0,64 »
Fe	0,30 »
S	0,34 »
MgO	0,10 »
K ₂ O	} 0,09 »
Na ₂ O	
H ₂ O	0,26 »
	<hr/> 100,11 v. H.

3. Braunkohle.

Im Gegensatz zu den westlichen Ablagerungen kommt bei Edderitz nur ein einziges, in mehreren, stellenweise durch Kohlen-

bestege miteinander verbundenen Spezialmulden gelagertes Flöz vor. Die Mächtigkeit nimmt nach dem Muldentiefsten hin bis auf 20 m zu. Den Übergang vom Liegenden zum abbaufähigen Flöz bildet eine bis 2 m mächtige, harte, sandige, reichlich mit faustgroßen Stücken von Schwefelkies und Markasit durchsetzte, pechglänzende Kohle. Der Bergmann bezeichnet diese Lage als »Knorpelsohle«. Die Gemengteile wirken insofern im unterirdischen Grubenbetriebe schädlich, als durch ihre mit Wärmeentwicklung verbundene Zersetzung schlechte Wetter (schwefligsaure Gase) und des öfteren Kohlenbrände entstehen. Förder- und Wetterwege, die längere Zeit offen gehalten werden, müssen deshalb ausgemauert, zum wenigsten luftdicht gegen die Kohle abgeschlossen werden. Weiter nach dem Hangenden hin ist in diesem Flöz eine Kohlenpartie erkennbar, die reich an Einlagerungen fossilen, von Schwefelkiesschnüren durchzogenen Lignites ist. Man erkennt, wie die Waldvegetation allmählich in dem Torfmoor oder Sumpf überhand nahm. Dann folgt nach oben zu stückreiche, reine, hellbraune, bituminöse Braunkohle (Schwelkohle), die unter dem Hangenden auf 1 m Stärke wieder mit Schwefelkies imprägniert, dunkelbraun und erdig ist. Bitumenreiche, zum Verschwelen geeignete Kohle ist in geringem Maße am östlichen und südöstlichen Ausgehenden des Flözes in 0,65—1,30 m starken Schichten und Nestern vorhanden gewesen. Heute bilden einige helle Streifen im Flöz parallel zur Schichtung das einzige pyropissitische Material; eine Verschwelung findet daher nicht mehr statt.

Eine 1902 angefertigte Analyse der grubenfeuchten Förderkohle hat einen Gehalt an hygroskopischem Wasser von 44,55 v. H., an Asche 5,28 v. H. und einen verhältnismäßig guten Heizwert von 3165 WE. ergeben. (Genaue Analyse siehe Anhang.)

Die im Flöz vorgefundenen Holzstämme liegen zumeist regellos. Es sind jedoch auch einige aufrecht stehende beobachtet worden, besonders in der am Liegenden befindlichen sogenannten Knorpelsohle.

Akzessorisch finden sich neben Schwefelkies und Markasit auch noch Retinit und Mellit, die fossilen Harze von Nadelhölzern, die also Anteil an der Kohlenbildung gehabt haben.

Ferner kommen in dem Flöze ganz vereinzelt und unregelmäßig verteilt kalkreiche, erdig-tonige, von verkohlten Pflanzenresten durchsetzte, bis 1 cbm große Einlagerungen mit oolithischer Oberfläche vor, die vermutlich durch eine zur Entstehungszeit der Kohle vorhandene Quelle eingeschlämmt sind.

Wie in den Helmstedt-Oscherslebener Braunkohlen war auch hier in der Nähe des Liegenden stellenweise eine bis 2 m starke Bank eines sehr festen bituminösen, graubraunen Kalksteins vorhanden. Derselbe gehört zu den Anthrakoniten oder Kohlenkalksteinen, die gleichzeitig mit der Braunkohle entstanden sind und chemische Niederschläge von Gewässern, die die Kohle während der Bildung überfluteten, darstellen.

Mitten im Kohlenflöz befand sich auf den Rissen eines Handstücks eine schwarze Substanz, sogenannter Dopplerit, den man bisher nur aus rezenten Torfablagerungen sicher kennt. Dopplerit ist seiner Entstehung nach ausgefällte Humussäure. Bei der Verkohlung werden die aus den Pflanzenteilen entstehenden humin- und ulminartigen Substanzen durch Wasser aufgelöst und als feste allmählich erhärtende Massen in den Hohlräumen und Lücken zwischen den einzelnen Pflanzenresten wieder ausgeschieden. Sein Aussehen ist in trockenem Zustande pechschwarz und stark glänzend. Der Bruch ist muschelrig. Die amorphen Bruchstücke sind eckig und scharfkantig. Er verbrennt mit rußender Flamme und hinterläßt eine schneeweiße Asche, die sich unter Brausen in Säuren löst.

Der Nachweis des Dopplerits geschah mit Hilfe des SCHULZschen Reagenses. Die Substanz wurde sorgfältig von der umgebenden Braunkohle abgesondert und dann mit chlorsaurem Kali und Salpetersäure behandelt. Im Gegensatz zur Braunkohle, deren pflanzlicher Ursprung an den figurierten Bestandteilen in der mehr oder weniger homogenen Grundmasse erkennbar ist, handelt es sich beim Dopplerit um eine Masse, die von eigentümlich harzigem, bräunlich durchscheinendem, homogenem Aussehen ist. Bei der gewöhnlichen Braunkohle war die Durchsichtigkeit ferner getrübt durch eine feinpulverige, wahrscheinlich mineralische Substanz. Demgemäß war auch der Aschengehalt höher. Bei der Unter-

suchung des Handstückes waren figurierte Bestandteile sowohl im Dopplerit als auch in der umhüllenden Braunkohle außer Pollenkörnern und ähnlichem nicht zu bemerken, wie das beim Dopplerit überhaupt ist. In der umgebenden Braunkohle war dies wohl deshalb nicht der Fall, weil diese selbst als in der Nähe des Dopplerits befindlich mit mehr oder weniger homogener Humussubstanz durchsetzt war.

Gelegentlich eines Besuches im Zeitz-Weißenfelser Braunkohlenrevier wurde Dopplerit auch im Kohlenflöz der Grube Emma bei Streckau gefunden.

Im allgemeinen ist die Braunkohlenablagerung regelmäßig. Die größte angetroffene Störung war eine auf 30 m vom Muldenrande her verfolgbare, hercynisch verlaufende Verwerfung des Flözes gegen den liegenden Ton. Die Sprunghöhe betrug 0,50 m. An den Muldenrändern weisen die Bohrlöcher noch einen weißen Ton als Zwischenmittel in der Kohle nach. Es sind dies vermutlich nur zungenförmige Einschwemmungen des liegenden Tones von den Muldenrändern her.

In bezug auf das von v. LINSTOW¹⁾ geschilderte weiter östlich gelegene Braunkohlengebiet würde das Edderitzer Flöz der bei Görzig befindlichen Zone IV entsprechen. Die Oberkante des Flözes liegt in Edderitz 40—50 m über N. N. Ein direkter Zusammenhang mit jenem Gebiet, ebenso wie mit dem von Gröbzig-Werdershausen besteht nach dem Ergebnis der Bohrungen jedoch nicht.

4. Magdeburger Sand.

Die Edderitzer Braunkohle wird konkordant von einem grauen, braunen, teilweise grünlichen, glimmer- und schwefelkieshaltigen, kalkfreien, stellenweise tonigen Sande überdeckt. Derselbe ist teils Feinsand mit viel Glimmer (Muscovit), teils ist er nur aus weißen, fettglänzenden Quarzkörnchen von einem Durchmesser bis zu 2 mm zusammengesetzt.

Diese fossilarmen Sande sind bekannt unter dem Namen der Magdeburger Sande. Man hält sie nach Ergebnissen von Beob-

¹⁾ O. v. LINSTOW, Beiträge zur Geologie von Anhalt. v. KOENEN-Festschrift 1907.

achtungen an anderen Orten für Meeresabsätze zur Mitteloligocänezeit. Nach LASPEYRES¹⁾ hat GERMAR in den Bohrlöchern von Görzig, südöstlich von Edderitz, in ihm eine mitteloligocäne Fauna festgestellt. Im Felde der Grube Leopold wurde bisher in ihm nur der Zahn von *Lamna cuspidata* AG. gefunden.

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0,25 und 20 m und beträgt im Mittel 3 m. Er bildet fast durchgängig das Hangende der Braunkohle. Infolge seiner Wasserführung und der schweren Abgabe desselben wird er oftmals zu gefährlichem Schwimmsand.

Die Konkordanz zwischen Kohle und Magdeburger Sand war besonders gut in einem bereits niedergegangenen Bruche sichtbar. Die hellen Streifen der Kohle verliefen parallel mit der Kohlenoberfläche und mit der Schichtung des Sandes, die durch wechselnde Lagen grauen, braunen und hellen, sowie feinen und groben Sandes hervorgerufen war.

5. Septarienton.

Über dem Magdeburger Sand folgt Septarienton. In petrographischer Hinsicht stellt derselbe einen ungeschichteten, blauen, grauen oder braunen, in grubenfeuchtem Zustand fetten, plastischen, zuweilen nach der Tiefe zu sandigen Tonmergel dar. Der Kalkgehalt ist auf das Vorkommen zahlreicher Foraminiferen und Muschelschalen in ihm zurückzuführen. Seinen Namen hat er nach den in ihm auftretenden rundlichen oder ellipsoidischen Konkretionen, Septarien genannt, die aus dichtem grauem, z. T. eisen-schüssigem, kohlen-saurem Kalk bestehen. Beim Zerschlagen zeigen sie infolge der nach dem Zentrum gerichteten, zuweilen mit Kalkspat erfüllten Risse radialstrahligen Bau. Diese Kalkausscheidungen (Septarien) sind jedoch nur akzessorische Bestandteile im Ton, brauchen also zu seiner Charakterisierung nicht unbedingt vorhanden zu sein. Sie finden sich auch in Tonen anderer Entstehung und anderen Alters, daher nannte v. KOENEN den mitteloligocänen Septarienton »Rupelton«.

Maßgebend für die Bestimmung des Septarientons und seiner mitteloligocänen marinen Altersstufe ist das Vorkommen von *Leda*

¹⁾ LASPEYRES, Erläuterungen zu Blatt Gröbzig. S. 7.

Deshayesiana DUCH., welche in zahlreichen Exemplaren gefunden wurde. Daneben waren noch andere Fossilien zum Teil ebenso häufig vorhanden:

- Fusus multisulcatus* NYST.,
- » *elongatus* NYST.,
- » *Waelii* NYST.,
- Pleurotoma Selysü* DE KON.,
- » *laticlavia* BEYR.,
- » *Koninckii* NYST.,
- » *Duchastelii* NYST.,
- » *subdenticulata* MÜNST.,
- » cf. *Morreni*,
- » *scabra* PHIL.,
- Natica achatensis* DE KON.,
- Aporrhais speciosa* v. SCHLOTH.,
- Dentalium Kickxii* NYST.,
- Cancellaria granulata* NYST.,
- » *evulsa* SOL.,
- Cassis Rondeletii* BAST.,
- Borsonia plicata* BEYR.,
- Tiphys pungens* SOL.,
- Syndosmya Bosqueti* SEMP.,
- Axinus unicarinatus* NYST.,
- Astarte Kickxii* NYST.,
- Pecten corneus* SOWB.,
- Tornatella globosa* BEYR.

Der hier bis 35 m, durchschnittlich 20 m mächtige, fast horizontal gelagerte Septarienton ist, soweit erkennbar, in seinem Zusammenhang nirgends unterbrochen. Davon zeugt auch der Umstand, daß z. B. trotz des in der Nähe von Edderitz umgehenden unterirdischen Abbaues in den Dorfbrunnen kein Wassermangel eintrat. Die Brüche gehen nicht bis zu Tage, sondern der Ton senkt sich im ganzen. Diluvialaufschüttungen verhindern eine schärfere Festlegung seiner Grenzen.

Infolge posttertiärer Erosion ist der Septarienton etwas

ungleich in seiner Mächtigkeit. Nach v. LINSTOW¹⁾ nimmt seine Stärke von SO. (Raguhn) nach NW. (Scheuder) fortdauernd zu (von 18 auf 62 m), während das Diluvium von SO. nach NW. an Mächtigkeit abnimmt (von 65 auf 25 m). Da die Unterkante des Septarientons annähernd horizontal verläuft und nur die Oberkante in verschiedenen Niveaus liegt, führt v. LINSTOW diese Erscheinung auf Erosion des Septarientons durch das Inlandeis zurück. Daß eine Aufarbeitung des Septarientons stattgefunden hat, beweisen auch die zahlreichen, als Geschiebe im Diluvium des Gerlebogker Tagebaues gefundenen Conchylien dieses Horizontes.

6. Diluvium.

Tertiärer Sand zwischen Septarienton und Diluvium fehlt in der Umgebung von Wörbzig, Edderitz, Maasdorf und Piethen vollständig. Auch LASPEYRES hat in keinem der Bohrlöcher und Schächte bei Görzig und Werderthau tertiären Sand über dem Septarienton feststellen können, sondern nur Diluvium. Die unterste diluviale Schicht bilden mittelfeine bis grobkörnige Sande und Kiese mit nordischen Geschieben. An einigen Punkten schließen die Sande bis 5 m mächtige Bänke aufgearbeiteten Septarientons ein. Weiterhin folgt Geschiebelehm, ein durch Eisenverbindungen gelb gefärbter sandiger Ton mit zahlreichen kleinen nordischen Geröllen.

Den Abschluß der diluvialen Schichtenfolge bildet eine 0,5 bis 1 m mächtige, aus Löß bestehende Decke. Die Landleute nennen ihn »Floßlehm« im Gegensatz zu dem Geschiebelehm, der hier infolge seines hohen Tongehaltes oftmals als »Mauerlehm« Verwendung findet. In seinen oberen Partien ist der Löß durch die Vegetation, landwirtschaftliche Kultur und den Einfluß der Atmosphärien in kalkarme, graubraune Dammerde umgewandelt, die einen sehr fruchtbaren Ackerboden abgibt.

Die Lößdecke nimmt von O. nach W., d. h. je mehr sie in den Regenschatten des Harzes gelangt, an Mächtigkeit zu. Nach

¹⁾ v. LINSTOW, Verbreitung und Transgression des Septarientons. Dieses Jahrbuch 1905.

N. und O. hin, in der Nähe der Mosigkauer Heide bei Dessau, keilt sie sich bald aus. Noch weiter östlich in der Mulde- und Elbegegend wird dann die Bodendecke von dem märkischen trockensandigen Heideboden, auf dem hauptsächlich die Kiefer gedeiht, gebildet.

IV. Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs in der Wörbziger Braunkohlenmulde.

Das nordwestlich von Edderitz gelegene, früher zur Gerechtesame der Gewerkschaften Auguste bei Wörbzig und Amalie bei Pfaffendorf gehörende Kohlenvorkommen läßt durch Vergleich der Bohrtabellen und eines vom Verfasser aufgefundenen Profils (Tafel 4) eine vollständige Übereinstimmung der Lagerungsverhältnisse mit denen von Edderitz erkennen. Über bunten Tonen des Unteren Buntsandsteins lagert grauer Sand, sandiger, blauer und brauner, bis 20 m mächtiger Ton (Kapselton) und dann ein Kohlenflöz von 2,50—25 m, im Mittel 5 m Mächtigkeit mit dem Muldentiefsten an der Stelle des jetzigen Augustateiches. Als Deckschicht der Kohle ist Sand mit Schwefelkies angegeben, der den Magdeburger Sand repräsentiert, und sodann fetter, blaugrauer Septarienton.

Kies, Sand, Geschiebelehm und Dammerde von zusammen 11—20 m Mächtigkeit bilden die quartäre Decke.

In den Bohrungen zwischen Pfaffendorf und Edderitz wird unter dem Diluvium ebenfalls Ton angegeben, der jedoch leider nicht durchbohrt ist, so daß sich nicht feststellen läßt, ob er hangender oder liegender Ton des Flözes ist. Der Teufe nach gehört er zum Septarienton, und es ist daher zweifelhaft, ob man es bei dem Pfaffendorf-Wörbziger Vorkommen mit einer Spezialmulde oder mit der nordwestlichen Fortsetzung der Edderitzer Mulde zu tun hat.

Durch den Bergbau ändern sich die Oberflächenverhältnisse erheblich. Der Ton senkt sich im ganzen, und es entstehen zahlreiche, z. T. mit Wasser ausgefüllte Vertiefungen, die der Gegend ein stark wellenförmiges Aussehen geben. Die Schachtteiche öst-

lich des Dorfes Edderitz sowie der Augustateich am Wege von Pfaffendorf nach Wörbzig sind solche durch den unterirdischen Kohlenabbau entstandene Senken. Sie kennzeichnen oftmals die frühere Mächtigkeit der Braunkohle. Je tiefer und ausgedehnter die Teiche sind, um so mächtiger war die Braunkohle. Richtigen Aufschluß über die ursprüngliche Höhenlage des Gebietes geben daher nur die Höhenkurven der älteren Meßtischblätter.

F. Bemerkungen über die Gliederung des Braunkohlen führenden Tertiärs.

Aus der vorhergehenden Schilderung der geologischen Verhältnisse des Tertiärs südwestlich von Cöthen geht hervor, daß zwar gelegentlich eine Übereinstimmung mit der von LASPEYRES zunächst für die Gegend nördlich von Halle aufgestellten und späterhin verallgemeinerten Schichtenfolge des Tertiärs auch in unserer Gegend vorhanden ist, daß aber eine völlige Übertragung des LASPEYRES'schen Normalprofils weder auf das Edderitz-Wörbziger, noch auf das Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Tertiärvorkommen möglich ist. Auch CREDNER¹⁾ und v. FRITSCH²⁾ haben beide sowohl für das Leipziger, als auch für das Teutschenthaler Gebiet die Unhaltbarkeit des LASPEYRES'schen Schemas nachgewiesen.

Erwähnt sei noch, daß auch keines der durch die großen Braunkohlenmulden von Aschersleben, Egelu und Helmstedt-Oschersleben gelegten Profile mit dem von LASPEYRES aufgestellten Schema übereinstimmt.

Die tertiären Sande, Tone und Braunkohlenflöze zeigen innerhalb des Oligocäns in ihrem Aufbau keine zu Schlußfolgerungen

¹⁾ CREDNER, Das Oligocän des Leipziger Kreises. Zeitschr. der Deutschen geolog. Ges. Bd. XXX, Berlin 1878.

²⁾ v. FRITSCH, Erläuterungen zu Blatt Teutschenthal.

auf entferntere Areale berechtigende Gesetzmäßigkeit. Der Versuch LASPEYRES' und anderer Autoren, die Gliederung auf andere deutsche Braunkohlengebiete zu übertragen, hatte bekanntlich seinen Grund in der irrigen Annahme einer marinen Entstehung der Braunkohlenflöze und ihrer Begleitschichten.

G. Das geologische Alter der Tertiärablagerungen.

Eine relative Altersbestimmung der Tertiärschichten, besonders der Braunkohlen, von Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorf läßt sich infolge des Fehlens von versteinierungsführenden Begleitschichten an Ort und Stelle nicht durchführen. Nach OTTILIAE¹⁾ »werden die eigentlichen Kohlenbildungen bei Lebendorf von dem zahlreiche Versteinierungen führenden Magdeburger Sande bedeckt«. OTTILIAE führt keine Versteinierungen an, auch zeichnet sich nach den bisherig bekannten Tatsachen der Magdeburger Sand in unserer Gegend gerade durch Fossilarmut aus, wie z. B. bei Wörbzig, Edderitz, Weissandt, Görzig und weiter östlich, wo er unzweifelhaft unter Septarienton als Hangendes der Braunkohlenflöze nachgewiesen ist. Nach Angaben der hiesigen Grubenbeamten und eigenen aufmerksamen Untersuchungen hat sich in den zahlreichen Aufschlüssen durch Schächte, Bohrungen und Tagebaue nichts an Versteinierungen finden lassen. Das Fehlen von Petrefakten würde zu einer Deutung als Magdeburger Sand passen, doch ist dieser hangende Sand petrographisch durch Korngröße und Tonfreiheit sowie durch sein blendend weißes Aussehen sofort von jenem zu unterscheiden.

An dem nicht nur beim Grubenbetriebe, sondern auch in mehreren großen Tongruben (z. B. bei Alsleben, Leau und Cörmigk) aufgeschlossenen hangenden und liegenden Ton ist zu erkennen, daß er an allen Stellen seines Auftretens fossil- und

¹⁾ Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen. Bd. 7, S. 208. Berlin.

kalkfrei ist, womit das Fehlen von Foraminiferen und Muschelschalen im Einklang steht. Nach ihrer Beschaffenheit sind unsere Tone Süßwasserbildungen, wofür auch noch der Umstand spricht, daß sie mehrere autochthone Braunkohlenflöze einschließen. Das Tertiär von Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorf besteht also aus einer Wechselagerung von terrestrischen Bildungen: Kapselton, Braunkohlenflözen, Sanden und Süßwassertonen.

Beim Vergleich mit der Schichtenfolge in den großen Becken von Aschersleben, Helmstedt-Oschersleben, Egeln usw. findet man, daß dort ebenfalls weiße Tone, die diskordant auf älteren Gebirgsgliedern ruhen, das Liegende der mit kalkfreien, sandigen und tonigen Sedimenten wechsellagernden Braunkohlen bilden. Über der Kohle lagert dann z. B. in Nachterstedt (Ascherslebener Becken) ein feinkörniger Sand, der, wie Verfasser sich durch Augenschein überzeugte, dem in den Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Tagebauen die Braunkohle bedeckenden vollständig gleich. Marines Unteroligocän, das in jenen Mulden an vereinzelt Stellen in 1–2 m Mächtigkeit statt jenen Sandes die Kohle bedeckt, war in unserem Gebiete nicht erschlossen. Vielleicht gelingt es späteren Bearbeitern der Gegend, dasselbe bei den fortschreitenden Tagebau-Abräumungsarbeiten festzustellen. Auf Grund dieser unteroligocänen marinen Deckschichten rechnet man jene Braunkohlen dem relativen geologischen Alter nach zu Süßwasserbildungen des Unteroligocäns. Infolge der vollständigen Übereinstimmung der Lagerungsverhältnisse innerhalb des Kohlenhorizontes des beschriebenen Vorkommens mit denen der benachbarten, im Alter festgelegten Ablagerungen kann man wohl beide als gleichaltrig ansehen und auch den Braunkohlen von Gerlebogk, Preußnitz und Lebendorf sowie deren tertiären Begleitschichten ein unteroligocänes Alter zuweisen¹⁾.

Bei Edderitz und Wörbzig ist schon auf Grund der die Braun-

¹⁾ Auf Grund der Überlagerung der Braunkohle durch marines Unteroligocän stellt v. LIXSTOW (a. a. O., Handbuch f. d. D. Braunkohlenbergbau, Halle 1907, S. 117 ff.) die Braunkohle von Aschersleben, Helmstedt-Oscherleben usw. in das Eocän.

kohle konkordant überlagernden mitteloligocänen marinen Sedimente auf ein unteroligocänes Alter der Braunkohle zu schließen.

Auf dieser älteren, subhercynischen Braunkohlenformation bauen im Kreise Cöthen außerdem die Gruben Minna-Anna bei Görzig, Hedwig bei Groß-Weissandt, Micheln bei Trebbichau und Wilhelm bei Osternienburg. Die vermutliche Nordostgrenze liegt im Dessauer Kreise. Die Bohrungen von Steckby (südlich von Zerbst) Steuz, im Rößling, bei Mosigkau, Kochstedt, Dessau und Bahnhof Raguhn haben diese Kohle nicht mehr angetroffen.

H. Mutmaßliche Entstehung der Tertiärablagerungen.

Die Oberflächengestaltung des Gebietes vor der Tertiärzeit ist vermutlich ebenso wie in der Umgebung des Thüringer Waldes nicht ausschließlich auf tektonische Vorgänge, sondern daneben auch auf Einsturz der durch die ständige Auflösung der Zechsteinsalze entstandenen unterirdischen Hohlräume zurückzuführen. Die Tertiärbecken liegen vielfach an den Rändern der heutigen Kalilager. Letztere fehlen heute da, wo das Tertiär seine größte Mächtigkeit hat. Die auf diese Weise an der Tagesoberfläche gebildeten Buntsandsteinmulden wurden im Laufe der Zeit durch Ton und Sand, welche zufließende Gewässer herbeiführten, mehr und mehr eingeebnet.

Die Entstehung der Tone ist wohl in Verbindung zu bringen mit den in nächster Nähe in großer Ausdehnung vorhandenen feldspatführenden Gesteinen, vor allen Dingen mit den Porphydecken des Unterrotliegenden, durch deren Verwitterung während eines langen geologischen Zeitraumes die Partikelchen des kaolinierten Feldspats durch die überströmenden Wasserläufe in den Süßwasserbecken und Rinnen des Unteren Buntsandsteins angehäuft wurden.

Auf dem flach muldenförmigen, sandig-tonigen Untergrunde entwickelte sich nun die Braunkohlenflora, als deren alten Wald- und Sumpfboden man jenen das Liegende bildenden, schokoladenbraunen, tonigen Feinsand ansehen kann, der mit zahlreichen, senkrecht stehenden Wurzeln durchwachsen ist. Man bezeichnet diese Schicht des Liegenden als Röhrichtboden, dessen Bildung noch heute häufig am Rande und bei der Verlandung unserer Seen und Teiche durch das am Ufer wachsende allmählich vordringende Röhricht zu beobachten ist. Das absterbende Schilf unterliegt der Vertorfung. Sobald nun dadurch ein etwas festerer Boden entstanden ist, entwickelt sich darauf sofort eine Waldmoorvegetation. Der Wurzelton ist demnach die Erscheinung des Verlandungsröhrichts. Er ist also das charakteristische Merkmal der Flachmoornatur der Braunkohlenvegetation und der Autochthonie der Flöze.

Der Zusammenhang der Tertiärschichten in unserer Gegend beschränkt sich auf die Zeit der Ablagerung des Kapseltones, höchstens noch bis auf die Zeit der Bildung des untersten Flözes. Von der Entstehung der Flora an treten starke Verschiedenheiten in den Profilen in der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer und in der Edderitz-Wörbziger Mulde hervor.

In der letzteren spricht das Vorkommen aufrecht stehender Baumstämme in der Kohle, die sich ohne sichtbare äußere Einwirkungen vorfinden, für ruhige Verhältnisse während der Entstehung und auch für Autochthonie. In dem Flöze sind aufrecht stehende Wurzelstöcke der Braunkohlenbäume in Lagen übereinander angeordnet zu beobachten. Daraus ist zu schließen, daß der Boden sich während der Kohlebildung senkte und schließlich sogar bis unter den Meeresspiegel, denn der darüber liegende Magdeburger Sand, der die Pflanzenreste vor Verwesung schützte, ist eine marine Bildung.

In bezug auf die Entstehung des Septarientons nimmt man an, daß er sich in einem 100—200 m tiefen, also verhältnismäßig flachen Meere absetzte. An der Küste dieses Meeres wurde der Magdeburger Sand abgelagert.

In der Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer Mulde sind die geolo-

gischen Verhältnisse, besonders der Tiefbauflöze, nicht so einfach. Die außerordentlich unregelmäßige Ablagerung derselben erschwert den Überblick hier sehr. Die Kohle ist durch zahlreiche, durch Überflutung herbeigeführte Zwischenmittel toniger und sandiger Natur von oft sehr geringer Stärke getrennt. Auf ihnen entwickelte sich die kohlenbildende Vegetation stets von neuem. Zahlreiche Pflanzenreste, die darin enthalten sind (Röhrichtboden), deuten darauf hin. Hielt die Moorbildung mit der Senkung gleichen Schritt, so wuchs die Mächtigkeit des Flözes an, hielten beide nicht Schritt, so trat eine Vernichtung der Vegetation durch Sedimente ein. Infolge der sich vielfach wiederholenden Überflutungen wurden zwar neue Niveauverhältnisse geschaffen, aber es blieben doch die flachen Niederungen annähernd an den gleichen Stellen, an denen die früheren Sümpfe sich befanden. Sie waren wiederum geeignet, das Wasser anzustauen und eine neue Flözbildung hervorzurufen. Wenn man bedenkt, daß nach einigermaßen genauer Schätzung zur Bildung eines 10 cm starken Braunkohlenflözes ein Zeitraum von 154 Jahren erforderlich ist, so ist man wohl berechtigt, einen solchen absatzweisen Wechsel von Vegetations- und Überschwemmungsperioden anzunehmen.

Die Oberflöze zeigen in ihrer unteren Partie die für Autochthonie typischen Merkmale, während die obere, besonders im Preußlitzer Tagebau, allochthone Entstehung vermuten läßt. Auch die feinkörnige bis staubförmige Beschaffenheit der Kohle (Rieselskohle), die beim Anhauen in kleinen Stücken herunterrieselt, spricht für Allochthonie. Autochthone Kohle (Knabbenkohle) ist bekanntlich großstückig und fest. In einem neuerdings erschienenen Aufsatz unterscheidet POTONIE¹⁾ zwischen primär und sekundär allochthonen Kaustobiolithen. Die Oberflözkohle von Gerlebogk-Preußlitz-Lebendorf ist demnach sekundär allochthon, für welche Annahme besonders noch die Trockenrisse sprechen.

In fast allen Braunkohlenflözen sind helle pyropissitische Lagen und bitumenreiche Braunkohle, sogen. Schwelkohle, vorhanden.

¹⁾ Dieses Jahrbuch. Bd. XXIX, 1908, S. 539–550.

Über die Entstehung des Pyropissits liegen in der Literatur bereits eine Reihe von Arbeiten vor, deren wichtigste HEINHOLD¹⁾ kurz charakterisiert hat. Das Ergebnis der von Herrn Landesgeologen Professor Dr. POTONIÉ geleiteten HEINHOLD'schen Untersuchungen ist, daß Feuerkohle, Schwelkohle und reiner Pyropissit aus demselben stark Wachsharz führenden Pflanzenmaterial entstanden sind. Zum Verständnis dieser Erscheinung muß man die von POTONIÉ²⁾ unterschiedenen Zersetzungserscheinungen der Verwesung, Vermoderung, Vertorfung und Fäulnis berücksichtigen.

Zunächst sei bemerkt, daß auch in unserem Gebiete die Kohle liefernde Vegetation sich in einem in ein Flachmoor umgewandelten Wasserbecken entwickelte. Das beweist das Vorkommen der Anthrakonite und weniger festen sandig-tonigen Konkretionen. Nur in einem Flachmoor, das in einer schwach muldenförmigen Vertiefung des Bodens entsteht und Zufluß hat, können Mineralabsätze stattfinden, dagegen nicht in einem Hochmoor, von dessen uhrglasartig nach oben gewölbter Mitte die Wasser abfließen, also auslaugen. Fernerhin sprechen ebenso die großen in dem Flöz vorgefundenen Baumstämme für eine Flachmoorvegetation, denn im Hochmoor können wegen des Mangels an Nährstoffen nur kleine Pflanzen gedeihen.

Die Braunkohlen sind lediglich durch den sogenannten Inkohlungsprozeß entstanden. Wie wenig der Druck bei der Bildung der Kohle eine Rolle spielt, beweisen die nicht im geringsten deformierten Lignitstücke und -stämme und ferner die ganz verschiedene Mächtigkeit der Deckschichten, die am Ausgehenden oft nur wenige Zentimeter beträgt. Neben den durch die Verschiedenartigkeit der äußeren Verhältnisse hervorgerufenen wechselnden Zersetzungserscheinungen des Pflanzenmaterials ist jedoch die heutige Kohlenbeschaffenheit auch in geringem Maße abhängig gewesen von der Natur der Pflanzenarten, aus denen die verschiedenen Varietäten der Kohle entstanden sind.

¹⁾ Dieses Jahrbuch 1906, S. 114.

²⁾ H. POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle usw. 4. Aufl. Berlin 1905.

Sämtliche in den Flözen angetroffenen Hölzer zeigen Coniferenstruktur. Für das Vorhandensein solcher würde schon, auch wenn deren Holz nicht mehr erkennbar gewesen wäre, das Vorkommen des Retinits sprechen. Infolge der bereits weit vorgeschrittenen Umwandlung in Braunkohle ist nach Ansicht des Herrn Dr. GOTHAN, der mich in liebenswürdiger Weise bei der Untersuchung unterstützte, die Gattung nicht mehr näher zu bestimmen. Die Hölzer sind nach der von SCHULZ vorgeschriebenen und von v. GÜMBEL verbesserten Macerationsmethode untersucht worden. Kleine Lignitsplitterchen wurden mit der Bleichflüssigkeit (Kaliumchlorat und konzentrierte Salpetersäure) 24 Stunden lang behandelt und nach Beseitigung dieser Lösung die dunkelfärbenden humusartigen Substanzen¹⁾ durch Alkohol entfernt. Dadurch kam die Zellenmembran in einen zur mikroskopischen Untersuchung geeigneten Zustand.

Aus dem Umstande, daß alles vorgefundene Lignitmaterial Coniferenholz darstellt, darf man jedoch nicht, wie z. B. KOBBE²⁾ und GELLHORN³⁾, folgern, daß nur Coniferenhölzer an der Braunkohlenablagerung Anteil gehabt haben. Man muß berücksichtigen, daß ihr jetzt überwiegendes Vorhandensein gegenüber den dikotylen Hölzern seinen Grund in der größeren Widerstandsfähigkeit des Coniferenholzes gegen Zersetzung hat. Der Verkohlungsprozeß wird bei den gymnospermen Hölzern infolge ihres homogenen Baues und besonders wegen des höheren Harzgehaltes beim Coniferenholz bedeutend verlangsamt. Schon v. FRITSCH⁴⁾ hat bei seinen mikroskopischen Untersuchungen gefunden, daß auch zahlreiche harzreiche Laubgewächse neben Nadelhölzern am Aufbau der heutigen Braunkohlenlager und auch der Schwelkohlen teilgenommen haben. Dieses Untersuchungsergebnis v. FRITSCH's wird auch in bezug auf die Lebendorfer Braunkohlen

¹⁾ Die Humussubstanz ist es bekanntlich auch, die das Reagens auf Braunkohle, die Kalilauge, braun färbt.

²⁾ KOBBE, Foss. Hölzer der Meckl. Braunkohle, 1887, S. 54.

³⁾ GELLHORN, Die Braunkohlenhölzer in der Mark Brandenburg. 1894, S. 7.

⁴⁾ v. FRITSCH, Entstehung der Braunkohlen, besonders der Schwelkohlen, Halle 1889.

durch die Angaben OTTILIAE's und C. F. ZINCKEN's bestätigt, wonach das bis 0,52 m starke tonige Zwischenmittel des auf Grube Amalie abgebauten untersten Hauptflözes ganz von Blattabdrücken erfüllt war. Nach neueren Angaben der Grubenbeamten fand sich auch in der hangenden Partie des Mittelflözes der nördlichen Mulde bei Lebendorf eine 20 cm starke Schicht voll von Blattabdrücken.

Über die in den Zwischenmitteln und im Hangenden der Flöze vorkommenden Blattreste dikotyler Pflanzen meint SCHENK¹⁾, daß die Blätter von den Standorten ihrer Träger an ihren gegenwärtigen Fundort transportiert worden sind. Dem ist jedoch nicht allgemein so; die Stämme haben sich nur im Flöz nicht erhalten.

Bei der Beurteilung der Frage nach der Entstehung eines Braunkohlenflözes gab die unregelmäßige Lage der im Flöz vorkommenden Stämme häufig Anlaß zu der Behauptung, dasselbe sei primär allochthon, d. h. die pflanzlichen Urmaterialien hätten einen Transport durchgemacht. Dieses angewendete Merkmal der Allochthonie wird jedoch hinfällig, wenn man einmal die Nachrichten über die verheerenden Wirbelstürme verfolgt, welche z. B. vor kurzem die Vereinigten Staaten heimsuchten. Ganze Ortschaften, große Wälder und Ernten wurden dem Erdboden gleich gemacht und vernichtet. Ebenso mögen auch in den alten Waldmooren heftige Tornados gewütet haben, so daß die heutige nicht senkrechte Lage von Lignitstämmen in Flözen mit sonst typisch autochthonen Kennzeichen wohl mehr auf Windbruch als auf Anschwemmung zurückzuführen ist. Schlußfolgerungen über die Genesis eines Flözes sind jedenfalls hieraus nicht berechtigt.

Die Sanddecke über den Oberflözen hält LASPEYRES für eine lokale, dünenähnliche Anwehung zur Tertiärzeit. Da der sehr gleichkörnige Sand zahlreiche Braunkohlenpartikel und -Nester einschließt, ist er wohl sicher als eine terrestrische Bildung anzusehen.

Nach der Ablagerung der Tertiärschichten traten jene gebirgsbildenden Kräfte auf, die die Muldenränder steiler werden ließen. Darauf deutet hin, daß sowohl der Kapselton und seine sandigen

¹⁾ A. SCHENK, Paläophytologie in ZITTEL, Handbuch der Paläontologie, II. Band, 1890.

Lagen, als auch jene der Schichtung parallelen pyropissitischen Streifen in der Kohle den Verschiebungen der Verwerfungen und Aufsattelungen stets folgen. Die nachträgliche Faltung geht ferner auch daraus hervor, daß die Flöze am Ausgehenden, also in ihrer höchsten Lage, oft mächtiger sind, als im Muldentiefsten.

I. Berichtigung der Ewald'schen Formationsgrenzen.

Durch meine Untersuchungen konnte an zahlreichen Stellen die Lage der Formationsgrenzen, namentlich auch der vortertiären Schichten, berichtigt und schärfer gezogen werden.

In dem neu angelegten Löbejüner Wasserwerk westlich von Plötz lagert unter diluvialen Kies ein bisher nicht erwähnter kalkfreier Ton vom Gerlebogker Typus, während östlich davon bei Rohndorf Septarienton angetroffen wurde. Die Grenze zwischen den unter diluvialer Bedeckung anstehenden terrestrischen Schichten des Unteroligocäns von Gröbzig, Werdershausen, Gerlebogk, Preußnitz, Lebendorf und denen des marinen Mitteloligocäns von Edderitz-Wörbzig verläuft demnach ungefähr nach einer die Orte Plötz und Dohndorf verbindenden Linie.

Dieselbe gibt zugleich die Richtung einer Störungszone an. Die nordöstlich gelegenen Bohrungen (z. B. Bohrloch 90, 91 usw.) weisen in geringer Tiefe (ca. 18 m) den Unteren Buntstandstein nach, während auf der entgegengesetzten Seite in 1500 m Entfernung davon (Bohrloch 16 Gröbzig) das Tertiär bei 69 m Tiefe noch nicht durchstoßen wurde. Die Flözoberkante dagegen liegt umgekehrt auf der südwestlichen Seite wieder höher, nämlich durchschnittlich 65—70 m, bei Edderitz aber nur 40—50 m über N. N. Es ist also ein Niveauunterschied von 30 m vorhanden. Bei Gröbzig-Werdershausen-Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorf ist das Unteroligocän im Mittel 70 m mächtig, bei Edderitz-Wörbzig nur 30 m. Die Erklärung der obigen Erscheinungen innerhalb des Tertiärs ist mutmaßlich folgende:

Beide Gegenden waren zur Zeit des Unteroligocäns Senkungsgebiete. Der südwestliche Teil senkte sich jedoch schneller und tiefer, denn wir haben geringmächtigere Flöze, d. h. eine oftmalige Unterbrechung der Braunkohlenvegetation durch hereinbrechende Tonfluten, und ferner eine größere Gesamtmächtigkeit dieser terrestrischen Schichten. Am Ende des Unteroligocäns trat dann eine entgegengesetzte Bodenbewegung ein, durch welche das Tertiär von Gröbzig-Werdershausen usw. in die geschilderte Lage kam, denn vor Beginn der Mitteloligocänzeit lag dies Gebiet bereits über Meereshöhe, so daß Magdeburger Sand und Septarienton diese Unteroligocänschichten nicht mehr überdecken konnten.

Auf seiner Karte (Geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz, Blatt 4, Staßfurt, Halle 1864) verzeichnet EWALD südlich von Bernburg die Formationsgrenze zwischen Unterem und Oberem Buntsandstein. Sie verläuft nordwest-südöstlich in der Fortsetzung der nordöstlichen Begrenzung des Egelin-Staßfurter Rogensteinsattels. EWALD unterschied innerhalb der Buntsandsteinformation nur zwischen Unterem und Oberem Buntsandstein, während man heute geologisch drei Glieder, Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandstein (Röt) trennt. Nach mündlicher Mitteilung des Herrn Geheimen Berg-rats Professor Dr. KEILHACK ist der Mittlere Buntsandstein fast durchweg in dem Oberen Buntsandstein EWALD's zu suchen, aber nie im Unteren. Die EWALD'sche Formationsgrenze südlich von Bernburg ist also nicht die des Unteren gegen den Oberen, sondern gegen den Mittleren Buntsandstein. Analog ist nördlich von Ahlsleben nicht Röt, sondern Mittlerer Buntsandstein zur Ablagerung gelangt.

Bei Drosa, nordwestlich von Cöthen, finden sich nach EWALD¹⁾ Letten, mit welchen ein dem Bernburger gleichender weißer Sandstein wechsellagert, ganz erfüllt von kleinen Estherien. Das Vorkommen ist jedoch seiner geologischen Beschreibung und Lage nach wohl nicht zum Oberen, sondern noch zur oberen Zone der Unteren Buntsandsteinletten mit zwischen-gelagerten Sandsteinbänken zu rechnen.

¹⁾ J. EWALD, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellschaft, Berlin 1859, S. 229.

Zwischen den Ortschaften Gröbzig, Wörbzig und Löbnitz deutet EWALD ferner den mutmaßlichen Verlauf des das Magdeburg-Halberstädter Becken begrenzenden Zechsteinrandes an. Veranlassung zu dieser Vermutung gab das südlich bei Sieglitz und nördlich bei Wohlsdorf in geringer Tiefe angetroffene unbauwürdige Kupferschieferflöz. Durch die neueren Aufschlüsse der Grube Leopold konnte nun aber weiter östlich bis Arensdorf noch Unterer Buntsandstein nachgewiesen werden, der mit dem bei Bernburg, Biendorf und Cönnern erschlossenen im Zusammenhang steht.

An das die Mansfelder Mulde im Norden begrenzende Obercarbon (= Obere Ottweiler Schichten) schließt sich nach vorläufigen Aufschlüssen bei Gr.-Weissandt ein schmaler Streifen von Unterrotliegendem in Gestalt der stellenweise zutage tretenden Porphyre an.

Oberrotliegendes in Gestalt von Porphyrkonglomerat ist östlich von Arensdorf erbohrt worden. Es schneidet dann mitsamt dem südlich von Cöthen unter Diluvium anstehenden oberrotliegenden Sandstein an der von ZIMMERMANN konstruierten und in dem östlichen Braunkohlengebiete von v. LINSTOW weiterhin verfolgten, hercynisch verlaufenden Verwerfung zwischen diesen paläozoischen Schichten und den bei Elsdorf, Merzien und Scheuder angetroffenen Gliedern der Trias (Wellenkalk und Unterer Buntsandstein) ab.

Das Rotliegende ist also als ein fast zusammenhängendes Band von Sieglitz über Cattau, Reupzig, Radegast bis Cöthen und Frenz nachgewiesen. Das Innere dieser südöstlichen Ausbuchtung des großen Magdeburg-Halberstädter Beckens ist von Unterem Buntsandstein erfüllt. Zwischen beiden Formationen ist der mutmaßliche Verlauf des Zechsteinbandes zu suchen, das also am Neckschen Busch südlich von Gröbzig nach Osten umbiegt. Dafür spricht auch die im Bohrloch 13 südöstlich von Werdershausen erbohrte Kalksteinschicht, die aller Wahrscheinlichkeit nach dem Zechsteinkalk angehört.

Die paläozoischen Grauwacken bei Kl.-Paschleben bilden nach obigen Untersuchungen nur eine Halbinsel, an deren nordöstlichem Ufer das triadische Vorland abgesunken ist. Durch den berich-

tigten Verlauf des Magdeburg-Halberstädter Beckenrandes ist auch ein neuer (einseitiger) Horst, der Cöthen-Paschlebener Horst, ermittelt, an den, analog wie beim Magdeburger Horst, Harz und Thüringer Wald, nach SO. hin sich paläozoische Schichten anlehnen, während er nach NW. hin von Mesozoicum begrenzt wird. Das Alter der Heraushebung des Cöthen-Paschlebener Horstes, bezw. des Absinkens des nordöstlichen Vorlandes, ist vorläufig nicht genau festzustellen.

Schlußbemerkungen.

Zur Annahme einer Verwerfung des Unteren Buntsandsteins gegen das Rotliegende südlich von Cöthen fehlten bislang genügende Anhaltspunkte. Für das Vorhandensein großer Störungen in dieser Gegend spricht jedoch das Vorkommen der sich auf zahlreichen Spalten bewegenden Steinsalzsole. So wurde z. B. bei Cattau¹⁾ 1724 vom Fürsten Leopold von Dessau der Versuch gemacht, »die von Halle nach Staßfurt durchstreichende Salzader zu erbohren, um sich in bezug auf Salzgewinn unabhängig zu machen«. 1811 wurden wiederum Solschächte abgeteuft. Die Unternehmungen scheiterten jedoch sämtlich an den zu starken unterirdischen Gewässern, die nach Ansicht des Verfassers dem nahen Fuhnefluß entstammten. Vor etwa 3 Jahren vertiefte sich die vermutlich auf einem früheren Solschachte stehende Pinge noch um einige Meter und füllte sich mit Salzwasser, von dem auch eine Probe genommen wurde. In einer Cöthener Tongrube und ferner im Schacht zu Osternienburg wurde ebenfalls Sole angetroffen.

ECKSTEIN schreibt in seiner Chronik, daß bei Cattau Salz erbohrt worden sei. Es ist jedoch fraglich, ob dieser Satz wörtlich aufgefaßt werden darf, denn eine Tiefbohrung bei Cattau hat die Zechsteinformation nicht mehr nachgewiesen. Da nun aber bei Edderitz unter Tertiärbedeckung noch Unterer Buntsandstein ansteht, ist die Möglichkeit gegeben, hierunter die Zechsteinsalze anzutreffen. Ein Bohrversuch würde leicht Aufklärung bringen.

¹⁾ Nach O. ECKSTEIN, Geschichte des Amtes Gröbzig. Ilbersdorf 1889, S. 33.

Anhang.

Analysen und Heizwertbestimmungen der grubenfeuchten Braunkohle (Förderkohle).

1. Braunkohle der Grube Leopold bei Edderitz ¹⁾.

(Anfertigung der Analyse im Jahre 1902.)

A. Chemische Untersuchung.

I. Allgemeine Zusammensetzung.

100 Teile Braunkohle enthalten:	Probe a:	Probe b:
Hyroskopisches Wasser	41,89 %	47,21 %
Asche	5,86 »	4,70 »
Brennbare Substanz	52,25 »	48,09 »
	100,00	100,00

2. Elementar-Analyse.

100 Teile Braunkohle enthalten:	
Kohlenstoff	35,82 %
Wasserstoff	3,39 »
Schwefel	1,35 »
Sauerstoff und Stickstoff	11,69 »
Wasser	41,89 »
Asche	5,86 »
	100,00

B. Calorimetrische Untersuchung.

Der Heizwert der grubenfeuchten Kohle wurde aus den Ergebnissen je zweier Versuche mit calorimetrischer Bombe

bei Probe a: auf 3226 Wärmeeinheiten

» Probe b: » 3103 »

im Durchschnitt: auf 3165 Wärmeeinheiten festgestellt.

1 kg Braunkohle verwandelt theoretisch

bei Probe a: 5,06 kg Wasser von 0° in Dampf von 100°

» Probe b: 4,67 » » » 0° » » » 100°

im Durchschnitt: 4,97 kg.

¹⁾ Die Analysen der Gruben Leopold bei Edderitz, Franz bei Gerlebogk und Marie bei Preußnitz sind im chemischen Laboratorium von Dr. LANGBEIN in Dresden-Niederlöbnitz ausgeführt worden.

II. Braunkohle aus dem Oberflöz im Tagebau des Franzkohlenwerkes, Gerlebock, im Jahre 1906.

A. Chemische Untersuchung.

1. Allgemeine Zusammensetzung.

100 Teile Braunkohle enthalten:

Hygroskopisches Wasser	48,89 %
Asche	6,37 »
Brennbare Substanz	44,74 »
	<hr/>
	100,00

2. Elementar-Analyse.

100 Teile Kohle enthalten:

Kohlenstoff	30,93 %
Wasserstoff	2,61 »
Schwefel	0,69 »
Sauerstoff	10,51 »
Wasser	48,89 »
Asche	6,37 »
	<hr/>
	100,00

B. Calorimetrische Untersuchung.

Heizwert: 1 kg Kohle gibt 2558 Wärmeeinheiten.

III. Braunkohle aus dem Oberflöz im Tagebau der Grube Marie bei Preußnitz 1906.

A. Chemische Untersuchung.

1. Allgemeine Zusammensetzung.

In 100 Teilen Braunkohle sind enthalten:

Hygroskopisches Wasser	47,88 %
Asche	5,27 »
Brennbare Substanz	46,85 »
	<hr/>
	100,00

2. Elementar-Analyse.

100 Teile Braunkohle enthalten:

Kohlenstoff	32,65 %
Wasserstoff	2,87 »
Schwefel	1,07 »
Sauerstoff und Stickstoff	10,26 »
Wasser	47,88 »
Asche	5,27 »
	<hr/>
	100,00

3. Verkokung im Tiegel.

Die Braunkohle gibt 23,64 % Koksausbeute, sie enthält daher:

Fixen Kohlenstoff	18,37 %
Flüchtige Bestandteile	28,48 »
Wasser	47,88 »
Asche	5,27 »
	100,00

B. Calorimetrische Untersuchung.

Heizwert: 1 kg Braunkohle gibt 2819 Wärmeeinheiten.

1 kg Braunkohle verwandelt theoretisch 4,43 kg Wasser von 0° in Dampf von 100°.

IV. Braunkohle (Knorpelkohle)

aus dem Mittelflöz im Tagebau der Grube Marie bei Preußlitz 1905.

A. Chemische Untersuchung.

1. Allgemeine Zusammensetzung.

In 100 Teilen Knorpelkohle sind enthalten:

Hygroskopisches Wasser	48,80 %
Asche	7,16 »
Brennbare Substanz	44,04 »
	100,00

2. Elementar-Analyse.

100 Teile Knorpelkohle enthalten:

Kohlenstoff	30,42 %
Wasserstoff	2,17 »
Schwefel	1,73 »
Sauerstoff und Stickstoff	9,72 »
Wasser	48,80 »
Asche	7,16 »
	100,00

3. Verkokung im Tiegel.

Die Knorpelkohle gibt 28,20 % Koksausbeute, sie enthält daher:

Fixen Kohlenstoff	21,04 %
Flüchtige Bestandteile	23,00 »
Wasser	48,80 »
Asche	7,16 »
	100,00

B. Calorimetrische Untersuchung.

Heizwert: 1 kg Knorpelkohle gibt 2490 Wärmeeinheiten.

Die Knorpelkohle verwandelt theoretisch 3,91 kg Wasser von 0° in Dampf von 100°.



**V. Braunkohle aus den Tiefbauflözen
von Grube Marie bei Preußnitz und Grube Franz bei Gerlebogk 1906.**

A. Chemische Untersuchung.

1. Allgemeine Zusammensetzung.

In 100 Teilen Kohle sind enthalten:	Gerlebogk ¹⁾	Preußnitz
Hygroskopisches Wasser	46,56 %	45,93 %
Asche	7,46 »	8,27 »
Brennbare Substanz	45,98 »	45,80 »
	100,00	100,00

Die Untersuchung wurde mit feingemahlenem, lufttrocknem Brennstoff ausgeführt und das Resultat auf die Rohprobe bezogen.

2. Elementar-Analyse.

100 Teile Kohle enthalten:	Gerlebogk ¹⁾	Preußnitz
Kohlenstoff	32,66 %	31,42 %
Wasserstoff	2,55 »	2,46 »
Schwefel	0,21 »	0,43 »
Sauerstoff und Stickstoff	11,71 »	11,49 »
Wasser	47,02 »	45,93 »
Asche	5,85 »	8,27 »
	100,00	100,00

3. Verkokung im Tiegel.

Die Kohle ergibt:	Gerlebogk	Preußnitz
Koksausbeute	27,60 %	31,36 %
Sie enthält daher:		
Fixen Kohlenstoff	16,71 »	23,09 »
Flüchtige Bestandteile	33,10 »	22,71 »
Wasser	49,30 »	45,93 »
Asche	10,89 »	8,27 »
	100,00	100,00

B. Calorimetrische Untersuchung.

Heizwert: 1 kg Förderkohle gibt: Gerlebogk¹⁾ 2666 Wärmeeinheiten, Preußnitz 2615 Wärmeeinheiten.

1 kg Kohle verwandelt theoretisch:

Gerlebogk¹⁾: 4,17 kg Wasser von 0° in Dampf von 100°

Preußnitz: 4,11 kg » » 0° » » » 100°.

¹⁾ Analyse der Firma Alberti & Hempel, Magdeburg (7. März 1903).

VI¹⁾. Braunkohle aus dem Leopold-Schachtfelde (südliche Lebendorfer Mulde) der Grube Wilhelm-Adolf bei Lebendorf, 24. Mai 1907.

A. Chemische Untersuchung.

Probe	1	2	3	4
	a. d. II. Abbausohle		III. Abbausohle (tiefste)	
Brennbare Substanz . . .	51,91 %	48,30 %	51,79 %	48,15 %
Asche	6,87 »	7,57 »	6,34 »	5,85 »
Gesamtwassergehalt . . .	41,22 »	44,13 »	41,87 »	46,00 »
Die Rohsubstanz ergab in lufttrocknem Zustande (nach 2-tägigem Liegen an der Luft einen Wassergehalt von . .	17,81 »	18,92 »	16,50 »	21,96 »

B. Calorimetrische Untersuchung.

Die calorimetrische Untersuchung des lufttrocknen Brennstoffs zur Ermittlung des Heizwertes wurde in der BERTHELOT-MAHLER'schen Bombe durch Verbrennung in verdichtetem Sauerstoff vorgenommen.

Der Heizwert des ursprünglichen Brennstoffs (Rohmaterial) berechnet sich zu . . .	1	2	3	4
	3703 W. E.	3178 W. E.	3475 W. E.	2765 W. E.

VII. Braunkohle aus dem Wilhelm-Schachtfelde (nördliche Lebendorfer Mulde) der Grube Wilhelm-Adolf bei Lebendorf, 21. Januar 1908.

A. Chemische Untersuchung.

Probe	1	2	3
	obere untere Kohlenpartie am Wegepfeiler östlich vom Wilhelm-Schacht		südlich vom Wilhelm-Schacht
Brennbare Substanz	46,19 %	45,13 %	44,39 %
Asche	8,36 »	11,80 »	6,35 »
Gesamtwassergehalt	45,45 »	43,07 »	49,26 »
Die Rohsubstanz ergibt im lufttrocknen Zustande (nach 2-tägigem Liegen an der Luft) einen Wassergehalt von . . .	13,25 »	12,50 »	15,75 »

B. Calorimetrische Untersuchung.

Heizwert	1	2	3
Der Heizwert des ursprünglichen Brennstoffs (Rohmaterial) berechnet sich zu . . .	2813 W. E.	2718 W. E.	2623 W. E.

¹⁾ Die Analysen für die Grube Wilhelm-Adolf sind im chemischen Laboratorium von Dr. phil. CLEMENS GEHRENBECK, Halle a. S., angefertigt.

Literaturverzeichnis.

- E. BEYRICH. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Berlin 1856.
- OTTILIAE. Die Aufsuchung und Gewinnung der Braunkohlen in der preußischen Provinz Sachsen. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen. Bd. 7 u. 8. Berlin 1859 u. 1860.
- J. EWALD. Geologische Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz. Blatt Nr. 4: Staßfurt. Halle 1864.
- C. F. ZINCKEN. Die Physiographie der Braunkohle. Hannover 1867 und Ergänzungen 1872.
- H. LASPEYRES. Geognostische Mitteilungen aus der Provinz Sachsen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Berlin 1872.
- H. v. DECIEN. Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin 1873. (Neuaufgabe von BRUHNS).
- H. LASPEYRES. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte. Blatt Gröbzig. 1874.
- FRIEDRICH. Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora in der Provinz Sachsen. 1883.
- A. v. KOENEN. Das norddeutsche Unteroligocän und seine Mollusken-Fauna. Abhandlungen zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. Bd. X. 1889—94.
- A. v. KOENEN. Das marine Mitteloligocän und seine Mollusken-Fauna. Palaeontographica XVI. 1889—94.
- M. VOLLERT. Der Braunkohlenbergbau im Oberbergamtsbezirk Halle und den angrenzenden Staaten. Halle 1889.
- F. BEYSLAG und K. v. FRITSCHE. Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. Abhandlungen zur geol. Spezialkarte von Preußen usw. N. F., Heft 60. 1899.
- F. WAHNSCHAPPE. Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. II. Auflage 1901.
- O. v. LINSTOW. Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupel-tones) im Gebiet der mittleren Elbe. Dieses Jahrbuch 1904.
- O. v. LINSTOW. Beiträge zur Geologie von Anhalt. Sonderabdruck aus der Festschrift zum 70. Geburtstag von A. v. KOENEN. Berlin 1907.
- KLEIN. Handbuch für den Braunkohlenbergbau. Halle 1907.
- O. v. LINSTOW. Das Kupferschieferlager in Anhalt. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 16. Jahrg. 1908.

Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligocäns.

Von Herrn **Th. Schmierer** in Berlin.

Hierzu Tafel 5.

Die zahlreichen Abhandlungen über Schichtenstörungen durch Eisdruck stützen sich zum größten Teil lediglich auf Beobachtungen, die in bergbaulichen oder anderen tieferen Aufschlüssen gemacht worden sind. Die durch das Inlandeis gefalteten, überschobenen, verworfenen oder losgerissenen Schichten sind in der Regel verhüllt von Grundmoränen oder fluvioglazialen Ablagerungen in so bedeutender Mächtigkeit, daß es unmöglich ist, die Störungen auf dem Wege der kartographischen Aufnahme auf größere Strecken zu verfolgen. Erst in den letzten Jahren sind durch die Aufnahmen auf dem westlichen Fläming und in der Gräfenhainichen-Schmiedeberger Gegend 3 Gebiete bekannt geworden, in denen die gestörten Schichten in größeren Flächen zutage treten, und die deshalb einer eingehenden Untersuchung wert erscheinen.

Das Faltungsgebiet der Wittenberger Gegend ist kurz beschrieben von E. MEYER in seinem Aufnahmebericht über die Blätter Straach und Hundeluft¹⁾. Eine ausführliche Abhandlung MEYERS über denselben Gegenstand wird demnächst erscheinen²⁾.

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1904, XXV, S. 688—696.

²⁾ Anmerkung während des Druckes. Die Arbeit ist inzwischen erschienen: (E. MEYER: »Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung.« Dieses Jahrb. f. 1909, XXX, Teil II, S. 312—340.)

Über die glazialen Schichtenstörungen auf dem Schmiedeberger Plateau hat v. LINSTOW Mitteilung gemacht in seiner Arbeit: »Die Tertiärbildungen auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau (Dübener Heide z. T.)«¹⁾. Das dritte Gebiet liegt in der Umgebung von Leitzkau zwischen Gommern und Loburg auf den Meßtischblättern Möckern, Loburg, Leitzkau und Lindau und ist von mir in den Jahren 1905—1907 aufgenommen worden.

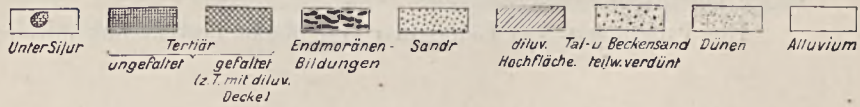
Der geologische Bau der von E. MEYER und v. LINSTOW beschriebenen Störungszonen weicht in vielen Punkten so wesentlich ab von dem des Leitzkauer Faltungsgebietes, daß ich die skizzenhafte Mitteilung, die ich vor 2 Jahren hierüber gemacht habe²⁾, im Folgenden durch eine eingehende Beschreibung erweitern möchte.

Das von den Flußläufen der Ehle, Nuthe und Elbe umschlossene Gebiet charakterisiert sich in seinen randlichen Teilen im wesentlichen als eine von keinerlei topographisch hervortretenden Kuppen durchzogene, ganz allmählich und gleichmäßig ansteigende ebene Hochfläche. Sie erhebt sich südlich Möckern und Loburg um 15—20 m über die bei 60—70 m aufgeschüttete Ehleterrasse, nordwestlich Lindau um 20—30 m über die bei 70—80 m abgelagerten Alluvionen der Nuthe, nördlich Gehrden und östlich von Dannigkow um 20—40 m über die bei 60 m gelegene diluviale Terrasse der Elbe. Als 1—6 km breiter Gürtel umgibt sie ein topographisch gänzlich abweichendes Gelände, das ungefähr durch die Punkte Dalchau, Vehlitz, Vorwerk Kressow, Ziegelei Prödel, Hohenlochau, Hobeck, Ziegelei Klepps, Kalitz, Brietzke begrenzt wird. Die randlichen Teile unserer Hochfläche bestehen ganz vorwiegend aus Geschiebemergel und gehören somit der ausgedehnten Grundmoränenebene an, die sich nach Westen über den südlichen Teil des Blattes Biederitz hinweg bis an das diluviale

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1908, XXIX, Teil II, S. 254—300.

²⁾ Zeitschrift der Deutsch. geol. Ges. 1907, Monatsber. S. 249—251. Vgl. auch: F. WAHNSCHAFFLE: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes 1908, 3. Aufl., S. 128 und K. KEILHACK: Die erdgeschichtliche Entwicklung und die geologischen Verhältnisse der Gegend von Magdeburg 1909, S. 62.

Figur 1.
 Geologische Übersichtskarte
 von
LOBURG UND UMGEGEND.



Elbtal, nach Süden bis in die Zerbster Gegend erstreckt, und die östlich von Lindau, wie auch im Norden jenseits der Ehle unter dem Sandr der Flämingsendmoräne verschwindet (vgl. Übersichtskarte Fig. 1).

Das von der Grundmoränenebene umschlossene Gelände besteht aus schmalen, meist ostwestlich gerichteten Höhenzügen, die, bisweilen unterbrochen von quer verlaufenden Senken und Tälern, oft kilometerweit sich hinziehen. In anderen Fällen sind Unterbrechungen häufiger: Die Höhenzüge sind dann in zahlreiche, kürzere Hügel von gestreckter Form aufgelöst; dementsprechend gabeln sich die begleitenden Niederungen und stehen so mit benachbarten Längstälern in vielfacher Verbindung. Auch die Höhenzüge pflegen sich zu teilen. Dadurch treten sie entweder in Zusammenhang mit benachbarten Rücken, oder sie keilen aus und werden durch Terrainsenken abgelöst. Wo der Parallelismus der miteinander abwechselnden Hügel und Niederungen auf größere Strecken aushält, glaubt man ein Kettengebirge im Kleinen vor sich zu haben, wenn aber beide häufiger alternieren, womit meist ein rascher Wechsel in der Streichrichtung verbunden ist, entsteht ein von anderen Landschaftsformen abweichendes, eigenartiges topographisches Bild.

Der Übergang der Grundmoränenebene in die eben beschriebene, flachwellige Landschaftsform ist fast überall ein allmählicher. Er wird vermittelt durch sehr flache Senken und kaum hervortretende, nur dem auf geringe Höhenunterschiede eingestellten Auge erkennbare Terrainwellen. Aber auch innerhalb dieses eigenartigen Gebietes betragen die Höhenunterschiede meist nur 2—3, selten mehr als 5, im höchsten Falle 10 m. Am größten sind die Niveauunterschiede bei Hohenlochau, Ladeburg und Leitzkau, wo zugleich auch die höchsten Punkte der gesamten, von Ehle, Nuthe und Elbe umflossenen Hochfläche liegen (Galgen-Berg bei Leitzkau 116 m).

Der eigenartigen Topographie des eben beschriebenen Gebietes entspricht der geologische Bau.

Das Fundament der Leitzkauer Hochfläche besteht aus mittel-

oligocäner Septarienton. v. LINSTOW hat darauf hingewiesen¹⁾, daß der Rupelton über die nördliche Randspalte des sogenannten »Magdeburger Uferrandes« transgrediert, da er in den Bohrungen Pietzpuhl, Deetz, Dahme mesozoische, bei Gommern, Magdeburg-Neustadt, Zieko usw. unmittelbar paläozoische Schichten überlagert. Die Randspalte durchquert das uns interessierende Gebiet ungefähr bei den Ortschaften Wallwitz, Hobeck, Lietzo, Deetz²⁾. Wenn nun aber v. LINSTOW schreibt³⁾: »Beim Magdeburger Uferrand ist der Beginn jener Störung (der nördlichen Randspalte) noch unbekannt, wir wissen nur, daß die intensivste Bewegung der Erdrinde in prätertiärer Zeit stattfand und daß sie bereits im Eocän fast ganz zum Erlöschen kam«, so kann ich mich dem letzten Teil dieses Satzes nicht unbedingt anschließen. Vergleichen wir die Höhenlage der Unterkante des Rupeltones auf dem »Magdeburger Uferrand« und in seinem nördlichen »Vorland«, so ergeben sich so auffallende Unterschiede, daß mindestens mit der Möglichkeit, wenn nicht Wahrscheinlichkeit nachträglicher, postmitteloligocäner Verschiebungen an der nördlichen Randspalte gerechnet werden muß. Die Unterkante des Rupeltons liegt in der Bohrung Pietzpuhl (ca. 6 km nördlich der Randspalte) bei etwa 48 m unter N. N., in der Bohrung Deetz, die die Randspalte durchsunken hat⁴⁾, sogar bei —80 m, in den Aufschlüssen bei Gommern (rund 10 km südlich der Randspalte) dagegen etwa 52 m über N. N. Das Mitteloligocän wird hier in den Schröderschen Brüchen⁵⁾ eingeleitet durch ein Konglomerat. Dieses erfüllt hauptsächlich strudelochähnliche Auskolkungen, die das transgredierende mitteloligocäne

¹⁾ O. v. LINSTOW: Beiträge zur Geologie von Anhalt. v. KOENEN-Festschrift, S. 19—64.

²⁾ Vgl. v. LINSTOW, a. a. O., Taf. 3.

³⁾ a. a. O., S. 59.

⁴⁾ Vgl. F. BEYSLAG und K. v. FRITSCH: Das jüngere Steinkohlenebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen usw. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., Heft 10. Berlin 1899, S. 247.

⁵⁾ In den übrigen Steinbrüchen bei Gommern fehlt das Konglomerat. Der Rupelton legt sich dort unmittelbar auf die rundhöckerähnlich abgerundeten Silursandsteine.

Meer aufgerissen hat. Die in der Nähe der Oberfläche meist stark zermürbten, steil aufgerichteten Sandsteine, Grauwacken, Grauwacken- und Tonschiefer haben dem vorrückenden Meere sehr verschiedenen Widerstand entgegengesetzt, und so entstand eine wellenförmig auf- und absteigende, oft tief in die Unterlage eingreifende Abrasionslinie. Die das Mittel-Oligocän einleitenden Gerölle liegen entweder lose an der Basis des Rupeltons, oder sie sind durch ein kalkig-toniges oder auch Toneisenstein-Bindemittel zu einem Konglomerat verbacken. Die gut gerundeten Gerölle erreichen Kopfgröße und bestehen vorwiegend aus den unmittelbar darunter anstehenden Silur-Quarziten und -Sandsteinen. Seltener finden sich Gesteine, die einen weiteren Transport erfahren haben und deshalb stets geringe Dimensionen aufweisen, wie Milchquarze, Kieselschiefer, Grauwacken und andere noch unbestimmt gebliebene Gerölle. Zahlreiche, meist schon im Lager zerbrochene Haifischzähne finden sich in diesem Horizont. In den die Gerölle verkittenden Toneisensteinen kommen außerdem Abdrücke einer *Leda*, wahrscheinlich *Leda Deshayesiana* vor. Die in ihrer Mächtigkeit zwischen 0 und 60 cm schwankenden Konglomerate werden ohne scharfe Grenze von Rupelton mit *Leda Deshayesiana* und *Nucula Chastelii* überlagert, und ich zweifle nicht, daß sie wie die von v. LINSTOW¹⁾ beschriebenen Transgressionskonglomerate aus den Bohrungen Zieko, Dessau, Deetz und Hoyersdorf dem Mittel-oligocän angegliedert werden müssen.

Der Rupelton ist auf der Leitzkauer Hochfläche weit verbreitet. Er tritt infolge der Erosion der diluvialen Elbe in breiten Bändern am südwestlichen Plateaurande, ferner in größeren Flächen bei Dannigkow und Vehlitz zutage. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt aber in der Umgebung von Leitzkau, Ladeburg, Kalitz, Brietzke, Hobeck, Klepps, Göbel, Hohenlochau, also in dem durch seine eigenartige Topographie auffallenden Gebiete. Hier folgt er — oberflächlich stark humifiziert und höchstens von

¹⁾ v. LINSTOW: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupel-tones) im Gebiet der mittleren Elbe. (Dieses Jahrbuch für 1904, S. 295—322.)

wenigen Dezimetern alluvialer und diluvialer Ablagerungen, bisweilen nur von einzelnen Geschieben bedeckt — fast ausnahmslos den Senken. Bei Vehlitz, Dalchau, Klepps und Prödel wird der Rupelton abgebaut und enthält folgende Fossilien:

- Nucula Chastelii* NYST. Klepps.
Leda Deshayesiana DUCH. Klepps, Dalchau, Hobeck, Prödel, Vehlitz.
Axinus unicarinatus NYST. Klepps.
Dentalium Kickxii NYST. Klepps, Dalchau, Vehlitz, Prödel, Hobeck.
Dentalium fissura LAM. Prödel, Dalchau.
Valvatina umbilicata BORN. Bohrung Deetz.
Natica sp. Klepps.
Cancellaria evulsa SOL. Klepps.
Aporrhais speciosa SCHL. Klepps.
Fusus multisulcatus NYST. Klepps, Prödel.
» *rotatus* BEYR. Klepps.
» *elator* BEYR. Klepps.
» *elongatus* NYST. Klepps.
» *Waelii* NYST. Klepps.
Pleurotoma Duchastelii NYST. Klepps, Hobeck.
» *laticlavia* BEYR. Klepps.
» *subdenticulata* SANDB. Klepps.
» *Koninckii* NYST. Klepps.
» *Selysii* DE KON. Klepps, Dalchau, Hobeck.
» *regularis* DE KON. Klepps.
» *Volgeri* PHIL. Klepps.

Im Mittel-Oligocän der Bohrung Deetz habe ich (abgesehen von dem oben genannten Pteropoden *Valvatina umbilicata* BORN.) nur Foraminiferen nachweisen können und zwar:

- Gaudryina siphonella* RSS.
Biloculina cf. *caudata* BORN.
Quinqueloculina triangularis D'ORB.
Nodosaria consobrina D'ORB.

Nodosaria sp. (aff. *consobrina* D'ORB.)

» *bactridium* Rss.

» *Ewaldi* Rss.

» *pauperata* D'ORB.

» *soluta* Rss.

» *vermiculum* Rss.

Glandulina laevigata D'ORB.

Cristellaria depauperata Rss. var. *intumescens*.

Uvigerina gracilis Rss.

Polymorphina inflata Rss.

Guttulina semiplana Rss.

Spiroplecta carinata D'ORB.

Truncatulina cf. *akneriana* D'ORB. sp.

» *ungeriana* D'ORB. sp.

Pseudotruncatulina Dutemplei D'ORB. sp.

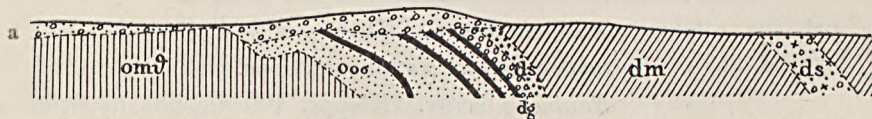
Globigerina spirata BORN.

Pulvinulina partschana D'ORB. sp.

Rotalia bulimoides Rss.

» *girardana* Rss.

Figur 2.



om \mathcal{D} Mittel-Oligocän (Rupelton)

oo Ober-Oligocän (Glaukonitsande und Toneisensteinbänke)

dm Geschiebemergel

ds Sande

dg interglaziale (?) Kiese

a Denudationsreste

Der Rupelton wird an zahlreichen Punkten überlagert von marinem Oberoligocän.

Diese Stufe besteht aus mehr oder weniger tonigen Glaukonitsanden, denen eine oder mehrere Toneisensteinbänke eingelagert sind. Das vollständigste Profil ist in der Ziegeleigrube südlich Dalchau zu beobachten (s. Fig. 2).

4—5 Eisensteinbänke, die teilweise in einzelne Blöcke aufgelöst sind, unterbrechen hier die Glaukonitsande. Die Gesamtmächtigkeit des Ober-Oligocäns beträgt bei Dalchau 5—6 m.

Die Grenze zwischen Rupelton und oberoligocänem Grünsand ist bei Dalchau nicht ganz scharf, denn es treten schon im Hangenden des Rupeltons einzelne Glaukonitsandstreifen auf. Dagegen wird in der Ziegeleigrube Klepps und im Bahneinschnitt südlich Dalchau das Oberoligocän eingeleitet durch eine aus Phosphorit bestehende Geröllzone. Die Walnußgröße selten überschreitenden Phosphorite liegen dicht gedrängt zusammen mit zahllosen Schaltrümmern oberoligocäner Fossilien, unter denen die dickschaligen Arten und deren widerstandsfähigsten Teile (Bivalvenschlösser) überwiegen, in einer Mächtigkeit von wenigen Zentimetern unmittelbar auf dem Rupelton. Auch die Phosphorite sind abgerollt, entstammen aber keiner älteren Formationsstufe, denn sie enthalten für das Oberoligocän charakteristische Fossilien. Nachdem neuerdings v. LINSTOW in den oberoligocänen Sedimenten von Reuden bei Kemberg zahllose gerollte und polierte Porphyngerölle nachgewiesen hat¹⁾, trage ich kein Bedenken, die Entstehung dieser Phosphorit-Geröllzone auf die ja auch vielfach anderwärts nachgewiesene Transgression des oberoligocänen Meeres zurückzuführen.

Über den Phosphoritgeröllen folgen in der Ziegeleigrube Klepps 2—3 m Grünsande, in deren Hangendem eine etwa 20 cm mächtige Toneisensteinbank auftritt. Die Grünsande bestehen aus grünlich gefärbten Quarz- und zahllosen Glaukonitkörnern, sind etwas tonig, schwach kalkig und bilden im Aufschluß festgepackte Steilwände. Die Fossilien sind mit Schale erhalten, aber äußerst zerbrechlich. Im Grünsande verteilt finden sich kleine, höchstens erbsengroße Gerölle von Phosphorit. Auch Toneisensteingeoden liegen regellos oder parallel der Schichtung angeordnet im Glaukonitsand. Phosphorit oder Toneisenstein bildet außerdem vielfach

¹⁾ Tertiärbildungen auf dem Schmiedeberger Plateau S. 262.

die Steinkerne von Fossilien, besonders größerer Arten wie *Cyprina rotundata*, *Pectunculus Philippii*, *Cardium cingulatum*.

An allen Punkten, an denen sich anstehendes Oberoligocän nachweisen ließ, treten die Grünsande in Verbindung mit Bänken von Toneisenstein oder eisenschüssigem Sandstein. Die Toneisensteine enthalten meist wenige, schlecht erhaltene Steinkerne. Auch die Eisensandsteine sind in ihrer grobkörnigen Ausbildung sehr arm an Fossilien; nur am Gutspark von Göbel wurde durch eine Aufgrabung im Hangenden der Grünsande ein äußerst feinkörniger, eisenreicher, Schnüre und Knollen von Toneisenstein führender Sandstein aufgeschlossen, der stellenweise von Hohldrücken ganz durchsetzt ist.

Das relative Alter all dieser Ablagerungen war auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse allein nicht festzustellen. Zwar weist man der sandigen Facies des Mittel-Oligocäns der Magdeburger Gegend, den sog. »Magdeburger Sanden«, ihre stratigraphische Stellung unter dem Rupelton an, indessen mußte auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß die Grünsande von Klepps, Göbel, Dalchau usw. ähnlich wie die »Stettiner Sande« das Mittel-Oligocän nach oben abschließen. Der nächste Punkt, an dem oberoligocäne Sphärosiderite in Verbindung mit fossilereen Glaukonitsanden treten, liegt bei Brambach a. E. Die Deutung des Alters dieser Ablagerungen ist aber paläontologisch noch nicht genügend gestützt, da die wenigen Arten, die von dort aufgeführt werden¹⁾, entweder nicht bezeichnend oder nicht sicher bestimmbar sind²⁾.

¹⁾ METTE: Das Vorkommen des Eisensteines beim Brambach usw. (Ztschr. für die ges. Naturw. IV, 1854, S. 292—294). LÜDERS: Vorkommen von tertiären Sphärosideriten bei Brambach im Dessauischen. (Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. 6, 1854, S. 510—512). BEYRICH: Tertiäre Eisensteine bei Rothenburg a. S. und Brambach a. E. (Ebendort 8, 1856, S. 309.)

²⁾ Anmerkung während des Druckes. Bei der Aufnahme des Blattes Aken hat neuerdings Herr WIEGERS zahlreiche Abdrücke und Steinkerne in den Eisensteinen von Brambach gesammelt und mir freundlichst zur Bearbeitung überlassen. Eine Anzahl verhältnismäßig gut erhaltener Abdrücke konnte unter Mitberücksichtigung der zugehörigen Steinkerne sicher gedeutet werden. Es sind dies:

Auch die oberoligocänen Glaukonitmergel von Wiepke lassen sich petrographisch kaum mit unseren Glaukonitsanden und Eisensteinen vergleichen, und noch weniger die Glimmersande, die sich hauptsächlich in der Mark und in Pommern zwischen Rupelton und märkische Braunkohlenformation einschieben, und für die Berendt — nicht immer mit Recht — ein oberoligocänes Alter in Anspruch nimmt.

So hatte denn eine genaue Durcharbeitung des reichen, in den fraglichen Schichten gesammelten Materials nicht bloß paläontologisches Interesse. Das Ergebnis ist in folgender Übersicht niedergelegt. Sie umfaßt die bei Klepps, Dalchau, Göbel und im Bahneinschnitt zwischen Ladeburg und Brietzke im Glaukonitsand, in den Eisensandsteinen und in den Phosphoriten gesammelten Fossilien.

- Delphinula crispula* PHIL.
Triton sp.
Dentalium geminatum GF.
Neaera clava BEYR.
Thracia Speyeri v. KOEN.
Maetra trinacria SEMP.
Syndosmya Bosqueti NYST.
Tellina pusilla PHIL.
Cytherea Beyrichi SEMP.
 » *splendida* MÉR.
Isocardia subtransversa D'ORB.
Cardium cingulatum GF.
Cyprina rotundata GF.
Venericardia tuberculata v. MÜNST.
 » *depressa* v. KOEN.
Astarte sp.
Nucula sp.
Pecten bifidus MÜNST.
 » *lucidus* GF.
Teredo anguina SDBG.
Lunulites hippocrepis RÖM.

An dem oberoligocänen Alter der Brambacher Eisensteine kann somit nicht mehr gezweifelt werden.

	Grünsand Ziegelei Klepps	Göbel		Grünsand Ziegelei Dalchau	Grünsand Bahnschnitt Ladeburg- Brietze
		Grünsand	Eisen- sandstein		
<i>Cornuspira involvens</i> Rss.	+				
<i>Lagena</i> sp.		+			
<i>Dentalina oligosphaerica</i> Rss.	+	+			
» <i>bifurcata</i> D'ORB.	+	+			
» <i>intermittens</i> BRONN.	+	+			
» <i>spinescens</i> Rss.	+	+			
<i>Cristellaria gladius</i> PHIL. sp.	+	+			
» <i>conferta</i> Rss.	+	+			
» <i>compressa</i> D'ORB.	+	+			
» <i>osnabrugensis</i> v. MÜNST.	+	+			
(<i>Robulina</i>) <i>depauperata</i> Rss.		+			
» <i>inornata</i> Rss.		+			
» sp.	+				
<i>Flabellina oblonga</i> v. MÜNST. sp. (inkl. <i>striata</i> v. MÜNST. sp.) . . .	+	+		+	
» <i>obliqua</i> v. MÜNST. sp.	+	+			
<i>Globulina gibba</i> D'ORB.	+	+			
<i>Guttulina problema</i> D'ORB.	+	+			
<i>Polymorphina cylindroides</i> RÖM.	+				
» <i>obscura</i> RÖM.	+				
» <i>lingua</i> RÖM.	+	+			
» <i>anceps</i> PHIL. (inkl. <i>irregularis</i> PHIL.)	+	+			
<i>Truncatulina Römeri</i> Rss.	+	+			
<i>Polystomella subnodosa</i> v. MÜNST. sp.	+	+			
<i>Parasmilia granulata</i> v. MÜNST. sp.	+	+	+		+
<i>Spatangus</i> sp.			+		
<i>Lunulites</i> sp.	+	+	+		
<i>Pecten decussatus</i> v. MÜNST.			+		
» <i>lucidus</i> GF.	+				+
» <i>bifidus</i> v. MÜNST.	+		+		+
» <i>Janus</i> GF.			+		
» <i>Hofnanni</i> GF.	+				

	Grünsand Ziegelei Kleppps	Göbel		Grünsand Ziegelei Dalebau	Grünsand Bahneinschnitt Ladeburg- Brätzke
		Grünsand	Eisen- sandstein		
<i>Ostrea callifera</i> LAM.					+
<i>Dacrydium pygmaeum</i> PHIL. sp.	+				
<i>Nucula comta</i> GF.	+		+		+
» <i>compressa</i> PHIL.			+		
<i>Leda gracilis</i> DESIL.	+	+	+		
<i>Arca Speyeri</i> SEMP.		+			
<i>Pectunculus Philippii</i> DESIL.	+	+	+		+
<i>Limopsis retifera</i> SEMP.	+	+			+
<i>Venericardia tuberculata</i> v. MÜNST.	+	+	+		+
» <i>depressa</i> v. KOEN.	+	+			
<i>Astarte gracilis</i> v. MÜNST.	+	+			+
» <i>Henckeli</i> NYST.	+	+			+
» <i>pygmaea</i> GF.	+	+	+		+
» <i>laevigata</i> v. MÜNST.	+				
» (<i>Goodallia</i>) <i>Koenei</i> SP.	+	+		+	
<i>Woodia laevigata</i> SP. SP.	+	+			
<i>Cardium cingulatum</i> GF.	+	+	+		+
» <i>Kochi</i> SEMP.			+		
<i>Isocardia subtransversa</i> D'ORB.		+	+		
<i>Cyprina rotundata</i> A. BR.	+	+	+		
<i>Cytherea Beyrichi</i> SEMP.	+	+	+		
» <i>splendida</i> MIR.	+				
» <i>incrassata</i> SOW.			+		
<i>Solen (Ensis) Hausmanni</i> SCHLOTH. sp.			+		
<i>Syndosmya Bosqueti</i> NYST.			+		
<i>Mactra trinacria</i> SEMP.	+	+	+		
<i>Panopaea Heberti</i> BOSQ.			+		
<i>Thracia Speyeri</i> v. KOEN.			+		+
<i>Neera clava</i> BEYR.	+		+		
» <i>Grottriani</i> SP. SP.	+				
<i>Poromya Henleyana</i> SEMP.			+		
<i>Corbula gibba</i> OLIVI	+	+	+		+
» <i>Henckeli</i> NYST.	+				

	Grünsand Ziegelei Kiepps	Göbel		Grünsand Ziegelei Dalchau	Grünsand Bahneinschnitt Ladeburg- Erntzke
		Grünsand	Eisen- sandstein		
<i>Dentalium Kickxii</i> NYST. (inkl. <i>geminatum</i> GF.)	+	+	+		+
» <i>fissura</i> LAM.	+				
<i>Delphinula (Liotia) suturalis</i> PHIL.			+		
<i>Trochus serrato-costatus</i> SP.			+		
» <i>latimarginatus</i> SP.			+		
<i>Xenophora scrutaria</i> PHIL.			+		
<i>Orbis semicathrata</i> SP.			+		
<i>Natica dilatata</i> PHIL.			+		
» <i>Nysti</i> D'ORB.			+		
<i>Scalaria insignis</i> LAM.			+		
<i>Turritella Geinitzi</i> SP.	+	+	+		+
<i>Turbonilla acuticostata</i> SP.		+			
<i>Eulima</i> sp.	+				
<i>Triforis perversus</i> L. sp.			+		
<i>Cassidaria (Galeodea) nodosa</i> SOL.			+		
<i>Cassis megapolitana</i> BEYR.			+		
<i>Ficula concinna</i> BEYR.			+		
» <i>reticulata</i> LAM.			+		
» <i>simplex</i> BEYR.			+		
<i>Typhis cuniculosus</i> NYST. sp.			+		
<i>Fusus elegantulus</i> PHIL.			+		
» <i>elongatus</i> NYST.			+		
<i>Mitra</i> sp.				+	
<i>Voluta fusus</i> PHIL.			+		
<i>Pleurotoma Duchastelii</i> NYST.			+		
» <i>Koninckii</i> NYST.					+
» <i>regularis</i> DE. KON.			+		
» <i>turbida</i> SOL.			+		+
» <i>laticlavia</i> BEYR.					+
» <i>Selysi</i> DE KON.			+		
<i>Actaeon punctato-sulcatus</i> PHIL.			+		
<i>Notidanus primigenius</i> AG.					+
<i>Sphaerodus parvus</i> AG.	+	+			+

	Grünsand Ziegelei Klepps	Göbel		Grünsand Ziegelei Dächau	Grünsand Bahnschnitt Ladeburg- Brietzeke
		Grünsand	Eisen- sandstein		
<i>Otolithus (Gadidarum) elegans</i> KOK.	+	+	+		+
» » <i>planus</i> KOK.	+				
» (<i>Percidarum</i> s. str.) <i>varians</i> KOK.	+				
» (<i>Sciaenidarum</i>) <i>irregularis</i> KOK.	+				
» (<i>Sciaenidarum</i>) sp.	+	+			
» (<i>Sparidarum</i>) cf. <i>söllingensis</i> KOK.	+				
» sp.	+				

Unter den bestimmbarren Arten (etwa 100) findet sich keine einzige, die in den bekannten oberoligocänen Ablagerungen des Casseler Beckens, der Bänder, Düsseldorfer, Detmolder, Hildesheimer Gegend, bei Wiepke, im Sternberger Gestein usw. nicht bereits nachgewiesen wäre. Neben den zahlreichen »durchgehenden« Formen findet sich eine ganze Reihe von Arten, die nur oder doch vorwiegend in oberoligocänen Ablagerungen vorkommen. Es sind dies:

- Parasmilia* (?) *granulata* v. MÜNST. sp.
Pecten lucidus GF.
 » *Hofmanni* GF.
Nucula comta GF.
 » *compressa* PHIL.
Arca Speyeri SEMP.
Venericardia depressa v. KOEN.
Astarte gracilis v. MÜNST.
 » *laevigata* v. MÜNST.
Cardium Kochi SEMP.
Cytherea splendida MÉR.
Solen (Ensis) Hausmanni SCHLOTH.
Poromya Henleyana SEMP.
Delphinula (Liotia) suturalis PHIL.
Trochus serrato-costatus SP.
 » *latimarginatus* SP.

Xenophora scrutaria PHIL.

Orbis semiclathrata SP.

Turritella Geinitzi SP.

Turbonilla acuticostata SP.

Cassis megapolitana BEYR.

Über die in dieser Aufzählung charakteristischer Formen nicht berücksichtigte Foraminiferenfauna ist zu bemerken, daß ihre Zusammensetzung fast genau den von REUSS¹⁾ veröffentlichten Listen oberoligocäner Foraminiferen entspricht. Wird auch die Zahl der leitenden Formen dieser Tiergruppe durch die neuere Forschung mehr und mehr verringert, so bleibt immer noch die prozentuale Zusammensetzung der Mikrofaunen, das massenhafte Auftreten gewisser Arten und Vorherrschen bestimmter Gattungen, ein leitendes Merkmal. Das mittel- und norddeutsche Ober-Oligocän ist charakterisiert durch das häufige Auftreten folgender Foraminiferen, die alle auch im Loburger Ober-Oligocän anderen Formen gegenüber vorherrschen:

Dentalina oligosphaerica RSS.

» *intermittens* BRONN.

Flabellina oblonga v. MÜNST. sp.

Cristellaria gladius PHIL. sp.

» *compressa* D'ORB.

Polystomella subnodosa v. MÜNST. sp.

Polymorphina (*Globulina*, *Guttulina*):

verschiedene, schwer zu trennende Arten.

In den Glaukonitsanden sind die Fossilien derart zerbrechlich, daß sich fast nur dickschalige Arten bei vorsichtigster Behandlung präparieren ließen, während beispielsweise Gasteropoden selten gerettet werden konnten. Dagegen lassen die durch Auslaugung der Kalkschalen entstandenen Abdrücke in den Eisensandsteinen von

¹⁾ Reuss, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. (Sitzungsber. der Kaiserl. Akad. d. Wissensch. Wien 18). — Derselbe: Beiträge zur Kenntnis der tertiären Foraminiferen-Fauna (ebendort 48, 1863). — Derselbe: Zur Fauna des deutschen Ober-Oligocäns (ebendort 50, 1865).

Göbel oft noch die feinsten Skulpturen der verschwundenen Schalen im Negativ erkennen. Der größere Teil der in obenstehender Liste aufgeführten Fossilien, insbesondere der Gasteropoden, entstammt daher den Eisensandsteinen. Foraminiferen, kleine Zweischaler usw. konnten andererseits nur aus den Grünsanden gewonnen werden. So ergeben sich scheinbar Unterschiede zwischen den Faunen der Glaukonitsande und Eisensandsteine, die tatsächlich nicht vorhanden sind.

Nachdem das oberoligocäne Alter der den Rupelton überlagernden Grünsande und Eisensandsteine für verschiedene Punkte einwandfrei nachgewiesen war, habe ich auch die ihrem Lager und ihrer petrographischen Zusammensetzung nach entsprechenden fossilfreien Ablagerungen, die sich noch mehrfach in der Umgebung von Ladeburg, Leitzkau, Dalchau, Brietzke, Klepps und Göbel feststellen ließen¹⁾, ohne Bedenken zum Ober-Oligocän gestellt.

Trotzdem bleibt die Verbreitung des Ober-Oligocäns innerhalb des uns interessierenden Gebietes lückenhaft. Wenige Dezimeter mächtige Grünsande oder einzelne Eisensteinblöcke, die den Rupelton überlagern (Ziegelei Prödel), deuten oft als letzte Reste das Ober-Oligocän an. Auf größere Strecken, beispielsweise zwischen Leitzkau und Hohenlochau, scheinen Ablagerungen dieses Alters überhaupt zu fehlen. Schon miocäne und pliocäne Abtragung mag hierbei mitgewirkt haben, nicht weniger wichtig ist aber die glaziale Erosion. Eisensteine oberoligocänen Alters gehören zu den häufigsten Geschieben im Diluvium des westlichen Flämings²⁾. Auch Glaukonitsande, Phosphorite und Schalreste oberoligocäner Fossilien sind häufig in die Grundmoräne und die fluvioglazialen Ablagerungen aufgenommen.

¹⁾ Vgl. die demnächst erscheinenden Blätter Möckern, Loburg, Leitzkau, Lindau (Lieferung 157) der geol. Spezialkarte von Preußen.

²⁾ Vgl. auch M. SCHOLZ: Bericht über die Aufnahme des Blattes Burg usw. (Dieses Jahrbuch für 1885, S. LXXVIII—LXXX) und: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Preußen, 48. Lieferg., Blatt Burg, S. 10. — K. KEILHACK: Beobachtungen am Westrande des Flämings. (Dieses Jahrb. für 1902, XXIII, S. 661.)

Die tertiären Schichten werden im allgemeinen unmittelbar von Grundmoräne oder von solchen diluvialen Sanden überlagert, die nachweislich jünger sind als diese (vergl. Profil Fig. 3, S. 124). Die älteren, unter der Grundmoräne anstehenden Diluvialbildungen sind auf den nördlichen Teil des gestörten Gebietes beschränkt, demnach im südlichen Teil nicht abgelagert worden oder der glazialen Erosion zum Opfer gefallen. In der schon mehrfach erwähnten Ziegeleigrube Dalchau, in der Umgebung von Brietzke und Kalitz, bei Klepps und nordöstlich Göbel schieben sich zwischen Grundmoräne und Tertiär Schotter und Sande ein. Bei Dalchau (vergl. Fig. 2, S. 112) folgen auf das Ober-Oligocän zunächst etwa 60 cm mächtige Schotter. Die Geschiebe erreichen höchstens Walnußgröße und bestehen aus Milchquarz, Kieselschiefer und triasischen (?) Sandsteinen. Feuersteine und nordische Granite treten gegenüber den Geröllen einheimischer Herkunft zurück. Die Schotter sind — unter kalkhaltiger Grundmoräne — vollständig kalkfrei. Schotter derselben Zusammensetzung und Mächtigkeit liegen an der Basis des Diluviums, teilweise auf Mittel-, teilweise auf Ober-Oligocän in einer Grube nördlich Brietzke, am Nordwestrande des Dorfes Klapps und nordöstlich Göbel. Sie sind vielleicht interglazialen Alters.

Die einheimischen Schotter werden bei Brietzke und Klepps überlagert von Sanden, in denen nordische Geschiebe überwiegen. Ich betrachte sie als Vorschüttungssande, da sie die Grundmoräne unterteufen. Nur eine einzige Grundmoräne ist in dem uns interessierenden Gebiet beobachtet worden. Sie hängt unmittelbar zusammen mit dem Geschiebemergel, der als ausgedehnte Grundmoränenebene große Teile der Blätter Biederitz, Möckern, Leitzkau, Lindau, Zerbst und Barby zusammensetzt. Sie ist mit den Grundmoränen der Gegend von Belzig, Görzke, Nedlitz usw. der letzten Vereisung zugerechnet worden.

Die jüngsten diluvialen Ablagerungen bestehen aus Sanden und Kiesen mit gemischter Geschiebeführung (Milchquarze, Kieselschiefer), die in bedeutender Mächtigkeit entweder die Grundmoräne bedecken, oder wie diese über die älteren, selbst noch die mitteloligocänen Ablagerungen »transgredieren«.

Die tertiären und ein Teil der diluvialen Ablagerungen sind nun auf große Strecken von Störungen betroffen worden, mit deren Art, Alter und Ursache wir uns im Folgenden beschäftigen wollen.

Fast überall, wo der Rupelton, das Oberoligocän oder die älteren diluvialen Bildungen zutage treten, sind sie nicht horizontal gelagert, sondern zeigen ein deutliches Einfallen. Das Streichen der Schichten folgt der Längsrichtung jener Hügelzüge und Niederungen, deren auffallendes topographisches Verhalten ich oben (S. 108) beschrieben habe; das Fallen ist stets dem Berge zu gerichtet. Jeder einzelne Höhenrücken stellt also eine geologische Mulde, jede Terrainsenke einen geologischen Sattel dar. Der Kern der Sättel besteht in allen Fällen aus Rupelton. Von der Faltung betroffen sind ferner die oberoligocänen Ablagerungen und die Schotter und Sande an der Basis des Diluviums. Auch die darüber folgende Grundmoräne ist mitgefaltet, da lokal ihr eingelagerte Sand- und Kiesnester dem allgemeinen Streichen und Fallen folgen (vgl. Profil Fig. 2 rechts). Ungestört, also diskordant zu den gesamten bisher genannten Formationsgliedern, liegen nur die jüngsten diluvialen Sedimente, die über der Grundmoräne abgelagerten Sande und Kiese mit gemischter Geschiebeführung. Diese Diskordanz ist innerhalb des Faltungsgebiets selten deutlich erkennbar. Die Grenzlinien der Sande verlaufen nämlich hier ungefähr parallel zu den Ausstrichen der gefalteten älteren Schichten. Auch scheinen die jüngsten diluvialen Ablagerungen lediglich in den Mulden verbreitet zu sein. Dieses Verhalten erweckt den Eindruck, als wären sie von den Störungen mit betroffen worden. Verfolgen wir aber die jüngsten Diluvialsande an Stellen, wo sie lückenlos verbreitet sind, über das Faltungsgebiet hinaus, so erkennen wir — am deutlichsten zwischen Hobeck, Dorf und Ziegelei Klepps —, daß sie die älteren Stufen, Rupelton, Ober-Oligocän und Grundmoräne, oft nahezu senkrecht zum Streichen abschneiden, überhaupt das gesamte Faltungsgebiet nach Osten begrenzen.

Zur Erläuterung diene folgendes Ideal-Profil (Fig. 3), das die wichtigsten Lagerungsverhältnisse in gedrängter Form zur Darstellung bringen soll.

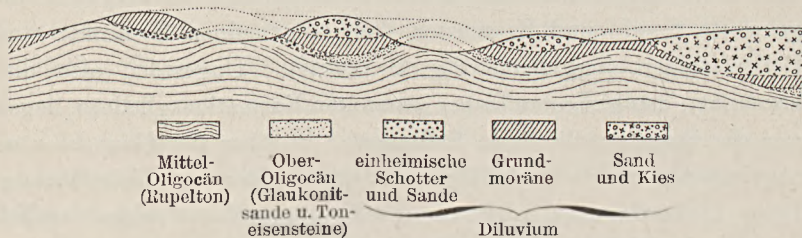
Das Fundament der ganzen Hochfläche, der Rupelton, verschwindet am Rande des Faltungsgebietes rasch unter einer mächtigen diluvialen Decke. Er ist in zahlreichen Bohrungen der Umgegend angetroffen worden und zwar in Bohrung:

Vorwerk Sorge (3 km vom Rande des Faltungsgebietes)

Buhendorf	(3 » » » » »	bei 70—74 m über N.N.
Schora	(ca. 4 » » » » »	» 42—47 » » »
Kerchau	(8 » » » » »	» 30 » » »
Badewitz	(9 » » » » »	» 29 » » »
Deetz	(9 » » » » »	» 5 » » »

Je mehr wir uns also in östlicher oder südöstlicher Richtung vom Faltungsgebiet entfernen, um so tiefer taucht der Rupelton unter diluvialen und teilweise auch oberoligocänen Ablagerungen unter.

Figur 3.



Die Faltung hat ein Gebiet betroffen, das sich etwa 12 km in ostwestlicher und 8 km in nordsüdlicher Richtung erstreckt. Sie setzt in den südlichen und nördlichen Randgebieten nicht plötzlich ein. Im Süden und Südwesten treten in der Grundmoränenebene zunächst einzelne aus Rupelton bestehende Aufpressungen auf, die sich in nördlicher Richtung immer enger zusammenschließen. Im Norden stellen flache, mit den jüngsten Diluvialsanden erfüllte Mulden im Geschiebemergel, die topographisch nirgends mehr hervortreten, die letzten Ausläufer der Falten dar. Erst mit der Ostwestlinie Ziegelei Klepps-Kalitz-Brietzke wird im Norden die Faltung deutlicher und zwar dadurch, daß von dort ab auch tertiäre Schichten an die Oberfläche treten. Zugleich setzen auch die eigenartigen topographischen Verhältnisse ein, die ich oben beschrieben habe. Den Höhe-

punkt der Intensität scheint die Faltung zwischen Hohenlochau und Leitzkau erreicht zu haben.

Bei der großen Seltenheit der Aufschlüsse bleibt das Bild, das wir uns mit Hilfe der Karte von den einzelnen Falten konstruieren, ein unvollkommenes. Nur in 3 Fällen konnte das Fallen der Schichten unmittelbar gemessen werden. Es beträgt auf dem Nordflügel des Sattels, der in der Dalchauer Ziegeleigrube angeschnitten ist, nicht mehr als 30° N, etwa ebenso viel auf dem Nordflügel der Mulde, auf dem die Ziegeleigrube Klepps baut, und auf dem Nordflügel des Sattels bei der Ladeburger Schweineweide. Ein noch geringeres Fällen, etwa 10° , beobachtete ich in einer Grube nördlich der Ziegelei Vehlitz. Die Schichtenaufwölbungen sind also nicht sehr bedeutend. Entsprechend dem meist flachen Einfallen erscheinen im Kartenbilde die Ausstriche der Schichten verhältnismäßig breit. Aus dem gleich breiten Schichtenausstrich an ungefähr gleich steilen Böschungen auf beiden Flügeln läßt sich häufig der Schluß ziehen, daß die betreffenden Sättel und Mulden annähernd symmetrisch gebaut sind. Dies gilt beispielsweise für die Umgebung von Dalchau, Brietzke, Kalitz und Ziegelei Klepps. In anderen Fällen weicht die Breite der Schichtenausstriche auf beiden Flügeln deutlich von einander ab: Horizonte, die auf dem einen Flügel in kartographisch darstellbarer Breite ausstreichen, erscheinen auf dem Gegenflügel nur wenige Meter breit oder sind überhaupt nicht nachzuweisen. Aus diesem Verhalten möchte ich aber nicht ohne weiteres schließen, daß infolge der Faltung eine Auswalsung einzelner Horizonte stattgefunden habe, oder daß die Sättel und Mulden unsymmetrisch gebaut, überkippt seien; vielmehr wird in den meisten Fällen die Ursache in Mächtigkeitschwankungen der gefalteten Diluvialschichten oder aber darin zu suchen sein, daß die in ihrer Mächtigkeit reduzierten oder gänzlich fehlenden Stufen schon vor der Faltung der jungtertiären Denudation und der glazialen Erosion teilweise zum Opfer gefallen sind.

Überschiebungen kommen zwar vor, sind aber selten und nur von lokaler Bedeutung. Im Eisenbahneinschnitt südlich Dalchau überlagert von Norden her überschobener Rupelton diluviale, ober-

und mitteloligocäne Ablagerungen. In einer Tongrube südöstlich Hobeck unterteufen diluviale Sande und Kiese mit »gemischter« Geschiebeführung 5—6 m mächtigen, ebenfalls von Norden überschobenen Rupelton.

Die Längserstreckung der Falten ist auffallend groß im Vergleich zu ihrer Breite. Einige der Sättel erreichen eine Länge von etwa 10 km (Gegend zwischen Hobeck und Leitzkau), während die Breite der Falten, — also die Entfernung von Muldenlinie zu Muldenlinie oder von Sattellinie zu Sattellinie — durchschnittlich zwischen 100 und 300 m schwankt. In dem anscheinend besonders kräftig gefalteten Gebiet Ladeburg-Leitzkau-Hohenlochau drängen sich Sättel und Mulden, bei Hobeck, Klepps, Kalitz und Brietzke erscheinen sie dagegen auseinandergezogen, und in der Umgebung der Klappermühle Leitzkau liegt sogar eine von Störungen nicht betroffene, aus Geschiebemergel bestehende Ebene mitten im gefalteten Gebiet. Eine Zählung der Sättel und Mulden auf verschiedenen quer durch das gestörte Gebiet gelegten Linien würde somit ein sehr verschiedenes Resultat ergeben. An der breitesten Stelle, auf einer Linie, die die Punkte Brietzke und Hohenlochau verbindet, zählt man ungefähr 30 kartographisch darstellbare Falten.

Sättel und Mulden verlaufen selten streng gerade, sondern zeigen lokale Ein- und Ausbuchtungen. In der Umgebung von Leitzkau schließen sie sich sogar zu einem kräftigen, nach Süden konvexen Bogen zusammen. Die Schwankungen im Streichen der Schichten wiederholen sich nicht immer an benachbarten Falten. Ihre Parallelität ist vielfach nur im großen und ganzen erkennbar, nicht zum wenigsten deshalb, weil Sättel und Mulden mit Vorliebe sich gabeln. So vereinigen sich beispielsweise bei Hobeck in einem Punkt 3 Mulden dadurch, daß die beiden von ihnen umgrenzten Sättel immer schmaler werden und schließlich völlig abschließen. Auf Tafel 5 habe ich versucht, die Verbreitung der Falten, die Schwankungen in ihrem Streichen und ihre zahlreichen Bifurkationen dadurch anschaulich zu machen, daß ich in kleinerem Maßstab auf einfacher topographischer Grundlage die Sattel- und Muldenlinien durch blau-, bzw. rotpunktierte Linien zur Darstellung brachte.

Die Lagerungsverhältnisse lassen keinen Zweifel darüber, daß die Schichtenstörungen zu diluvialer Zeit erfolgt sind. Da die Faltung die Grundmoräne mitbetroffen, die jüngsten diluvialen Sande verschont hat, muß sie nach Ablagerung des Geschiebemergels, aber vor Aufschüttung der Sande erfolgt sein. Da nun aber die jüngsten Sande, die zweifellos fluvioglazialer Entstehung sind, nirgends mehr mit einer selbständigen jüngeren Grundmoräne in Verbindung treten oder von einer solchen überlagert werden, müssen sie derselben Vereisung angehören wie der sie unterlagernde, gefaltete Geschiebemergel. Die in Sättel und Mulden gelegte Grundmoräne ist identisch mit dem ungestörten Geschiebemergel der das Faltungsgebiet umgebenden Grundmoränenebene. Beide hängen unmittelbar zusammen, und die Faltung verliert sich allmählich in der Grundmoränenebene. Mag man nun den gefalteten Geschiebemergel einer älteren oder der jüngsten Vereisung zurechnen — eine Frage, die ich von unserem Gebiet aus nicht zu entscheiden vermag —: das erscheint mir jedenfalls sicher, daß eine Trennung zwischen einer gefalteten, älteren, und einer ungefalteten, jüngeren Grundmoräne nicht durchzuführen wäre.

Nachdem wir das diluviale Alter der Schichtenstörungen festgestellt haben, liegt es nahe, ihre Entstehung auf das Inlandeis zurückzuführen. Es dürfte schwer fallen, das eigenartige Verhalten der aufgewölbten Falten, ihre ungleichmäßige Verbreitung, ihre rasch wechselnde, bald geradlinig, bald in schön geschwungenem Bogen verlaufende Streichrichtung usw. unter Zuhilfenahme von Spannungen in der Erdrinde zu erklären, die vom Inlandeise unabhängig wären. Die faltende Kraft kann aber schon deshalb nur vom Eise ausgegangen sein, weil Fälle beobachtet worden sind, wo die Aufwölbung tertiärer Schichten Hand in Hand gegangen ist mit einer tiefen Einpressung nordischer Geschiebe. So fanden sich im Rupelton der Ziegelei Vehlitz nordische Granite und Gneiße noch 5 m unter seiner Oberkante. Wegen mangelnder Aufschlüsse konnte leider nicht festgestellt werden, ob, wie bei glazialen Störungen zu erwarten, die Faltung nach der Tiefe zu an Stärke abnimmt.

Störungen, die durch das vorrückende Eis verursacht worden sind, werden charakterisiert durch zahllose überkippte Falten, Überschiebungen und losgerissene, wurzellose Schollen. Durch das vordringende Eis werden die an seinem Rande aufgepreßten Sättel zum Überkippen gebracht, und durch die Sattelköpfe wird häufig eine »Abrasionslinie« gelegt, an der die Diskordanz zwischen der darüber abgelagerten Grundmoräne und den abgehobelten Schichtenköpfen aufs deutlichste sichtbar wird. Derartige glaziale Störungsgebiete sind im norddeutschen Flachlande nichts Außergewöhnliches und Gegenstand eingehender Arbeiten von BERENDT, FRECH, JÄKEL, KEILHACK, WAHNSCHAFFE u. a.

In unserem Gebiet gehören Überschiebungen zu den Seltenheiten, und Grundmoränen, die diskordant¹⁾ die gestörten Schichten überlagern, sind nirgends beobachtet worden. Hätte das Eis die Leitzkauer Hochfläche nach erfolgter Aufpreßung der an seinem Rande zutage tretenden Schichten überschritten, so wäre der Verlauf der Sättel und Mulden heute nicht mehr auf verhältnismäßig große Entfernungen klar zu verfolgen, vor allen Dingen wären aber überkippte und überschobene Falten die Regel, symmetrisch gebaute Sättel eine Ausnahme. Ich bin daher zu der Auffassung gelangt, daß das Eis auf seinem Rückzug den Rupelton und mit ihm die oberoligocänen und älteren diluvialen Bildungen, soweit solche noch vorhanden waren, wie auch seine beim Vorrücken abgelagerte Grundmoräne in Falten gelegt hat.

Schichtenaufwölbungen konnten nur da entstehen, wo das Eis noch Zufuhr von Norden erhielt und mächtig genug war, mittels seines Gewichts auf den Untergrund einzuwirken. Ein Ausweichen der gepreßten Schichten war aber nur möglich unmittelbar am Rande des aktiven Eises, oder da, wo aktives und totes Eis aneinander grenzten. Dort konnte der Gletscherboden selbst unter einer geringmächtigen Decke toten Eises aufgewölbt werden. Die dichtgedrängten Falten, die von Ladeburg bis Leitzkau in nahezu nordsüdlicher und von dort bis Hohenlochau in westsüdwest — ostnordöstlicher Richtung streichen, sind wahrscheinlich am Rande

¹⁾ Ich vernachlässige hierbei als selbstverständlich die unwesentliche Diskordanz, die naturgemäß an der Basis jeder Grundmoräne vorhanden sein muß.

eines Eislappens aufgepreßt, dessen Zentrum in der Nähe der Klappermühle östlich Ladeburg lag (vergl. Taf. 5). Diese Eiszunge scheint später keinen Zuzug mehr erhalten zu haben und als totes Eis abgeschmolzen zu sein. Dies ist wohl der Grund, warum die Grundmoräne in der Umgebung der Klappermühle von der Faltung verschont geblieben ist. Auch die übrigen Aufwölbungen halte ich für Bildungen, die am Rande des Eises, bezw. am Rande des noch aktiven Eises entstanden sind. Ich sehe deshalb in ihnen ein Mittel zur Rekonstruktion der ehemaligen Eisrandlagen. Wir erkennen an dem Verlauf der Sattel- und Muldenlinien auf Taf. 5 Ein- und Ausbuchtungen, vorspringende Loben des Eisrandes wieder, sehen, wie sich diese Unregelmäßigkeiten in den folgenden Etappen in verstärktem oder abgeschwächtem Maße wiederholen, können feststellen, wo das Eis rasch und gleichmäßig zurückgegangen und wo es längere Zeit stationär geblieben ist (Punkte, an denen sich verschiedene Sattel- oder Muldenlinien vereinigen).

Wenn nun auch die einzelnen Falten dem ehemaligen Rande des Eises folgen und uns somit wie die Endmoränen eine Handhabe zur Rekonstruktion der verschiedenen Phasen seines Rückzuges bieten, so liegt doch eine Reihe von Gründen vor, die uns verbieten, ihnen auch im übrigen die Bedeutung von Endmoränen zuzuschreiben.

H. SCHRÖDER¹⁾ legt bei der Charakteristik der Endmoränen — mag es sich nun um Aufschüttungs- oder Staumoränen oder Kombinationen beider handeln — den Hauptnachdruck auf ihre orographische Bedeutung, das kamm- und wallartige Hervortreten und den Zusammenschluß zu weithin verfolgbaren Zügen. Auch WAHNSCHAFFE²⁾ warnt davor, alle durch das Eis geschaffenen Aufpressungen ohne weiteres als Endmoränen aufzufassen. Er zählt

¹⁾ H. SCHRÖDER: Mitteilung über die Aufnahme der Blätter Gr. Ziethen, Stolpe, Hohenfinow und Oderberg. Dieses Jahrb. f. 1892, S. LIX—LXV.

²⁾ F. WAHNSCHAFFE: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl., S. 174. Derselbe: Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. O. und Fürstenwalde a. Spree (Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1906, 58, Monatsber. S. 242—252).

eine Reihe von wichtigen Merkmalen auf, weist aber insbesondere darauf hin, daß eisrandliche Aufpressungen, denen die Bedeutung von Endmoränen zukommt, stets mit Aufschüttungen aufs engste verknüpft sind¹⁾. Alle für Endmoränen, speziell »Staumoränen«, charakteristischen Merkmale, orographisches Hervortreten, Grundmoränenlandschaft im Hinterland, Sandr im Vorderland, Verknüpfung von Aufpressung und Aufschüttung, fehlen unserem Faltungsgebiet. Seine heutige Oberflächengestaltung ist, wie ich noch auseinandersetzen werde, nicht ursprünglich, nicht durch Aufpressung und Aufschüttung, sondern durch postglaziale Denudation geschaffen. In der Regel stehen die Falten mit Aufschüttungen nicht in Verbindung. Wo solche diskordant die gestörten Ablagerungen bedecken, sind es gewöhnliche fluvioglaziale Sande, seltener Kiese, die in breiter Fläche vom Eisrande aus über die eben aufgewölbten Falten, in erster Linie die Mulden, weggeschüttet worden sind (vgl. Fig. 3, S. 124).

Die Faltungsgebiete von Gräfenhainichen und Wittenberg, die v. LINSTOW²⁾ und E. MEYER beschrieben haben, und die beide mit

¹⁾ Ebenso betont SCHRÖDER (Über Durchragungs-Züge und -Zonen in der Uckermark und in Ostpreußen. Dieses Jahrb. f. 1888, S. 166—211) das gemeinsame Vorkommen von Stauung und Aufschüttung bei Endmoränen, ersteres ist aber für ihn »das topographisch und geologisch bedeutsamere, letzteres nur ein begleitender Nebenumstand«.

²⁾ v. LINSTOW erklärt übrigens das gestörte Tertiär als eine vom Inlandeise emporgepreßte, vielleicht gewaltige wurzellose Scholle — ohne Annahme einer Faltung. Die aufgerichteten Flözteile — bisher konnten deren 14 nachgewiesen werden — »liegen flach dachziegelartig hintereinander« und fallen durchweg nach Osten ein (vgl. a. a. O. Fig. 1, S. 275). Ganz ähnlich verhalten sich die Flötze des von GIEBELHAUSEN (Die Braunkohlenbildung der Provinz Brandenburg und des nördlichen Schlesiens, ihre Lagerung und gegenseitige Stellung. Ztschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen 1871, 19, S. 32) und PRIEMEL (Die Braunkohlenformation des Hügellandes der Preußischen Oberlausitz. Ebendort 1907, 55, S. 1—72) beschriebenen Muskauer Faltungsgebietes. Unter Hinweis auf seine Fig. 1 schreibt GIEBELHAUSEN: »Sämtliche Mulden, deren Breite von 50 Lachter bis zu 100 und mehr variiert, haben einen sehr regelmäßig gelagerten, mit meist 30—40, höchstens 50° . . . einfallenden Flügel, während der zugehörige . . . Gegenflügel eine steilgeneigte, senkrechte oder überkippte Stellung in Verbindung mit vielfachen Zerreißen und Verdrückungen zeigt, und in vielen Fällen noch gar nicht aufgefunden ist«. Ich möchte vermuten, daß in dem heute sehr schlecht aufgeschlossenen Gebiet von Gräfenhainichen die Verhältnisse ähnlich liegen, daß dort immer nur der eine, ziemlich flach nach Osten fallende

Aufschüttungsendmoränen in Verbindung stehen, zeigen eine weit stärkere Aufpressung der älteren Schichten. Dasselbe gilt für das interessante Störungsgebiet von Weißwasser-Muskau¹⁾. Wie ich oben auseinandergesetzt habe, sind dagegen bei Leitzkau schwächere, annähernd symmetrisch gebaute Schichtenaufwölbungen die Regel, Überkipnungen und Überschiebungen eine Ausnahme. Diese verdanken ihre Entstehung gelegentlichen lokalen Vorstößen des Eisrandes.

Aber der Bau der Falten und der Mangel an orographisch hervortretenden eisrandlichen Aufschüttungen sind nicht die einzigen Gründe, die ich ins Feld führen möchte gegen die Auffassung der Leitzkauer Aufpressungen als »Endmoränen«. Wie aus der Übersichtskarte Fig. 1 (S. 107) hervorgeht, liegt unser Faltungsgebiet gänzlich isoliert, steht nirgends mit Aufschüttungs- oder Staumoränen in Zusammenhang. Es ist rings umschlossen von einer Grundmoränenebene, nicht etwa einer Grundmoränenlandschaft (*paysage morainique*). Das Eis ist in den im Streichen der Leitzkauer Störungszone gelegenen Nachbargebieten abgeschmolzen, ohne eisrandliche Aufpressungen oder solchen äquivalente Aufschüttungen zu hinterlassen.

Trotzdem ist es kein Zufall, daß die Grundmoräne bei Leitzkau, Hobeck, Klepps usw. durch das Eis in Sättel und Mulden gelegt wurde, während sie in den Nachbargebieten ungefaltet geblieben ist. Wir haben oben (S. 19) aus einer Reihe von Bohrungen nachweisen können, daß der Rupelton mindestens im Osten und Südosten des Faltungsgebietes unter einer mächtigen Decke

Flügel eines und desselben oder weniger Flötze abgebaut worden ist, während der vielfach überkippte und ausgewalzte Gegenflügel — der Mittelschenkel der Falte — nirgends aufgeschlossen ist. Ohne die Annahme von Schichtenwiederholungen würde die Mächtigkeitsberechnung des gestörten Tertiärs von Gräfenhainichen eine abnorm hohe Zahl ergeben. Ich halte also auch das Gräfenhainicher Tertiär für gefaltet und zwar für sehr intensiv gefaltet. Von dieser Art der Faltung ist nur ein Schritt zu den extremen Formen der Überschiebung und Schuppenstruktur.

¹⁾ K. KEILHACK: Aufnahmeergebnisse auf dem Fläming. (Dieses Jahrb. f. 1904, Berlin 1907, S. 678.) TH. SCHMIERER: (Diskussion zum Vortrag SOLGERS: Über die Entstehung des brandenburgischen Odertales.) Ztschr. der Deutschen geol. Ges. 1907, Monatsber. Nr. 10/11, S. 250.

diluvialer und oberoligocäner (teilweise miocäner?) Ablagerungen verschwindet. In der Umgebung von Leitzkau, Ladeburg, Vehlitz, Dalchau, Brietzke usw. kam der Rupelton der Basis des Inlandeises so nahe, daß er von dessen Druck betroffen wurde und ihm auszuweichen suchte. Fette, plastische Tone sind durch ihre physikalischen Eigenschaften in erster Linie befähigt, in Falten gelegt zu werden. Mit dem Rupelton wurden die noch vorhandenen oberoligocänen Reste und diluvialen Ablagerungen aufgewölbt. Wo die plastischen, leicht beweglichen Tone des Mitteloligocäns durch eine mächtigere Decke jüngerer Ablagerungen vor den Einwirkungen des Inlandeises geschützt waren, blieb auch diese ungestört. Faltungen und andere Störungen mögen schon beim Vorrücken des Eises entstanden sein. Sie wurden aber durch das Eis wohl zum größten Teil sofort wieder abgehobelt und eingeebnet. M. E. ist also die Gestalt der heute zu beobachtenden Falten auf Rechnung des sich zurückziehenden Eises zu setzen. Diese bezeichnen jedoch keine Stillstandslagen des Eisrandes, sondern verhältnismäßig rasch sich ablösende, in der Richtung von Süden nach Norden aufeinanderfolgende Etappen.

Ist die Annahme, daß die Sattel- und Muldenlinien unseres Faltungsgebiets den ehemaligen Lagen des Eisrandes folgen, richtig, so müssen auch etwa in der Umgegend vorhandene, zu derselben Vereisung gehörige Endmoränen gleichsinnig verlaufen. In der Tat ordnen sich die wenigen, aus Kiesen und Geröllanhäufungen bestehenden Kuppen, die im Zuge der Flämingsendmoräne liegen, und die auch deshalb als Endmoränen aufzufassen sind, weil sich in ihrem Vorlande ein typischer Sandr anschließt (vgl. Übersichtskarte Fig. 1, S. 107) in völlig entsprechender Richtung an. Die letzten, am weitesten nach Norden gerückten Sättel von Dalchau, Brietzke, Ziegelei Klepps verlaufen übereinstimmend mit den etwa 6—8 km entfernten, auf der Wasserscheide des Flämings gelegenen Endmoränenkuppen, bezw. mit der Nordgrenze des Sandrs in ost-westlicher, wenig nach Westnordwest abweichender Richtung.

Zum Schluß möchte ich auf die eigenartige Umkehrung des ursprünglichen geologischen Bildes in der heutigen Topographie hinweisen, auf die merkwürdige Tatsache, daß mit großer Regel-

mäßigkeit ein geologischer Sattel heute durch eine Niederung, eine geologische Mulde durch einen Hügelzug bezeichnet wird. Dasselbe Verhältnis ist — zum Teil noch deutlicher — in verschiedenen anderen glazial gefalteten Gebieten zu beobachten. Schon GIEBELHAUSEN weist auf die merkwürdigen Beziehungen zwischen Erdoberfläche und geologischem Bau beim Muskauer Faltungsgebiet, ferner bei Besprechung des Braunkohlenbezirkes von Schönfließ und Ziebingen hin¹⁾. Auch E. MEYER sind im Faltungsgebiet von Wittenberg dieselben Erscheinungen aufgefallen.

GIEBELHAUSEN vermag keine ausreichende Erklärung zu geben; für ihn steht nur fest, daß die Rinnen, die mit einem Sattelkopf zusammenfallen, keine gewöhnlichen Erosionsrinnen sein können, und daß sie nach Ablagerung des Diluviums entstanden sein müssen. GIEBELHAUSEN und später PRIEMEL²⁾ nehmen — im großen und ganzen übereinstimmend — an, daß durch allmähliche Austrocknung in postglazialer Zeit eine Schrumpfung der Flötze eintrat. An Stelle der eingeschrumpften Flötzteile sehen wir heute eine Rinne.

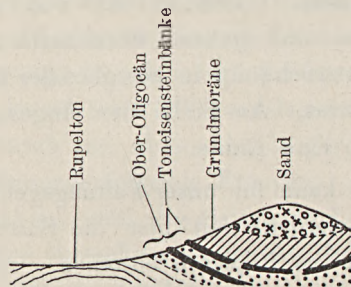
Diese Erklärung kann für unser Faltungsgebiet schon deshalb nicht herangezogen werden, weil hier die Sattelkerne nicht aus Braunkohle, sondern aus Rupelton bestehen. Auch bei Leitzkau bilden die den Sattelköpfen folgenden Senken keine zusammenhängenden Erosionsrinnen mit einseitigem Gefälle. Sie entwässern häufig nach 2 entgegengesetzten Richtungen, werden also von Wasserscheiden gekreuzt. Die ihnen folgenden Gräben sind künstlich angelegt. Die natürlichen Wasserläufe des Gebiets benutzen die ostwestlich streichenden, aus Rupelton bestehenden Niederungen nur auf kurze Strecken und verlaufen im großen und ganzen quer zum Faltungsgebiet. Auch darin stimme ich mit GIEBELHAUSEN überein, daß ich die Entstehung dieser Senken in der Hauptsache in die Postglazialzeit verlege. Die heute noch in ihnen befindlichen dezimetermächtigen quartären Ablagerungen sind Denudationsreste, die mit von den Gehängen abgeschwemmten Schlammprodukten

¹⁾ a. a. O., S. 41.

²⁾ a. a. O., S. 61.

gemischt sind. Vergewärtigen wir uns an den punktierten Linien der Fig. 3 das ursprüngliche geologische Bild, so muß schon damals die Hauptmasse der vom Eisrande her über das aufgefaltete Gebiet vorgeschütteten Sande ganz vorwiegend die geologischen Mulden erfüllt haben. An den schon damals zutage tretenden oder höchstens von einer geringmächtigen Schicht diluvialer Sande überdeckten, wahrscheinlich bei der Faltung aufgerissenen Sattelköpfen setzte die Denudation am stärksten ein. Ich hebe ausdrücklich hervor: die Denudation — nicht die Erosion. Auch schwächere Regengüsse waren im Stande, auf die aus tonigen Gesteinen bestehenden Sattelköpfe chemisch und mechanisch einzuwirken, der durch Verwitterung aufgelockerten Oberkrume ge-

Figur 4.



wisse lösliche Substanzen zu entziehen, unlösliche kleinste Teile mit- und dem nächsten offenen Wasserlauf zuzuführen. Das Alluvium des Faltungsgebiets besteht deshalb ausschließlich aus tonigen und lehmigen Ablagerungen, während sandige Bildungen und auch autochthone Humusgesteine nur da vorhanden sind, wo Quertäler die mit Sand erfüllten Mulden kreuzen und lokal einen Austritt des Grundwassers ermöglichen.

Die Wirkung auf die Sande der Mulden war dagegen bei schwächeren Regengüssen fast gleich Null. Das Regenwasser versickert in durchlässigen Gebieten, soweit es nicht durch die Vegetation absorbiert wird oder durch Verdunstung verschwindet, verliert dadurch seine denudierende Kraft und verwandelt sich in Grundwasser. Die Vorarbeit für die auf große Flächen einwirkende

Denudation wird immer wieder durch die Verwitterung geleistet, während die lokal tätige Erosion in der Regel an Gesteinen arbeitet, die noch nicht oder unvollständig verwittert sind. Die Erosion muß deshalb auf viele Gesteine anders einwirken als die Denudation, sie wird beispielsweise lose Sande stärker angreifen als fette Tone.

Die modellierende Wirkung der Denudation ist im Leitzkauer Faltungsgebiet aufs schönste zu beobachten. Die Senken bestehen mit großer Regelmäßigkeit aus Rupelton, im unteren Teil der Gehänge treten vielfach die Toneisensteinbänke des Ober-Oligocäns als Kante hervor, darüber folgt die eigentliche aus Geschiebemergel bestehende Böschung des Hügels, der bei vollständiger Schichtenfolge von diluvialen Sanden gekrönt wird (vgl. Fig. 4). Das Endergebnis der Abtragung ist also im Leitzkauer Faltungsgebiet eine völlige Umkehrung des ursprünglichen geologischen Bildes in der Topographie.

Berlin, den 9. Februar 1910.

Die Fauna der Erbsloch-Grauwacke bei Densberg im Kellerwald.

Von Herrn Paul Assmann in Berlin.

Hierzu Tafel 6—11.

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich Herrn Landesgeologen Prof. Dr. DENCKMANN, der mir das reiche Material, welches er im Kellerwald gesammelt hat, zur Bearbeitung überließ. Ihm sei hierfür bestens gedankt. Ferner hatte Herr Geheimrat Prof. E. KAYSER die Liebenswürdigkeit, mir das Marburger Material der Erbslochfauna zur Verfügung zu stellen, das eine wertvolle Ergänzung zu der Sammlung der Königlichen Preußischen Geologischen Landesanstalt bildet. Auch ihm spreche ich hierdurch meinen besten Dank aus.

Herrn Prof. RAUFF, sowie Herrn Dr. FUCHS bin ich zu Dank verpflichtet für die mannigfache Unterstützung bei der Ausführung dieser Arbeit, und vor allem für ihre wertvollen Ratschläge, mit denen sie mir immer in so bereitwilliger Weise zur Hand gegangen sind. Schließlich möchte ich noch Herrn Dr. E. SCHMIDT danken für das wertvolle Material, das er mir von *Spirifer primaevus* aus den Siegener Schichten zur Erörterung wichtiger Fragen überlassen hat.

Einleitung.

Das Gestein, welches die merkwürdige Erbslochfauna in sich birgt, ist eine kalkige Grauwacke, die reichlich Gerölle zerstörter Kalke und Schiefer enthält. In dem wichtigsten Schurfe der Erbslochsgrauwacke, etwa in der Mitte der Mächtigkeit des Vor-

kommens, hat A. DENCKMANN eine Lage von dunklen, unregelmäßig geformten Kieselgallen beobachtet, in deren Gestein außer wohlhaltener Fauna deutlich erkennbare Fetzen von Landpflanzen (*Bothrodendron* nach POTONIE) vorkommen. Dies alles würde dafür sprechen, daß die Erbslochgrauwacke eine Küstenbildung ist. Der Kalkreichtum der Grundmasse rührt hauptsächlich von Bruchstücken schwächerer Brachiopodenschalen her, die von der Brandung am Strande zertrümmert wurden. Der Facies entsprechend sind fast nur dickschalige Formen vertreten, während dünnchalige Arten zu den Seltenheiten gehören.

Die Schalendicke ist oft erstaunlich, so sind z. B. ältere Exemplare von *Spirifer fallax* in der Wirbelgegend 2 cm dick.

Brachiopoden und Mollusken aus der Erbslochgrauwacke sind meistens mit der Schale erhalten. Jedoch ist dort, wo die Grau- wacke zutage ausgeht, ihr Kalk aufgelöst und weggeführt worden. Demgemäß findet man hier vornehmlich Steinkerne. Dadurch ist eine sichere Vergleichung der zusammengehörenden Steinkerne und Schalen möglich. Eine Anzahl Steinkerne habe ich künstlich hergestellt, indem ich die Schale vorsichtig in Salzsäure gelöst habe. Am besten eigneten sich dazu solche Gesteinsstücke, die bereits oberflächlich etwas angewittert waren. Dann sind nämlich die kleinen Hohlräume, welche die weggelösten Kalkpartikelchen hinterlassen haben, mit Brauneisen wieder ausgefüllt, das bei der Ätzung des Gesteins mit Salzsäure einen trefflichen Schutz für die tiefer gelegenen Kalkteilchen bildet und so eine zu starke Korrosion des Gesteins verhindert. Bei ganz frischem Gestein gelingt es nur bei der größten Vorsicht, auf diese Art gute Stein- kerne herzustellen.

In der südwestlichen Entwicklung der Erbslochgrauwacke, speziell im Weganschnitte des Bernbachtals in ihrem Liegenden findet sich ein vorwiegend schiefriges Gestein, das DENCKMANN¹⁾ nach der darin enthaltenen Fauna zu seinem Obersilur stellt, und das er auf der Karte unter der Signatur sc_2 ausgeschieden hat.

¹⁾ A. DENCKMANN, Der geol. Bau des Kellerwaldes. Abhandlg. zur geol. Spezialkarte von Preußen. N. F. Heft 34.

Bemerkenswert ist, daß auch dieses Gestein deutliche Reste von Landpflanzen führt.

Die Erbslochgrauwacke wurde von ihrem ersten Fundpunkte im Bernbachtale aus auf eine streichende Länge von etwa 500 m nach Nordosten hin verfolgt. 300 m weit tritt sie als dünne Bank von durchschnittlich 1 m Mächtigkeit auf, um dann auf eine Länge von 100 m zu einer Linse anzuschwellen, die mit 10 m ihre größte Mächtigkeit erreicht, und schließlich in den letzten 100 m wieder auf die ursprüngliche Mächtigkeit zusammenzuschrumpfen. Im Hangenden der Erbslochgrauwacke liegen transgredierend die Michelbacher Schichten, die ihrer Fauna nach zum Untercoblenz gehören¹⁾.

Teil I.

Die Brachiopoden.

1. *Spirifer fallax* GIEBEL.

Taf. 6, Fig. 5—12.

1852. *Spirifer cultrijugatus* F. A. ROEMER: Beiträge zur Kenntnis des nordwestl. Harzes. Palaeontograph. III, S. 99, Taf. 15, Fig. 7.
 1858. » *fallax* GIEBEL: Silurische Fauna des Unterharzes. S. 32, Taf. 4, Fig. 1.
 1878. » *Decheni* KAYSER: Fauna der ältesten Devonabl. des Harzes. Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preuss., Bd. X, Heft 4, S. 165, Taf. 22, Fig. 1—2.
 1878. » *fallax* KAYSER: Ibid., S. 164, Taf. 34, Fig. 2.
 1878. » cf. *laevicosta* KAYSER: Ibid., Taf. 22, Fig. 10 (das links vom Beschauer aus auf der Gesteinsplatte liegende Exemplar).
 1878. » *excavatus* KAYSER: Ibid., Taf. 23, Fig. 4.
 1889. » *Decheni* BARROIS: Faune d'Erbray, p. 127, t. 8, fig. 1a—f.
 1900. » *fallax* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands, Pal. Abh., Bd. 8, Heft 3, S. 15.

¹⁾ Die Untercoblenz-Schichten (Michelbacher Schichten), die am Erbsloche und in seiner südwestlichen Fortsetzung, im Bernbachtale auftreten, zeichnen sich dadurch aus, daß an ihrer Basis Konglomerate liegen. So fand DENCKMANN in der nordöstlichen Fortsetzung der Hauptentwicklung der Erbslochgrauwacke in deren Hangendem und unter der Coblenzfauna in einem Schurfe grobe Gerölle von Quarzit und unreinem Kalk, die ein 20—30 cm mächtiges Sediment im wesentlichen zusammensetzten. Auch das vereinzelte Vorkommen eines Diabasgerölls im Gelände der nächsten Nähe des betreffenden Schurfes führt DENCKMANN auf dieses Konglomerat zurück.

Im Bernbachtale enthalten die durch massenhaftes Vorkommen des *Spirifer arduennensis* ausgezeichneten Petrefaktenbänke des Untercoblenz Gerölle von Kiesel-schiefern und ähnlichen Gesteinen der silurischen Unterlage.

Untersucht wurden 145 Stielklappen und 63 Brachialklappen. Sämtliche Klappen saßen getrennt im Gestein.

Umriß der Schalen halbkreisförmig. Flügel in seltenen Fällen schwach ausgeschweift. Erreicht eine recht beträchtliche Größe und ist sehr dickschalig. Beide Klappen ziemlich gewölbt. Wirbel stark eingekrümmt, nur verhältnismäßig wenig über die Schloßlinie erhoben. In seiner äußersten Spitze beginnt ein nicht allzu tiefer, winklig gerundeter Sinus, der etwa ebenso breit ist wie die Gruppe der nächsten 4—5 Rippen. In der Mitte des Sinus meist eine schwache Rippe. Beiderseits vom Sinus 8—11 stumpfkantige Falten, die nach außen hin allmählich schwächer werden; Furchen und Rippen gleich breit. Eine Ausnahme hiervon machen die beiden den Sinus begrenzenden Falten, die meistens wesentlich schwächer sind als die benachbarten. Dies tritt bei älteren Exemplaren besonders deutlich hervor, während in der Jugend der Unterschied in der Breite der ersten und zweiten Rippe gewöhnlich weniger bemerkbar ist. Alle Rippen beginnen oben am Wirbel. Der zugespitzte hohe Sattel der Brachialklappe etwa so breit wie die 4 nächsten Rippen. Die beiden ihn begrenzenden Furchen etwas flacher als die folgenden. Als äußere Skulptur der Schalen einfache dicht gedrängte, zarte konzentrische Anwachstreifen, daneben bei besonders gut erhaltenen Exemplaren noch eine feine Radialstreifung.

Auf Tafel 6, Fig. 5—9 ist eine Reihe von künstlich hergestellten Stielklappensteinkernen abgebildet, welche verschiedene Altersstufen der Art darstellen. Sie zeigen das interessante und wichtige Resultat, daß bei ganz gleichem Schalenäußeren sehr verschiedene Steinkerne zum Vorschein kommen. Es stellte sich heraus, daß *Spirifer fallax* in der Jugend kräftige, schwach nach innen gekrümmte lange Zahnstützen besitzt, während er im Alter gewöhnlich die Muskelzapfen auf Kosten der Zahnstützen besonders entwickelt. Mit fortschreitendem Alter verdickt sich nämlich die Schale um den Muskeleindruck, so daß dieser dadurch immer mehr vertieft wird und am Steinkern als Zapfen hervortritt. Eine Folge dieser Schalenverdickung seitlich vom Wirbel ist das allmähliche Verschwinden der Zahnstützen.

DREVERMANN¹⁾ hat bereits bei *Spirifer primaevus* ähnliche Beobachtungen gemacht und in seiner Arbeit über »die Fauna der Siegener Schichten« ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die von früheren Autoren als *Spirifer prohystericus* und *Spirifer subhystericus* bezeichneten, mit Zahnstützen versehenen Formen nur die Jugendexemplare von *Spirifer primaevus* seien. Herr Dr. W. E. SCHMIDT hatte die Liebenswürdigkeit, mir aus dem Siegerlande eine Anzahl Exemplare von *Spirifer primaevus* zur Verfügung zu stellen, die das allmähliche Verschwinden der Zahnstützen bei zunehmendem Alter vorzüglich zeigen. Vier Stück davon sind auf Tafel 6 Fig. 1—4 abgebildet. Fig. 1 stellt eine ganz junge Form dar. Sie hat die typischen Zahnstützen des *Spirifer hystericus*, während der Muskelzapfen noch vollkommen fehlt. Fig. 2 läßt schon ein merkliches Hervortreten des Muskelzapfens erkennen, eine Folge der Schalenverdickung. Hand in Hand damit geht die Verkürzung der Zahnstützen. Fig. 3 zeigt das Gleiche in verstärktem Maße. Fig. 1 und 2 sind die Altersstufen von *Spirifer primaevus*, welche früher als *Spirifer prohystericus* (= *subhystericus*) bezeichnet wurden. In Fig. 4 ist eine Form mit dem bekannten großen Muskelzapfen abgebildet; hier fehlt jegliche Spur von Zahnstützen.

Auch bei Jugendformen von *Spirifer Hercyniae* hat DREVERMANN Zahnstützen festgestellt, eine Beobachtung, die ich durch das mir vorliegende Material bestätigen kann. Ob ähnliche Verhältnisse auch bei anderen Spiriferenarten bestehen, müssen weitere Untersuchungen lehren. Jedenfalls steht fest, daß bei ein und derselben Art Formen vorkommen können, die nur Zahnstützen, aber keine Muskelzapfen haben, daneben solche Formen, die umgekehrt bei sehr kräftigen Muskelzapfen der Zahnstützen entbehren. Der Unterschied liegt im Alter.

Die Jugendexemplare von *Spirifer fallax*, die meistens etwas querverlängert sind, gleichen sehr dem aus Böhmen bekannt gewordenen *Spirifer Nerei* BARRANDE. Diese Art unterscheidet sich aber von *Spirifer fallax* durch seine viel engere Berippung

¹⁾ DREVERMANN, Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen. Palaeontograph. Bd. 50, S. 246.

und den sehr viel tieferen Sinus. Ferner besitzt seine Brachialklappe einen gerundeten, flachen Sattel, der sich über seine Umgebung kaum merklich erhebt. In welchem näheren Verwandtschaftsverhältnis *Spirifer Nerei* zu unserer Art steht, läßt sich augenblicklich noch nicht sagen, da Steinkerne bisher weder aus Böhmen, noch aus dem Harz bekannt geworden sind.

Spirifer fallax steht auch dem *Spirifer primaevus* sehr nahe. Auf die Unterschiede der beiden Arten hat SCUPIN¹⁾ bereits hingewiesen. Ferner können ältere Formen unserer Art, bei welchen die Zahnstützen auf Kosten des Muskelzapfens stark verkümmert sind, leicht mit *Spirifer Hercyniae* var. *primaeviformis* verwechselt werden. Vor allem lassen sich ihre Dorsalschalen nur sehr schwer von einander unterscheiden. Als einzige Merkmale könnte man anführen, daß die Dorsalschale von *Spirifer Hercyniae* var. *primaeviformis* gewöhnlich etwas mehr querverlängert ist als bei der vorliegenden Art, und daß die Rippen neben dem Sattel eben so kräftig wie die nachfolgenden sind. *Spirifer fallax* besitzt im Alter meist eine nahezu halbkreisförmige Dorsalklappe, außerdem ist bei ihm die erste Falte neben dem Sattel erheblich schwächer als die darauf folgende. Die Ventralklappen unterscheiden sich vor allem durch die Ausbildung der beiden Rippen, welche den Sinus begrenzen. Diese sind bei *Spirifer fallax* auch auf dem Steinkern erheblich schwächer, bei *Spirifer Hercyniae* var. *primaeviformis* dagegen ebenso stark wie die darauf folgenden. Am Steinkern ist bei *Spirifer fallax* die 2. Rippe neben dem Sinus gewöhnlich ganz besonders kräftig entwickelt.

Synonym mit *Spirifer fallax* sind:

1. *Spirifer excavatus* E. KAYSER, älteste Devonabl. des Harzes. Taf. 23, Fig. 4.
2. *Spirifer* cf. *laevicosta* E. KAYSER, älteste Devonabl. des Harzes. Taf. 22, Fig. 10. (Das eine von beiden Exemplaren, welches vom Beschauer aus links auf dem Gesteinsstück liegt.)

¹⁾ Eine von SCUPIN (Spiriferen Deutschlands, Palaeontographische Abh., N. F., Bd. IV, 3, 1900, S. 88, Taf. VII, Fig. 3, 10a—c) aufgestellte Varietät des *Spirifer Hercyniae*. Jugendformen dieser Art kennt man z. Zt. noch nicht. Mit ihr ist wahrscheinlich *Spirifer assimilis* FUCHS identisch.

Beide Exemplare sind Jugendformen von *Spirifer fallax*. Aus den Abbildungen von KAYSER geht das nicht ohne weiteres hervor, da diese zu sehr schematisiert sind. Bei einer Vergleichung mit den Originalen findet man nämlich, daß bei Fig. 10 auf Taf. 22 (l. c.) die Rippen in Wirklichkeit viel weiter auseinander liegen, und daß die den Sinus begrenzenden Rippen etwas schwächer sind als die darauf folgenden. Auch bei Fig. 4 auf Taf. 23 sind die Rippen neben dem Sinus zu kräftig gezeichnet.

2. *Spirifer Hercyniae* GIEBEL.

Taf. 7, Fig. 1—5.

1850. *Spirifer pollens* F. A. ROEMER: Harz. Beiträge. I, S. 58, Taf. 9, Fig. 10.
 1853. » *paradoxus* SCHNUR: Brachiop. d. Eifel. Palaeontograph. Bd. III, Taf. 32 b, Fig. 1 b, c (a?, d?).
 1858. » *Hercyniae* GIEBEL: Silur. Fauna d. Unterharzes. S. 30, Taf. 4, Fig. 14.
 1865. » *macropterus* F. ROEMER: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. S. 592, Taf. 17, Fig. 6.
 1870. » *macropterus* F. ROEMER: Geolog. v. Oberschlesien. Taf. 1, Fig. 3.
 1876. » *hystericus* DE KONINCK: Ann. de la Soc. de Belg. III, pag. 41.
 1878. » *Hercyniae* E. KAYSER: Ältest. Devonabl. d. Harzes. Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Preuss. Bd. X, Heft 4, S. 132, Taf. 9, Fig. 1 a—d.
 1889. » *paradoxus* var. *Hercyniae* BARROIS: Faune d'Erbray. pag. 132, taf. 9, fig. 1 a—d.
 1889. » *dunensis* E. KAYSER: Hauptquarzit, Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen, N. F., Heft 1, S. 33, Taf. 15, Fig. 3, 4, 5, 5a.
 1889. » *paradoxus* mut. *praecursor* FRECH: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 41, S. 194.
 1889. » *phalena* SANDBERGER: Entwickl. d. unt. Abt. d. dev. Syst. in Nassau. S. 105, Taf. 3, Fig. 3.
 1897. » *Hercyniae* FRECH: Lethaea palaeoz. t. 23 a, fig. 5 a, b.
 1900. » *Hercyniae* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands. Pal. Abh. Bd. 8, Heft 8, S. 86, Taf. 8, Fig. 4, 5 a, b.

Untersucht 21 Stielklappen und 17 Brachialklappen.

Spirifer Hercyniae aus der Erbslochgrauwacke ist mäßig querverlängert, in der Regel von querelliptischem, seltener dreiseitigem Umriß. Beide Klappen schwach gewölbt. Wirbel wenig eingekrümmt und unbedeutend über den Schloßrand erhoben. Area sehr lang und niedrig. Sinus gerundet, in der äußersten Schnabelspitze beginnend; etwa so breit wie die nächsten 4—6 Rippen; median von einer Falte durchzogen, die auf Steinkernen nur ganz

vereinzelt zu beobachten ist. Kleine Klappe mit sehr stark vorspringendem, kielförmigem Sattel, der ebenso breit wie der Sinus ist. Rippen gerundet, durch Furchen mit gerundetem Profil von einander getrennt. Furchen und Rippen gleich breit. Ihre Zahl schwankt zwischen 10 und 20. Die ersten 5 zu beiden Seiten des Sinus, resp. des Sattels gelegenen Rippen zeigen je etwa dieselbe Breite, die übrigen nehmen an Breite nach den Flügellenden zu allmählich ab. An den Schalen beginnen die Rippen sowohl auf der Stiel-, wie auf der Brachialklappe oben am Wirbel; an den Steinkernen dagegen entspringen nur die Rippen der Brachialklappe im Wirbel, während die der Stielklappe erst kurz vor der Mitte zwischen Schloß- und Stirnrand auftreten. Die unberippte Fläche der Stielklappe zeigt bei ganz alten Exemplaren eine kräftige Körnelung. Muskelzapfen kräftig, mit einer zarten, radialen Linierung. Die äußere Schalenkulptur besteht aus einfachen Anwachsstreifen und feinen Radiallinien.

3. *Spirifer arduennensis* SCHNUR.

1853. *Spirifer arduennensis* SCHNUR: Brachiop. d. Eifel. Palaeontograph. Bd. III, S. 199, Taf. 32, Fig. 2a-c.
1853. » *antiquus* STEININGER: Geognost. Beschreibung d. Eifel. S. 73.
- 1850-1856. *Spirifer macropterus* var. *microptera* SANDBERGER: Verst. d. rhein. Schichtensyst. S. 317, Taf. 32, Fig. 3a-c.
1889. *Spirifer arduennensis* E. KAYSER: Hauptquarzit. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, N. F., Heft 1, S. 33, Taf. 2, Fig. 1-4; Taf. 9, Fig. 3; Taf. 12, Fig. 5; Taf. 16, Fig. 1-9.
1889. » *speciosus* var. *decaplicata* SANDBERGER: Entwicklung d. unt. Abt. des dev. Systems in Nassau. S. 104, Taf. 3, Fig. 1, 1b.
1895. » *arduennensis* BÉCLARD: Spirifères du cobl. belge. pag. 177, t. 12.
1897. » » BEUSHAUSEN: Hauptquarzit am Acker Bruchberg. Dieses Jahrbuch f. 1896, S. 290.
1900. » *arduennensis* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands. Pal. Abh., Bd. 8, Heft 3, S. 90.

Scheint in der Erbslochgrauwacke sehr selten zu sein und liegt nur in 2 Exemplaren vor, wovon das eine ein zweiklappiger Steinkern ist.

Ich verweise auf die ausführlichen Beschreibungen von KAYSER und SCUPIN.

4. *Spirifer* Bischofi A. ROEMER.

1857. *Spirifer socialis* KRANTZ (ex parte): Verhandl. d. naturh. Vereins f. Rheinl. u. Westfalen. XIV, Taf. VIII, Fig. 3 b. (non a, c, d.)
1858. » *Bischofi* A. ROEMER, bei GIEBEL Silur-Fauna d. Unterharzes. S. 29, Taf. 4, Fig. 3.
1878. » *Bischofi* E. KAYSER: Fauna d. ält. Devonabl. d. Harzes. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd II, Heft 4, S. 172, Taf. 24, Fig. 4—9; Taf. 25, Fig. 23, 24.
1889. » *Daleidensis* E. KAYSER (ex parte): Hauptquarzit. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, N. F., Heft 1, Taf. 1, Fig. 5, 6.
1895. » *Trigeri* BÉCLARD (ex parte): Spiriferes du cobl. belge. t. 15, fig. 1—6.
1900. » *Bischofi* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands. Pal. Abb., Bd. 8, Heft 3, S. 73, Taf. 7, Fig. 1—3
1904. » *Bischofi* DREVERMANN: Fauna d. Siegener Schichten von Seifen. Palaeontograph. Bd. 50, S. 252, Taf. 29, Fig. 15—17.

Den sehr eingehenden Beschreibungen dieser Art, die E. KAYSER von Exemplaren aus dem Harz und SCUPIN von rheinischem und belgischem Material gegeben haben, habe ich nichts Neues hinzuzufügen. Bemerkt sei aber, daß die Erbslochformen durch ihre Berippung mehr den harzer als den rheinischen gleichen. Die bei SCUPIN abgebildeten rheinischen Exemplare zeigen nur etwa 10 Rippen zu beiden Seiten des Sinus, während die aus dem Harz bekannt gewordenen Stücke in der Regel 12 oder mehr Falten beiderseits besitzen.

Es lagen 22 Stielklappen und 13 Brachialklappen dieser Art vor.

5. *Spirifer* n. sp. aff. *daleidensis*.

Taf. 8, Fig. 5a, 5b.

Von dieser Art liegt nur eine einzige Brachialklappe als Steinkern vor. Ich habe es daher unterlassen, ihr einen neuen Namen zu geben.

Stark gewölbt, von querelliptischem Umriß. Der gerundete Sattel außerordentlich hoch, von 2 sehr tiefen Furchen begrenzt. Zu beiden Seiten von ihm liegen 4 schwach zugespitzte Rippen, wovon sich die eine oder andere in der Wirbelnähe in 2 oder 3 Teile gabelt. Mitten auf dem Sattel zieht sich ein enger Schlitz entlang, der von einem kräftigen Medianseptum herrührt. Die

relativ starke Ausbildung des Septums läßt darauf schließen, daß wir es mit einer senilen Form zu tun haben.

Ich betrachte diese Art als Verwandte des *Spirifer daleidensis*, weil die erwähnte Gabelung der Rippen auf den Flügeln beiden gemeinsam ist. Allerdings besitzt *Spirifer daleidensis* auch auf dem Sattel gegabelte Rippen, die bei unserer Form vollkommen fehlen. Der Sattel bei beiden Arten ist ganz verschieden hoch. Während er sich bei *Spirifer daleidensis* kaum merklich heraushebt, ist seine hohe Auswölbung für die vorliegende Art besonders charakteristisch.

6. *Spirifer hystericus* SCHLOTHEIM.

1820. *Hysteroolithes hystericus* v. SCHLOTHEIM: Petrefaktenkunde. Taf. 9, Fig. 1a, b.
 1832. *Deltthyris microptera* GOLDFUSS, in v. DECHEN's Handbuch der Geognosie, S. 525.
 1841. *Spirifer micropterus* d'ARCHIAC u. de VERNEUIL: Transact. geol. Soc. of London. Ser. 2, IV, Part. 2, pag. 394, t. 38, fig. 6.
 1878. » *excavatus* (ex parte) E. KAYSER: Fauna d. ältesten Devonablag. des Harzes. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. II, Heft 4, Taf. 22, Fig. 7; Taf. 25, Fig. 26.
 1886. » *parvejugatus* MAURER: Fauna des rechtsrheinischen Unterdevons, S. 19.
 1900. » *hystericus* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands, Pal. Abh., Bd. 8, Heft 3, S. 12, Taf. 1, Fig. 3—5.
 1904. » *hystericus* DREVERMANN: Fauna der Siegener Schichten von Seifen. Palaeontograph. Bd. 50, S. 253, Taf. 30, Fig. 1—7.

Von dieser Art liegen nur 5 Stielklappen und 2 Brachialklappen vor. Die ausführlichen Beschreibungen durch SCUPIN und DREVERMANN können durch das vorliegende Material nicht weiter ergänzt werden. Bemerkt sei nur, daß *Spirifer hystericus* im allgemeinen eine ziemlich kurzflügelige Form ist. Typische Exemplare dieser Art sind daher die von DREVERMANN¹⁾ auf Tafel XXX, Figur 3 und 6 abgebildeten Formen. Die schwach querverlängerten Figuren 1 und 2 auf derselben Tafel sind sicherlich Exemplare, die entweder unvollständig, oder durch Verquetschung in der Richtung vom Wirbel zum Stirnrande verkürzt sind.

¹⁾ DREVERMANN, Fauna der Siegener Schichten v. Seifen. Palaeontograph. Bd. 50.

7. *Spirifer carinatus* SCHNUR.

1844. *Spirifer ostiolatus* F. ROEMER: Rhein. Übergangsgeb. S. 71.
 1853. » *carinatus* SCHNUR: Brachiopodeu der Eifel, Palaeontograph., Bd. III, S. 202, Taf. 33, Fig. 2a—e.
 1882. » *hystericus* BARROIS: Terrains anciens des Asturies, Mém. Soc. géol. du Nord p. 250, t. 9, fig. 11.
 1889. » *carinatus* E. KAYSER: Hauptquarzit. Abhandl. der Preuß. geol. Landesanstalt, N. F., Heft 1, S. 24 und 75, Taf. 1, Fig. 3, 4, 4a; Taf. 10, Fig. 2; Taf. 14, Fig. 4, 5.
 1895. » *hystericus* (ex parte) BÉCLARD: Les spirifères du cobl. belge, t. 12, fig. 11, 12, 14—16.
 1896. » *carinatus* GÜRICH: Palaeozoicum im poln. Mittelgeb., S. 244.
 1900. » *carinatus* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands, Pal. Abh., Bd. 8, Heft 3, S. 26, Taf. 2, Fig. 10, 11a, b; Taf. 3, Fig. 1a, b.
 1902. » » DREVERMANN: Unterkoblenzsch. von Oberstadtfeld. Palaeontograph. Bd. 49, S. 95.

Von dieser Art kommen in der Erbslochgrauwacke eine engberippte und eine weitberippte Form vor.

a) Die engberippte Form.

Taf. 8, Fig. 8a.

Für sie gilt in jeder Beziehung SCUPIN's Beschreibung des typischen *Spirifer carinatus*, so daß ich hier darauf verweisen kann. Mit ein paar Worten möchte ich nur auf die zwei Jugendexemplare eingehen, die mir vorliegen. Eines davon stammt aus der Universitätsammlung des Geologischen Instituts zu Marburg, das andere aus der Sammlung der Kgl. Geologischen Landesanstalt zu Berlin. Beide sind gut erhaltene, unverdrückte Stielklappensteinkerne. Sie unterscheiden sich von den ausgewachsenen Formen in der Ausbildung der Rippen und der Beschaffenheit der Zahnstützen. Die Rippen treten bei ihnen unten am Stirnrand erst im letzten Drittel der Entfernung zwischen Stirn- und Schloßrand auf. Der übrige Teil des Steinkerns ist vollständig glatt. Die Zahnstützen waren in frühester Jugend schwach nach außen gekrümmt, wie Taf. 8 Fig. 8a zeigt. Die andere, etwas ältere Form hat bereits nach innen gekrümmte Zahnstützen.

b) Die weitberippte Varietät.

Taf. 8, Fig. 8.

1900. *Spirifer carinatus* mut. *crassicosta* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands, S. 28, Taf. 2, Fig. 13.

Es liegen einige wenige Stielklappen vor, die nur 6—8 kräftige Rippen zu beiden Seiten des Sinus aufweisen. SCUPIN hat eine weitberippte Varietät als *Spirifer carinatus* var. *crassicosta* beschrieben. Diese aus den unteren Coblenzschichten von Oberstadtfeld und Zendscheid bekannt gewordene Form besitzt bedeutend kräftigere Zahnstützen als die aus dem Kellerwald. Sonst ist kein Unterschied vorhanden. Man wird daher beide Formen ohne Bedenken mit einander vereinigen können.

8. *Spirifer densbergensis* n. sp.

Taf. 8, Fig. 11a, 11b, 12.

Von dieser Art liegen nur drei Stielklappen und ein Fragment einer Brachialklappe als Steinkerne vor, diese genügen aber zur Charakterisierung der Art vollständig.

Sehr kurzflügelig, von halbkreisförmigem Umriß. Stielklappe außerordentlich stark gewölbt. Brachialklappe sehr flach. Area hoch, wodurch die Art ein *Spirifer subcuspidatus* ähnliches Aussehen gewinnt. Beiderseits vom Sinus 5—6 gerundete oder schwach zugespitzte Rippen, durch etwas breitere Furchen von rundlichem Profil getrennt. Sinus sich bis zum Wirbel hinaufziehend, mäßig vertieft. Der Teil davon, der zwischen Schloß und Schalenmitte liegt, bei den vorliegenden Formen stets schwach winkelig; weiter nach unten rundet sich der Sinus allmählich ganz aus. Sinus etwa so breit wie die nächsten 2—3 Rippen. Sattel der Brachialklappe nicht beobachtet. Zahnstützen der Stielklappe gerade, stets gleich breit, am Wirbel unter einem Winkel von 30° zusammenstoßend. Ihre Länge bei allen drei vorliegenden Exemplaren verschieden, zwischen $\frac{1}{4}$ und $\frac{2}{5}$ der Schalenhöhe.

Spirifer densbergensis besitzt vor allem zu *Spirifer* aff. *carinatus* aus den Siegener Schichten verwandtschaftliche Beziehungen, den SCUPIN¹⁾ Taf. III, Fig. 1 abbildet. Mit ihm hat die vorliegende

¹⁾ SCUPIN, Spiriferen Deutschlands, Paläont. Abh. 1900, Bd. IV, Heft 3.

Art die ganze äußere Form sowie die charakteristische starke Wölbung der Stielklappe gemeinsam, während die hohe Area mehr an manche Verwandte des *Spirifer subcuspidatus* erinnert. *Spirifer densbergensis* unterscheidet sich jedoch von *Spirifer* aff. *carinatus* durch seine viel weitere Berippung sowie durch die bedeutend schmalere Zahnstützen. Auch dem typischen *Spirifer carinatus* steht die neue Art ziemlich nahe. Wiederum sind Wölbung der Schale und äußerer Umriß bei beiden gleich. *Spirifer carinatus* unterscheidet sich aber von *Spirifer densbergensis* leicht durch seine stets schwach nach innen gekrümmten Zahnstützen.

9. *Spirifer excavatus* KAYSER.

Taf. 8, Fig. 6, 7.

1878. *Spirifer excavatus* KAYSER: Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes, Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. II, Heft 4, Taf. 22, Fig. 8, 11; Taf. 25, Fig. 22, 25, cet. excl.
1887. » *Gosseleti* BÉCLARD: Foss. cobl. de St. Michel. Bull. de la Soc. belge de géol., palaeont. et de hydrol., p. 81, t. 4, fig. 1—6.
1890. » *Gosseleti* MAURER: Paläont. Studien im Gebirge des rhein. Devons. Neues Jahrb. f. Min. usw., II, S. 203.
1895. » *hystericus Gosseleti* BÉCLARD: Les Spirifères du Coblenzien belge. Bull. de la Soc. belge de géol. etc., p. 159.
1900. » *excavatus* SCUPIN: Spiriferen Deutschlands, S. 24, Taf. 2, Fig. 8.
1904. » » DREVERMANN: Fauna der Siegener Schichten von Seifen, Palaeontograph., Bd. 50, S. 254, Taf. 30, Fig. 8—10.

Zu dieser Art habe ich 5 Stielklappen und 3 Brachialklappen gestellt, die sehr gut mit den von KAYSER aus dem Harz beschriebenen Formen übereinstimmen. Ein kleiner Unterschied macht sich bei ihnen insofern geltend, als ihre Rippen etwas enger stehen. Bei den vorliegenden Exemplaren sind Rippen und die dazwischen liegenden Furchen gleich breit, während bei den harzer Formen die Furchen breiter sind als die Rippen. Die feine Längsstreifung der äußeren Schalenoberfläche, welche unsere Art noch auszeichnet, ist an den vorliegenden Stücken nicht beobachtet worden, da alle Schalenexemplare mehr oder weniger korrodiert sind.

Den ausführlichen Beschreibungen dieser Art von SCUPIN und BÉCLARD (letzterer beschrieb sie als *Spirifer Gosseleti*) habe ich nichts hinzuzufügen.

10. Spirifer scutiformis n. sp.

Taf. 8, Fig. 1a, 1b, 2, 3, 4.

Mittelgroße, kurzflügelige Form von dreiseitigem bis querelliptischem Umriß. Beide Klappen sehr schwach gewölbt. Der spitze, nur wenig eingekrümmte Schnabel erhebt sich hoch über den Schloßrand. Der gerundete Sinus, welcher sich bis in die äußerste Schnabelspitze hinaufzieht, gewöhnlich ziemlich flach, nur selten etwas mehr vertieft, etwa so breit wie die nächsten 3—4 Rippen. Sattel der Brachialschale gerundet, nur selten über seine Umgebung vorragend. Zu beiden Seiten des Sinus und Sattels je 6 bis 7 schwach zugespitzte Rippen, die auch auf dem Steinkern sämtlich ganz oben am Wirbel beginnen. Die beiden Rippen neben dem Sinus besonders kräftig. Ihnen entsprechen auf der Gegenklappe zwei tiefe Furchen zu beiden Seiten des Sattels. Rippen und Furchen dazwischen gleich breit. Furchen mit gerundetem Profil. Zahnstützen der Stielklappe kurz, entweder ganz gerade oder sehr schwach nach innen gekrümmt, überall von gleicher Dicke. Schalenoberfläche mit feinen, dicht gedrängten, konzentrischen Anwachsstreifen.

Diese Art ist verwandt mit *Spirifer hystericus*. Schalen von beiden sind leicht mit einander zu verwechseln. Als wichtigste Unterschiede lassen sich, abgesehen von der verschiedenen Größe, anführen: *Spirifer scutiformis* besitzt 2 besonders kräftige Rippen neben dem Sinus und eine hohe Area; beide Merkmale fehlen dem *Spirifer hystericus*.

Ein naher Verwandter von *Spirifer scutiformis* ist ferner der von FUCHS aus dem obersten Hunsrückschiefer und dem unteren Untercoblenz erwähnte *Spirifer mediorhenanus*. Auch er besitzt die beiden kräftig ausgebildeten Rippen neben dem Sinus, unterscheidet sich aber von *Spirifer scutiformis* durch seinen erheblich breiteren Sinus sowie durch die bedeutend weitere Berippung.

Von dieser Art lagen 21 Stielklappen und 6 Brachialklappen vor.

11. *Spirifer Denckmanni* n. sp.

Taf. 7, Fig. 6, 7a, 7b, 8a, 8b, 8c, 9.

Eine Form von querelliptischem Umriß. Flügel an den Enden gerundet. Stiel- und Brachialklappen etwa gleich stark gewölbt. Die Hauptwölbung der ersteren liegt zwischen Schalenmitte und Stirnrand. Wirbel mäßig hoch über den Schloßrand erhoben und nur sehr wenig eingekrümmt. Der auf ihm entspringende Sinus anfänglich sehr schmal, verbreitert sich sehr schnell, am Stirnrande etwa $\frac{1}{3}$ so breit wie die ganze Schale. Er ist nicht sehr vertieft und innen gerundet. Beiderseits von ihm 6—7 gerundete Rippen, welche nach den Flügelen zu nur wenig schwächer werden. Rippen schwach nach außen geschweift, durch etwas breitere Furchen getrennt. Brachialklappe meist mit gerundetem, seltener abgeflachtem Sattel, der etwa so breit ist wie 2 Rippen und sich in der Regel nicht wesentlich über seine Umgebung erhebt. Steinkern der Stielklappe mit geraden oder schwach nach außen gekrümmten, außerordentlich langen Zahnstützengruben, die oft bis zur Mitte des Steinkerns reichen und nur ein schmales Feld zwischen sich lassen.

Unsere Art, die in einigen gut erhaltenen Exemplaren vorliegt, hat verschiedene verwandtschaftliche Beziehungen zu *Spirifer nobilis* var. *irbitensis*, der von TSCHERNYSCHEW¹⁾ aus dem Unteren Devon vom Ostabhange des Ural beschrieben wurde. Beide Arten gleichen sich vollständig in der äußeren Form, der Höhe der Area, der Einkrümmung des Wirbels, und der Gestalt des Sinus, unterscheiden sich aber vor allem in der Berippung und Ausbildung des Sattels. *Spirifer nobilis* var. *irbitensis* besitzt dichotome Rippen und einen durch eine Furche geteilten Sattel. Beides fehlt bei *Spirifer Denckmanni*.

12. *Spirifer latecostatus* n. sp.

Taf. 7, Fig. 10—12, Taf. 8, Fig. 10a, 10b, 10c.

Diese schwach querverlängerte Art liegt in je 2 Stielklappen und Brachialklappen vor; je eine davon gehört der Universitätsammlung des geologisch-paläontologischen Instituts in Marburg.

¹⁾ TSCHERNYSCHEW, Fauna des Unteren Devons am Ostabhange des Ural. Mém. du Com. géol. vol. IV, Nr. 3.

Äußerer Umriß der Brachialklappen fast dreieckig, derjenige der Stielklappen querelliptisch. Beide Schalen gleich stark, aber mäßig gewölbt. Der Wirbel ist hoch über den Schloßrand erhoben und schwach eingekrümmt. Die hohe Area ziemlich stark gewölbt. Beiderseits vom Sinus 4, seltener 5 gerade, breite und gerundete Rippen mit gleichbreiten Furchen dazwischen. Der Sinus entspringt oben am Wirbel und nimmt am Stirnrande etwa $\frac{1}{4}$ der ganzen Schalenbreite ein; er ist mäßig vertieft und innen gerundet. Ihm entspricht auf der Gegenklappe ein ebenfalls gerundeter Sattel. Zahnstützen der Stielklappe gleichmäßig stark, gerade oder ganz schwach nach innen gebogen, etwa so lang wie ein Drittel der gesamten Schalenhöhe.

Der nächste Verwandte von *Spirifer latecostatus* ist der von BARROIS¹⁾ aus den unterdevonischen Kalken von Erbray beschriebene *Spirifer subsulcatus*. Berippung, Ausbildung der Area und Zahnstützen sind bei beiden Formen gleich. *Spirifer subsulcatus* besitzt aber gerundete Flügellenden und kräftige konzentrische Anwachsstreifen auf der Außenseite der Schalen, Eigenschaften, die bei *Spirifer latecostatus* fehlen.

Eine andere nahestehende Form ist anscheinend auch E. KAYSER's *Spirifer Ilseae*²⁾ aus dem Harz. Dieser stimmt im äußeren Umriß, in der Anzahl und Verteilung der Rippen mit der vorliegenden Art gut überein, unterscheidet sich aber von ihr durch die bedeutend stärkere Wölbung beider Schalen sowie durch den hohen gekielten Sattel auf der Brachialschale.

Schließlich sei noch eine Form aus dem böhmischen Silur erwähnt, die mit *Spirifer latecostatus* große Ähnlichkeit besitzt. BARRANDE³⁾ stellte sie mit einigem Zweifel zu *Spirifer viator*. Sie zeigt denselben äußeren Umriß, die gleiche Anzahl und Verteilung der Rippen und die gleiche Ausbildung des Sattels, unterscheidet sich aber besonders durch eine gleichmäßige Wölbung

1) BARROIS, Faune d'Erbray, VIII, fig. 2.

2) E. KAYSER, Fauna der älteren Devonabl. des Harzes, S. 167, Tafel 22, Fig. 3, 4.

3) BARRANDE, Système silurien, Vol. V, Pl. 124, Fig. 6.



beider Schalen und durch den viel tieferen Sinus in der Brachialklappe von *Spirifer latecostatus*.

13. *Spirifer secans* BARRANDE.

Taf. 8, Fig. 13a, 13b.

1848. *Spirifer secans* BARRANDE: Haidinger's Naturw. Abb. II, S. 168, Taf. 16, Fig. 6.
 1879. » » » : Système Silur. pl. 6, fig. 16—18; pl. 123, II (non
 19 u. 20).

Es liegt nur eine einzige Brachialklappe als Steinkern vor, die mit den meisten von BARRANDE als *Spirifer secans* abgebildeten Formen im wesentlichen übereinstimmt.

Umriß der Form querelliptisch, distale Ecken des Schloßrandes gerundet. Schalenwölbung ziemlich beträchtlich. Sattel oben am Wirbel entspringend, sehr niedrig, oben abgeflacht, scharf begrenzt und sich nach dem Stirnrand zu nicht erhöhend. Oberfläche des Steinkerns glatt.

Das einzige Merkmal, das die kellerwalder von den böhmischen Formen unterscheidet, ist die verschiedene Höhe des Sattels. Obgleich die böhmischen Exemplare in dieser Beziehung auch ziemlich variieren, so ist doch der Sattel des vorliegenden Stückes niedriger als bei allen von BARRANDE beschriebenen. BARRANDE bildet auf Taf. VI unter Fig. 19 und 20 noch einige Formen ab, die neben dem Sattel auf der Brachialschale noch eine Falte aufweisen. Ich habe ausdrücklich diese Formen, die zweifellos einer besonderen Art angehören, bei der Vergleichung mit meinem Exemplar ausgenommen; denn es erscheint mir unzulässig, ganz glatte Formen mit solchen zu vereinigen, die radiale Falten auf den Seitenteilen besitzen.

Spirifer secans, eine typisch hereynische Form, findet sich vor allem in den weißen Kalken von Konjeprus, die der Etage F₂ von BARRANDE angehören, kommt aber schon im böhmischen Obersilur vor. Er steht dem *Spirifer togatus* BARRANDE ziemlich nahe, der in Böhmen in den gleichen Ablagerungen wie *Spirifer secans*, sowie auch im Harz auftritt. Die Unterschiede zwischen beiden Arten hat BARRANDE bereits angegeben.

14. *Spirifer bornicensis* A. FUCHS.

Taf. 8, Fig. 9.

Als *Spirifer bornicensis* habe ich eine gut erhaltene Stielklappe bestimmt, bei der die Wirbelgegend als Steinkern, alles übrige aber noch mit der Schale erhalten ist. Diese Art ist von FUCHS aufgestellt, aber noch nicht veröffentlicht worden; eine ausführliche Beschreibung von ihm wird demnächst folgen. Ich kann mich daher im folgenden kurz fassen.

Eine ziemlich stark gewölbte Form von querelliptischem Umriß. Wirbel mäßig hoch über den Schloßrand erhoben. Sinus flach und schmal, erst in der Mitte des Steinkerns deutlicher werdend und kurz vor dem Schloßrande sich etwas vertiefend. Stirnrand in der Mitte, wo der Sinus endet, eine kurze Zunge bildend. Zahnstützen schmal, schwach nach innen gekrümmt und fast bis in die Mitte der Schale reichend. Oberfläche des Steinkerns glatt. Äußere Oberfläche der Schale mit schwachen konzentrischen Anwachsstreifen verziert.

Auf die verwandtschaftlichen Beziehungen unserer Art näher einzugehen, dürfte sich wohl wegen der bevorstehenden Veröffentlichung der Arbeit von Herrn Dr. FUCHS erübrigen. Auch würde mein Material hierfür nicht ausreichend sein. Bemerkt sei nur, daß *Spirifer bornicensis* zur Gruppe des *Spirifer curvatus* gehört, dessen nächster Verwandter er ist.

15. *Athyris Rauffii* n. sp.

Taf. 11, Fig. 1a, 1b, 2, 3, 4a, 4b, 5a, 5b.

Beide Klappen stark gewölbt. Wirbel ziemlich weit über den Schloßrand hervorragend. Der im Wirbel entspringende Sinus in der Jugend sehr undeutlich, im Alter mehr oder weniger tief und fast immer scharf begrenzt, mit einem kurzen zungenförmigen Fortsatz in die Gegenklappe eingreifend. Sattel der Brachialklappe hoch und ohne scharfe Grenze sich aus den Seitenteilen emporkrümmend. Äußere Schalenoberfläche beider Klappen glatt. Steinkern der Stielklappe mit einem breiten, kräftigen Muskelzapfen, der nur nach dem Schloßrande zu scharf begrenzt ist. Länge der

Muskelzapfen bei Jugendexemplaren ungefähr ein Drittel, bei älteren Formen etwas mehr als die Hälfte der Schalenhöhe betragend. In der Mitte zwischen den beiden großen Muskelzapfen ein keilförmiges, schwach längsgestreiftes, wenig erhabenes Feld, das von den Ausfüllungen der Divarikatoreneindrücke herrührt. Zahnstützen schwach und sehr kurz. Steinkerne der Brachialklappe mit einem kräftigen keilförmigen Medianseptum, das oft fast bis zum Stirnrande reicht und am Steinkern durch einen tiefen Spalt kenntlich ist.

Die nächste Verwandte von *Athyris Rauffii* ist *Athyris undata*. Schalenexemplare beider Arten sind sehr leicht zu unterscheiden, da *Athyris undata* konzentrisch gestreift, *Athyris Rauffii* dagegen vollkommen glatt ist. Schwieriger ist die Unterscheidung der Steinkerne. Bei den Dorsalschalen kommt dabei lediglich die Beschaffenheit des Medianseptums in Betracht. Während dasjenige von *Athyris undata* meist sehr dünn ist und in seinem Verlaufe stets die gleiche Breite zeigt, ist dasjenige von *Athyris Rauffii* sehr kräftig und verdickt sich allmählich nach dem Wirbel zu. Ein ganz zuverlässiges Unterscheidungsmerkmal ist das jedoch auch nicht, da von *Athyris undata* gelegentlich Formen vorkommen, die ein kräftigeres Medianseptum in der Brachialklappe besitzen. Die Steinkerne der Stielklappen kann man am besten nach Ausbildung der Divarikatoreneindrücke unterscheiden. Diese sind bei *Athyris undata* herzförmig und ziemlich breit, bei *Athyris Rauffii* hingegen sehr schmal und langgestreckt. Sind die Eindrücke der Divarikatorenmuskeln auf dem Steinkern nicht erhalten, so kann man Steinkerne der beiden Arten noch nach der verschiedenen Beschaffenheit des Sinus erkennen. Der Sinus von *Athyris undata* ist meist breit, auch ziemlich tief und wölbt sich ganz allmählich von den Seitenteilen aus ein. Bei *Athyris Rauffii* ist er erheblich flacher und besitzt eine mehr rinnenförmige Beschaffenheit, die durch eine, besonders bei älteren Exemplaren sich bemerkbar machende schärfere Begrenzung des Sinus hervorgerufen wird. Sehr zuverlässig ist das zuletzt vorgesehene Unterscheidungsmerkmal jedoch nicht, da auch gelegentlich einmal Formen von *Athyris Rauffii* vorkommen, bei denen der Sinus sich ebenfalls ganz all-

mählich von den Seitenteilen aus einsenkt. Ich habe auf Taf. 11, Fig. 2 ein derartiges Exemplar abgebildet.

In die Verwandtschaft von *Athyris Rauffü* gehören ferner *Athyris concentrica* v. BUCH, *A. caeraesana* STEIN., *A. caeraesanoides* n. sp., *A. globula* FUCHS, *A. avirostris* KRANTZ.

Es wurden 16 Stielklappen und 5 Brachialklappen untersucht.

16. *Athyris caeraesanoides* n. sp.

Taf. 10, Fig. 8a, 8b, 9a, 9b, 10, 11.

Von dieser Art liegen eine größere Anzahl isolierter Brachial- und Stielklappen als Schalenexemplare sowie auch als Steinkerne vor. Ihre Zusammengehörigkeit ergab die Skulptur der äußeren Schalenoberfläche.

Stielklappe: Umriß halbkreisförmig bis querelliptisch. Wölbung der Schale mäßig stark. Wirbel schwach eingekrümmt, meist nur wenig über den Schloßrand erhoben. Zahnstützen kurz und nach innen gekrümmt. Muskeleindrücke schwach. Zu beiden Seiten des Sinus eine flache Falte. Sinus auf Schale und Steinkern erst unterhalb der Endigung der Zahnstützen beginnend.

Brachialklappe: Umriß querelliptisch. Wölbung etwas geringer als bei der Stielklappe. Sattel sehr niedrig, oben gerundet, ohne scharfe Grenze sich aus den Seitenteilen emporwölbend. Medianseptum sehr schwach, fast genau bis zur Schalenmitte reichend.

Äußere Schalenoberfläche beider Schalen mit konzentrischen Anwachsringen, die in unregelmäßigen Abständen von einander entfernt liegen; auf den Steinkernen öfter einige wenige Runzeln.

Athyris caeraesanoides steht der *Athyris caeraesana* STEIN. ziemlich nahe. Beide Arten besitzen die gleichen Wölbungsverhältnisse der Schalen, sowie einen von 2 Falten eingefassten, wenig vertieften, rinnenförmigen Sinus. Sie unterscheiden sich aber schon im äußeren Umriß der Schale, welcher bei *A. caeraesana* gerundet fünfseitig, bei *A. caeraesanoides* halbkreisförmig bis querelliptisch ist. Ferner sind die Falten, die bei beiden Arten den Sinus einfassen, bei *A. caeraesana* stark ausgebildet, ja oft kantenförmig scharf, bei unserer Form hingegen sehr flach und gerundet. Auch einzelne Brachialklappen sind recht gut von

einander zu unterscheiden. Die Brachialklappe von *Athyris caeraesana* hat einen ziemlich niedrigen Sattel, der, leidlich gut begrenzt, sich von den Seitenteilen aus aufwölbt. Der Sattel von *Athyris caeraesanoides* ist noch niedriger als bei *A. caeraesana*, und die Grenze zwischen ihm und den Seitenteilen ist vollständig verwischt.

Außer *Athyris caeraesana* sind mit *A. caeraesanoides* verwandt: *A. avirostris* KRANTZ, *Athyris undata* DEFRANCE, *A. Rauffii* n. sp., *A. globula* FUCHS und *A. concentrica* v. BUCH.

17. *Athyris globula* A. FUCHS.

Taf. 11, Fig. 6, 7.

Hier von liegen nur eine fragmentarische Stielklappe und eine Brachialklappe als Steinkerne vor.

Stielklappe: Umriß gleicht einem Fünfeck mit abgerundeten Ecken. Wölbung in der Mitte der Schale schwach, am Wirbel und nach dem Stirnrande zu stärker. Wirbel wenig über den Schloßrand erhoben. Sinus sehr flach und schmal, am Stirnrande ein wenig breiter werdend. Zahnstützen ziemlich schmal und etwas nach innen zu gekrümmt. Muskeleindrücke sehr schwach.

Brachialklappe: Umriß querelliptisch. Wölbung kräftig, in der Symmetrieebene am stärksten. Sattel niedrig, oben gerundet, allmählich, ohne bestimmte Grenze aus den Seitenteilen aufsteigend. Medianseptum sehr schmal, bis in die Mitte der Schale reichend.

Oberfläche der Steinkerne glatt.

Athyris globula wurde zuerst von FUCHS in den Hunsrückschiefern und im Untercoblenz gefunden. Sie gehört zur nächsten Verwandtschaft von *Athyris undata* und *concentrica*. Von beiden Arten ist sie aber leicht zu unterscheiden. Hierbei ist in erster Linie die verschiedene Tiefe des Sinus zu nennen. Der Sinus von *Athyris globula* ist rinnenförmig und sehr flach, während derjenige von *A. concentrica* und *A. undata* ziemlich tief ist und sich nach dem Stirnrande zu mehr und mehr verbreitert. Auch eine einzelne Brachialklappe läßt sich leicht allein bestimmen und von denen der nächsten Verwandten gut unterscheiden. Die Brachialklappe von *Athyris globula* besitzt einen niedrigen Sattel,

der sich ganz allmählich aus den Seitenteilen emporwölbt. *Athyris undata* und *A. concentrica* haben dagegen beide hohe Sättel, von denen die beiden Seitenteile einer jeden Klappe gut getrennt erscheinen.

Neben *Athyris undata* und *A. concentrica* sind als verwandte Formen von *A. globula* zu nennen: *A. Rauffii* n. sp., *A. caeraesanooides* n. sp., *A. caeraesana* STEIN., *A. avirostris* KRANTZ.

18. *Athyris* n. sp. aff. *Davousti* DE VERNEUIL.

Taf. 10, Fig. 12.

Es liegt der Steinkern einer einzelnen Stielklappe mit dem dazu gehörigen Abdruck der äußeren Schalenenseite vor. Der Umriß, die Wölbung der Schale, sowie die Skulptur der äußeren Schalenoberfläche gleichen vollkommen denen der *Athyris Davousti*. Unsere Form unterscheidet sich aber von der letzteren dadurch, daß die den Sinus begrenzenden Falten bei ihr erheblich schwächer sind und der Sinus selbst etwas schmaler und flacher ist als bei der französischen Art.

Sie gehört mit *Athyris Davousti* und *A. aliena* DREVERMANN zusammen in eine Gruppe.

19. *Megalanteris Archiaci* DE VERNEUIL

liegt in fünf gut erhaltenen Exemplaren vor.

20. *Rhynchonella (Uncinulus) pila* SCHNUR.

Es liegen eine Reihe gut erhaltener zweiklappiger Steinkerne und Schalenexemplare vor. Diese Art ist nächst *Rh. daleidensis* die häufigste *Rhynchonella* der Erbslochgrauwacke.

Bei der Präparation des Rhynchonellenmaterials löste ich unter anderem einige Kalkschalen in Salzsäure auf, die ich vorher als *Rhynchonella princeps* var. *gibba* BARR. (BARRANDE, Syst. Silur. Pl. 121 II, Fig. 1 a, c, e, 2 a, b, d (nicht Fig. 3—7)) bestimmt hatte. Als Steinkerne erhielt ich die der *Rhynchonella pila*. Es ist daher wahrscheinlich, daß diese von BARRANDE als Varietät von *Rhynchonella princeps* aufgefaßte Form mit *Rhynchonella pila* identisch ist. Um diese Frage endgültig zu entscheiden, müßte man auch

die Steinkerne der böhmischen Art zum Vergleich heranziehen. Leider ist das zurzeit noch nicht möglich, da weder BARRANDE noch ein späterer Autor Steinkerne von *Rhynchonella princeps* var. *gibba* aus Böhmen beschrieben oder abgebildet hat.

21. *Rhynchonella daleidensis* F. ROEMER.

Die aus dem rheinischen Schiefergebirge und dem Harz bekannte Art ist auch in der Erbslochgrauwacke keine Seltenheit. Die meisten im rheinischen Schiefergebirge vorkommenden Exemplare haben 3, nur wenige einmal 4 Rippen im Sinus. Bei den Formen aus der Erbslochgrauwacke ist dieses Verhältnis gerade umgekehrt. Im übrigen haben sie aber vollkommen den Habitus der rheinischen *Rhynchonella daleidensis*.

22. *Rhynchonella* cf. *Dannenbergi* KAYSER mut. *minor* DREV.

Taf. 11, Fig. 10.

Hierzu habe ich 2 isolierte Brachialklappen gestellt, die sich von den durch DREVERMANN¹⁾ beschriebenen Oberstadtfelder Formen nur durch ihre viel schwächere Radialberippung unterscheiden.

23. *Atrypa reticularis* LINN.

Diese in obersilurischen und devonischen Ablagerungen so verbreitete Art liegt auch aus der Erbslochgrauwacke in einer größeren Anzahl von Schalenexemplaren und Steinkernen vor. Bemerkenswert ist, daß die einzelnen Individuen der Art erhebliche Größe (bis 4 cm) erreichen.

24. *Atrypa reticularis* var. *aspera* SCHLOTH.

Hierzu sind zwei kleine Brachialklappen zu stellen, von denen die eine der Marburger Universitätssammlung gehört. Jedenfalls ist diese wohlbekannte, durch ihre groben Falten und lamellöschuppigen Anwachsringe ausgezeichnete Varietät in der Erbslochgrauwacke eine Seltenheit.

¹⁾ DREVERMANN, Fauna der Unterkoblenzschichten von Oberstadtfeld. Palaeontographica Bd. 49, S. 107, Taf. XIII, 16—21. 1902.

25. *Pentamerus galeatus* DALM.

Diese im Obersilur, Unter- und Mitteldevon so verbreitete Art fehlt auch in der Erbslochgrauwacke nicht. Die beiden Stielklappen, welche mir vorliegen, zeigen eine mäßig starke Berippung, die in der Gegend des Wirbels obsolet wird.

An Größe übertreffen beide Exemplare die aus dem Harz bekannt gewordenen Formen der Art um das Doppelte.

26. *Pentamerus* n. sp.

Taf. 10, Fig. 7.

Es liegt nur eine Stielklappe als Steinkern vor. Äußerer Umriß der Form wie bei *Pentamerus galeatus*. Wirbel stark eingekrümmt. Medianseptum schwach und sehr kurz. Sattel flach und breit, nur zwischen Schalenmitte und Stirnrand erkennbar; auf ihm 6 schwache, gerundete Falten, die in der Wirbelgegend obsolet werden.

Unser Steinkern zeigt in Bezug auf äußeren Umriß und Berippung manche Ähnlichkeit mit dem Steinkern von *Pentamerus galeatus*. Immerhin unterscheidet er sich doch recht wesentlich von der anderen Art. Vor allem erscheint seine Wirbelgegend lange nicht so aufgeblasen, als bei *Pentamerus galeatus*. Dies gibt seiner äußeren Form auch ein bedeutend eleganteres Aussehen. Ferner ist das Medianseptum der vorliegenden Art auffällig dünn und kurz, während *Pentamerus galeatus* ein keilförmiges, kräftiges Medianseptum besitzt.

Zur Aufstellung einer neuen Art reicht dieser einzelne Steinkern nicht aus.

27. *Orthis triangularis* ZEILER.

Taf. 9, Fig. 4a, 4b, 5.

1854. *Orthis circularis* SCHNUR: Brachiop. der Eifel, Palaeont. Bd. III, S. 218, Taf. 39, Fig. 1.
 1857. » *triangularis* ZEILER: Verst. der älteren rheinischen Grauwacke, Verh. des naturhist. Ver. der preuß. Rheinl. u. Westf., Bd. 14, S. 45, Fig. 12, 13 (non 14, 15, 16).
 1886. » *subelegantula* MAUBER: Rechtsrhein. Unterdevon, S. 18.
 1888. » *lodanensis* FRECH: Umg. von Haiger, Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. VIII, Heft 3, S. 32, Taf. III, Fig. 4, 4a, 4b, 4c, 4γ.

1888. *Orthis dorsoplana* FRECH: Umg. von Haiger, Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. VIII, Heft 3, S. 34, Taf. III, Fig. 5, 5a, 5b, 5c.
 1889. » *triangularis* F. SANDBERGER: Entwicklung der unt. Abt. d. devon. Syst. in Nassau, Jahrbuch des Nassauischen Vereins für Naturkunde, S. 50.

Auf die Selbständigkeit dieser Art wurde zuerst von ZEILER hingewiesen. Noch SCHNUR hatte sie mit *Orthis circularis* vereinigt. Aber auch ZEILER gelang eine scharfe Trennung der 2 Arten nicht vollkommen, da er noch gewisse Formen aus der Gruppe der *Orthis circularis* in diese Art mit einbegriff. Ferner beschrieb FRECH aus dem Obercobleuz von Haiger 2 *Orthis*-Arten, *Orthis lodanensis* und *Orthis dorsoplana*, die, wie F. SANDBERGER später erkannte, beide mit *Orthis triangularis* identisch waren. Desgleichen vereinigte SANDBERGER die von MAURER aufgestellte *Orthis subelegantula* mit unserer Art.

Die in der Erbslochgrauwacke gefundenen wenigen Stücke sind kreisrund. Stielklappe stark gewölbt. Wirbel eingekrümmt. Area ziemlich hoch. Brachialschale vollkommen flach, mit einem sehr undeutlichen Sinus. Äußere Schalenskulptur aus feinen Radialrippen bestehend, die sich nach dem Rande zu gabeln. Muskeleindrücke der Stielklappe sehr schwach. Zahnstützen kurz und kräftig. Muskeleindrücke der Gegenklappe ungefähr dreieckig, durch eine gerundete Medianleiste getrennt, die ziemlich bis zur Schalenmitte reicht. Begrenzungslinien der Muskeleindrücke nach dem Stirnrande zu undeutlich.

Orthis triangularis gehört zur Gruppe der aus dem Obersilur bekannten und dort weit verbreiteten *Orthis elegantula*, deren aller nächste Verwandte sie wohl ist. Schalenexemplare beider Arten sind nicht von einander zu unterscheiden, nur ihre Steinkerne zeigen einen kleinen Unterschied, auf den schon FRECH (l. c.) früher aufmerksam gemacht hat. Der Stielklappensteinkern von *Orthis elegantula* besitzt nämlich im Wirbel eine innen gerundete, ziemlich tiefe, mediane Einsenkung, die bei *Orthis triangularis* fehlt. FRECH gibt noch einige weitere Unterschiede zwischen den beiden Arten an, die sich vor allem auf die Berippung der Schale und die Muskeleindrücke in der Brachialklappe beziehen. Ich kann jedoch seine Angaben hierüber nicht bestätigen. Nach meinen

Beobachtungen sind die Berippung sowie die Ausbildung jener Muskeleindrücke bei beiden Arten nicht verschieden.

Orthis triangularis war bisher nur aus den Obereoblenzschichten bekannt.

28. *Orthis Gervillei* DEFRANCE.

Taf. 10, Fig. 3.

1886. *Orthis Gervillei* OEHLERT: Fossiles devoniens. Annales des Sciences géologiques. Tome 19, pag. 46, pl. IV, fig. 45—47.

Unter dem mir von Herrn Professor KAYSER aus Marburg zugesandten Material befand sich auch der Abdruck einer Brachialschale, welche zu der von OEHLERT (l. c.) als *Orthis Gervillei*-typus ausführlich beschriebenen Art gehört. Ich verweise daher an dieser Stelle auf die Arbeit OEHLERT's. Bemerkte sei nur, daß die kräftigen Rippen in der Wirbelgegend, welche sich nach dem Stirnrande zu in feinere Strahlen auflösen, bei der Kellerwalder Form etwas zahlreicher sind als bei dem französischen Typus.

29. *Orthis striatula* SCHLOTHEIM.

Taf. 9, Fig. 1a, 1b, 2.

Diese wohlbekannteste, über die ganze Erde verbreitete Form fehlt auch in der Erbslochgrauwacke nicht. Es liegen zwei Brachialklappensteinkerne vor, von denen der eine zu einem Jugendexemplar gehört und sich durch besonders lange, fast bis zur Mitte reichende Zahnstützenspalten auszeichnet.

30. *Orthis Fuchsii* n. sp.

Taf. 9, Fig. 10—13.

Dieser neuen Art liegen einige sehr gut erhaltene Brachialklappensteinkerne zu Grunde.

Umriß fast kreisrund. Wölbung schwach, aber gleichmäßig. Sattel fehlend. Zahnstützen kurz und kräftig, einen Winkel von knapp 90° miteinander bildend. Die beiden halbkreisförmigen Muskeleindrücke ziemlich schwach und klein, nur bis zum ersten Drittel der Schale vom Wirbel bis nach dem Stirnrande zu reichend. Zwischen ihnen ein kurzer, flacher, gerundeter Kiel. Oberfläche des Steinkerns mit sehr feinen radialen Linien bedeckt.

Zu dieser Brachialklappe gehört vielleicht eine Stielklappe, die auf Taf. 9, Fig. 12, 13 abgebildet ist. Als Grund für diese Annahme möchte ich angeben, daß erstens beide Klappen den gleichen, annähernd kreisförmigen Umriß haben, und daß zweitens die Wölbungsarten beider Klappen sehr gut zu einander passen. Die Brachialklappe ist nämlich schwach konvex gewölbt, die andere Klappe fast flach. Ihrem Habitus nach gleicht die vorliegende Stielklappe am besten einer solchen von *Orthis circularis*, welcher die Wölbung fehlt. Stirnrand bei älteren Exemplaren nach außen umgebogen. Muskeleindrücke bei älteren Formen sehr groß, durch feine radial verlaufende Leistchen zerschlitzt, ihrem gesamten Umriß nach ungefähr von der Gestalt eines Kreissektors, dessen Zentriwinkel von 60° am Wirbel liegt. Zwischen den beiden Muskelzapfen ein gerundeter, kreisförmiger Kiel, welcher bei Jugendformen oben im Wirbel, bei älteren Exemplaren ein Stück unter dem Wirbel beginnt und nur bis zum Ende der großen Muskeleindrücke reicht. Dicht unter dem Wirbel die herzförmigen Divarikatorenmuskeleindrücke, die in der Jugend noch von dem Medianseptum getrennt werden, später aber sich dermaßen entwickeln, daß sie das Septum fast vollkommen zwischen sich verdrängen, und so der Beginn des Septums erst vor ihnen zu liegen scheint. Äußere Schalenoberfläche fein radial gestreift. Näheres ließ sich hierüber nicht feststellen, da die vorliegenden Schalenexemplare alle zu stark abgerieben waren. Oberfläche der Steinkerne meist ganz glatt, selten längs des Stirnrandes mit schwachen Kerben versehen.

Nähere verwandtschaftliche Beziehungen zwischen der vorliegenden Art und den bisher bekannten scheinen nicht zu bestehen. Sollte es sich bestätigen, daß jene beiden von mir oben beschriebenen Schalen zusammengehören, so wird man unsere Art als Vertreter einer neuen Gruppe anzusehen haben.

31. *Orthis* cf. *Trigeri* DE VERNEUIL.

Taf. 9, Fig. 6a, 6b, 7a, 7b, 8, 9.

Die aus der Erbslochgrauwacke bekannt gewordenen und hierher gehörigen Formen unterscheiden sich von der echten *Orthis*

Trigeri hauptsächlich durch ihren querelliptischen Umriß. Bei der typischen *Orthis Trigeri* ist er mehr subquadratisch. Ferner erscheint bei den vorliegenden Exemplaren die Brachialklappe etwas schwächer gewölbt als die Stielklappe, während bei der französischen Form Brachial- und Stielklappe eine gleichstarke Wölbung besitzen.

Stielklappe: Umriß querelliptisch, bisweilen fast kreisrund. Wölbung mäßig stark konvex, in der Symmetrieebene am bedeutendsten. Area mäßig hoch. Schloßrand gebogen. Zahnstützen kurz und dick. Muskeleindrücke lanzettförmig und sehr kräftig, nach dem Stirnrand zu undeutlich begrenzt.

Brachialklappe: Umriß querelliptisch. Wölbung in der Wirbelgegend fast fehlend, nach dem Stirnrande zu stärker werdend. Stirnrand nach außen etwas umgeschlagen. Sinus schwach und sehr schmal, gelegentlich gänzlich fehlend. Muskeleindrücke der Adduktoren nierenförmig, sehr kräftig und nach allen Seiten hin scharf begrenzt. Eindrücke der Divarikatorenmuskeln ebenfalls kräftig, etwas unterhalb des Wirbels gelegen.

Äußere Schalenoberfläche der Klappen mit einfach dichotomierenden Radiallinien bedeckt. Oberfläche der Steinkerne glatt, selten am Stirnrande mit einer schwachen Kerbung versehen.

Da die nächste Verwandte unserer *Orthis cf. Trigeri* die *Orthis Trigeri* selbst ist, gilt in bezug auf die verwandtschaftlichen Beziehungen für beide dasselbe. Ich verweise daher auf die Ausführungen OEHLERT'S¹⁾, der in seiner Arbeit »*Quelques fossiles devoniens*« dieses Kapitel ausführlich behandelt.

32. *Orthis* n. sp.

Taf. 10, Fig. 5.

Eine einzelne Stielklappe liegt als Steinkern vor. Äußerer Umriß fünfseitig. Stirnrand in der Mitte schwach ausgebogen. Zahnstützen kräftig, etwas nach innen gekrümmt, bis zur Mitte der Schale reichend. Der von ihnen seitlich eingeschlossene Muskelzapfen sehr groß und kräftig, ungefähr doppelt so lang als breit; seine Oberfläche mit einer feinen Längsstreifung. Längs des

¹⁾ OEHLERT, *Quelques fossiles devoniens*. *Annales des Sciences Géol.* 1886, p. 51.

Stirnrandes auf der Oberfläche des Steinkerns Randkerben, die auf eine Radialstreifung der äußeren Schalenoberfläche schließen lassen.

Die vorliegende Form besitzt zu bisher bekannten *Orthis*-Arten keine näheren, verwandtschaftlichen Beziehungen. Man wird sie daher als Vertreter einer neuen Gruppe betrachten müssen.

33. *Strophomena (Leptagonia) rhomboidalis* WAHLENBERG.

Es liegen nur sehr wenige Exemplare der typischen *Strophomena rhomboidalis* vor. Häufiger als sie ist die aus dem Harz bekannt gewordene Varietät.

34. *Strophomena (Leptagonia) rhomboidalis* var. *Zinkeni* A. ROEMER.

1878. *Strophomena rhomboidalis* var. *Zinkeni* KAYSER: Fauna der älteren Devonablagerungen des Harzes. Abhdl. zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Bd. II, Heft 4, S. 189, Taf. 29, Fig. 19, 20.

Sie unterscheidet sich von der Hauptform durch die große Regelmäßigkeit der konzentrischen Runzelung, sowie durch den mehr halbkreisförmigen Umriß. Eine besonders schwache Ausbildung der Radialstreifen, die für die Harzer Formen typisch ist, habe ich an meinem Material nicht beobachtet.

35. *Strophomena (Leptagonia) Bouéi* BARRANDE.

Taf. 10, Fig. 1, 2.

1848. *Leptaena Bouéi* BARRANDE: Haidinger's Naturw. Abhandlung. II, S. 237, Taf. 23, Fig. 1—3.

1879. *Strophomena Bouéi* BARRANDE: Syst. Silur. V, pl. 45, taf. 29—37.

Das Material, welches mir hiervon vorliegt, besteht etwa in einem Dutzend fragmentarischer Einzelklappen, die teils als Schalenexemplare, teils als Steinkerne erhalten sind. Immerhin ist es mir damit möglich, die BARRANDE'sche Beschreibung unserer Art wesentlich zu ergänzen.

Stielklappe: Wölbung in der Wirbelgegend vollkommen fehlend. Seitenteile nach dem Stirnrand zu hoch aufgewölbt. Schale am Stirnrand nach oben umgebogen, median eine breite Zunge bildend, die in einen entsprechenden Ausschnitt der Gegenklappe eingreift. Muskeleindrücke der Adduktoren sehr kräftig, zusammen von elliptischem, nahezu kreisförmigem Umriß und scharf

begrenzt, in der Mitte durch ein kräftiges Medianseptum voneinander getrennt. Muskeleindrücke der Divarikatoren als schmale, dreieckige, glatte Felder zwischen denen der Additoren. Muskeleindrücke der Adduktoren schwach radial gestreift. Schloßrand sehr lang, fast um $\frac{2}{5}$ länger als die größte Breite der Schale.

Brachialklappe: Schale in der Symmetrieebene vollkommen ohne Wölbung, nur kurz vor dem Stirnrande etwas nach unten umgebogen. Seitenteile, entsprechend der Gegenklappe, stark nach abwärts gewölbt. Muskeleindrücke der Adduktoren sehr kräftig und scharf begrenzt, von der Form zweier kurzer Haken, die mit den spitzen Teilen zusammen gehalten werden, und deren Hakenenden nach außen gekehrt sind; ihre Oberfläche mit radial verlaufenden Runzeln verziert. Medianseptum am Wirbel kräftig, zwischen den beiden Muskelzapfen sich sehr stark verschmälernd, bis über die Schalenmitte hinaus nach vorn reichend.

Schalen beider Klappen ziemlich dick; ihre äußere Oberfläche mit feinen radialen Linien verziert, auf denen dicht neben einander eine große Anzahl feiner Poren liegt. Als konzentrische Verzierung der äußeren Schalenoberfläche 8–9 Runzeln, die nach dem Stirnrande zu allmählich immer kräftiger werden. Steinkerne ohne konzentrische Runzelung und radiale Linienskulptur; ihre Oberfläche nur mit radial angeordneten Poren bedeckt.

Strophomena Bouéi ist von BARRANDE in den Kalken von Konjeprus, die das älteste Unterdevon in Böhmen vertreten, entdeckt worden. Kürzlich teilte mir Herr Dr. FUCHS mit, daß er sie auch im Untercoblentz von Dahlheim bei St. Goarshausen am Rhein gefunden hätte.

Nähere Verwandte unserer Art sind zurzeit nicht bekannt. SCHNUR¹⁾ weist darauf hin, daß seine *Leptaena caudata* aus den Kalken von Blankenheim und Gerolstein sehr an *Strophomena Bouéi* erinnere. Jedoch ist bei *Leptaena caudata* der Stirnrand gerade nach der entgegengesetzten Seite umgebogen wie bei der vorliegenden Art.

¹⁾ SCHNUR, Brachiopoden der Eifel, Palaeontograph., Bd. III, S. 224, Taf. 42. Fig. 4a, b, c. 1854.

36. *Strophomena* (Strophodonta?) *Verneuili* BARRANDE.

Taf. 10, Fig. 4.

1848. *Leptaena Verneuili* BARRANDE: HAIDINGER's Naturw. Abhandlung, II, S. 219, Taf. 21, Fig. 13—15.
 1855. » *Bischofi* A. ROEMER: Beitr. III, S. 115, Taf. 17, Fig. 4.
 1858. » » GIEBEL: Silur. Fauna des Unterharz. S. 51, Taf. 4, Fig. 5.
 1878. *Strophomena Verneuili* KAYSER: Fauna der älteren Devonablagerungen des Harzes. Abh. zur geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. II, Heft 4, S. 196, Taf. 29, Fig. 5, 6.
 1879. » *Bouei* BARRANDE: Syst. Silur., Vol. V, p. 198, pl. 42, fig. 23—28.

Hierher gehört eine einzelne fragmentarische Stielklappe, die mit den von BARRANDE gegebenen Abbildungen von *Strophomena Verneuili* gut übereinstimmt.

Strophomena Verneuili wurde zuerst von BARRANDE in den Kalken von Konjeprus gefunden. Später wies sie auch E. KAYSER in den Devonablagerungen des Harzes nach.

37. *Strophomena* (Strophodonta) *Sedgwicki* d'ARCHIAC und DE VERNEUIL.

Diese Art ist nur durch eine fragmentarische Brachialklappe vertreten. Die charakteristische Berippung der *Strophomena Sedgwicki* läßt aber schon bei einem Bruchstück eine sichere Bestimmung zu.

38. *Strophomena* (Strophodonta) *subcircularis* n. sp.

Taf. 9, Fig. 3a, 3b.

Diese Art ist auf Grund eines sehr gut erhaltenen Brachialklappensteinkerns aufgestellt worden.

Umriss fast kreisrund. Wölbung der Schale mittelstark, aber regelmäßig. Schloßrand sehr kurz, mit einer großen Anzahl von parallel stehenden Schloßzähnen versehen, die nach den gerundeten Ecken des Schloßrandes zu immer kräftiger werden. Schloßrand des Steinkerns am Buckel zwei schwach divergierende Schloßfortsätze zeigend. In der Symmetrieebene des Steinkerns ein feiner Spalt, der von einem wenig einschneidenden, kurzen Medianseptum herrührt. Muskeleindrücke der Adduktoren sehr groß; ihre Begrenzung nach dem Stirnrande zu undeutlich. Divarikatorenmuskleindrücke von elliptischer Form, ganz oben am Wirbel gelegen; zwischen ihnen das Medianseptum nur sehr schwach entwickelt.

Oberfläche des Steinkerns mit schwachen, divergierenden Radiallinien bedeckt.

39. Strophomena (Strophodonta) explanata SOWERBY.

Diese Art ist nur durch einige wenige Stielklappensteinkerne vertreten.

40. Leptaena lepis BRONN.

Taf. 10, Fig. 6.

Es liegen eine größere Anzahl gut erhaltener, isolierter Brachial- und Stielklappen als Steinkerne und Schalenexemplare vor, die ihre Zugehörigkeit zu der bisher nur aus dem Mitteldevon bekannten Art außer Zweifel stellen.

41. Orthothetes umbraculum SCHLOTHEIM.

Eine in der Erbslochgrauwacke nicht seltene Art, von der eine große Anzahl Schalenexemplare und Steinkerne vorliegt. Den Rippen fehlt, wie bei allen unterdevonischen Exemplaren dieser Art, die feine Körnelung, die man bei dem mitteldevonischen *Orthothetes umbraculum* fast stets beobachten kann.

42. Chonetes sarcinulata SCHLOTHEIM.

Diese im rheinischen Unterdevon allenthalben vorkommende Art findet sich, wenngleich ziemlich spärlich, auch in der Erbslochgrauwacke. Weit seltener noch als *Chonetes sarcinulata* ist

43. Chonetes plebeja SCHNUR,

von der nur eine einzige wenig gut erhaltene Brachialklappe vorliegt.

44. Chonetes dilatata ROEMER.

Als Vertreter dieser Art liegen nur drei schlecht erhaltene Stielklappen vor. Hiernach scheint auch *Chonetes dilatata* wie alle übrigen Chonetesarten zu den selteneren Versteinerungen der Erbslochgrauwacke zu gehören.

45. Discina grandis VAUXEM.

Taf. 11, Fig. 8a, 8b, 8c.

1842. *Orbicula grandis* VAUXEM: Geological Report Third District. 1842, pag. 152—153, fig. 4.

1867. *Discina grandis* JAMES HALL: Natural History of New York, part. VI. vol. 4. pag. 17. pl. 1, fig. 17, pl. 2. fig. 32—33.

Diese Art ist nur durch eine unvollständige, nicht durchbohrte Klappe vertreten. Das vorliegende Exemplar ist einseitig gewölbt und besitzt annähernd die Form eines schiefen Kegels, dessen Spitze 9 mm über der elliptischen Grundfläche liegt. Schale dunkel und hornig, auf der äußeren Oberfläche mit dicht gedrängt liegenden, feinen, konzentrischen Anwachsstreifen versehen. Skulptur auf dem Steinkern die gleiche, nur erheblich schwächer.

Discina grandis war bisher nur aus Amerika bekannt, von wo sie VAUXEM und HALL aus den Hamiltonschichten beschrieben haben.

46. *Discina* sp.

Taf. 11, Fig. 9a, 9b, 9c.

Es liegt noch ein Steinkern einer durchbohrten Klappe mit dem dazugehörigen Abdruck vor, der sich wesentlich von der vorhergehenden Art unterscheidet.

Eine mittelgroße Form von der Gestalt eines geraden Kegels mit elliptischer Grundfläche. Höhe der Schale 7 mm, größte Breite der Grundfläche 18 mm, geringste Breite 12 mm. Oberfläche des Steinkerns mit sehr feinen, nicht zu eng stehenden Anwachsringen versehen. Auf der äußeren Schalenoberfläche kräftige breite Anwachsstreifen, zwischen denen noch feinere, nur mit der Lupe erkennbare Ringe lieggn.

Unsere Art ist zweifellos neu, jedoch erscheint mir die Gründung einer neuen *Discina*-Art auf ein vereinzelt Stück nicht ratsam.

47. *Craniella cassis* ZEILER?

Hierher gehört wahrscheinlich der ziemlich stark abgeriebene Steinkern einer Dorsalschale. Muskeleindrücke sind auf ihm nur sehr undeutlich zu erkennen. Die Wölbungsverhältnisse und der äußere Umriß unserer Form sprechen sehr für die Zugehörigkeit zu *Craniella cassis*.

Außerdem fanden sich noch einige wenige Formen, die bei den oben angeführten Arten nicht untergebracht werden konnten, deren schlechte Erhaltung aber eine nähere Bestimmung nicht zuließ.

Unter den sämtlichen angeführten Brachiopodenarten spielen die Spiriferen die Hauptrolle, von denen nicht weniger als 15 Arten in der Erbslochgrauwacke nachgewiesen sind. Aber nicht allein an Artenzahl übertreffen die Spiriferen alle übrigen Brachiopodenarten, sondern ebenso an Zahl der Individuen. Hier steht wiederum an erster Stelle *Spirifer fallax*, von dem mir allein gegen 200 Exemplare vorgelegen haben. Nächst ihm gehören zu den gewöhnlichsten Formen *Spirifer Hercyniae*, *Sp. Bischofi*, *Sp. scutiformis*. Weniger häufig sind *Spirifer excavatus*, *Sp. Denckmanni*, *Sp. carinatus*, *Sp. latecostatus*. Zu den Seltenheiten gehören *Spirifer arduennensis*, *Sp. hystericus*, *Sp. densbergensis*, *Sp. aff. daleidensis*, *Sp. secans*, *Sp. bornicensis*. Von den übrigen Brachiopodengattungen sind einige Rhynchonellenarten am häufigsten, unter ihnen im besonderen *Rhynchonella daleidensis*. Nicht selten sind ferner *Atrypa reticularis*, *Orthothetes umbraculum*, *Rhynchonella pila*, *Leptaena lepis*, *Orthis* cf. *Trigeri*, *Strophomena Bouéi*, *Athyris Rauffii*, *Athyris caeraesanoides*. Weniger häufig findet man *Orthis Fuchsii*, *Strophomena rhomboidalis*, *Strophomena rhomboidalis* var. *Zinkeni*, *Orthis triangularis* und *Strophomena explanata*. Alle übrigen Arten sind sehr selten.

Zweierlei ist für die beschriebene Brachiopodenfauna besonders charakteristisch:

1. Das vollständige Fehlen der Rensselaerien und
2. Das Zusammenvorkommen von Arten, die sonst entweder nur im alten Unterdevon (*Spirifer Bischofi*, *Spirifer hystericus*, *Spirifer excavatus*) oder nur im obersten Unterdevon (*Orthis striatula*) und im Mitteldevon (*Leptaena lepis*) auftreten.

In beiden Beziehungen erinnert unsere Fauna an die des Hercyns im Harz. Die dortigen Schichten haben das Alter des älteren Unterkoblenz. Auch hier fehlen die Rensselaerien gänzlich, und es findet sich *Spirifer Bischofi* und *Spirifer excavatus* aus den Siegener Schichten zusammen mit *Orthis striatula* aus dem Obereoblenz.

Nach DENCKMANN'S Auffassung ist die Erbslochgrauwacke

hercynisches Unterdevon, d. h. eine besondere kalkige Ausbildung des Unterdevons mit einer charakteristischen Brachiopoden- und Trilobitenfauna. Ausschließlich in hercynischen Ablagerungen sind von den oben angeführten Arten gefunden worden: *Spirifer secans* und *Strophomena Vernevili*. Alle übrigen Arten, abgesehen natürlich von den neuen, kommen mehr oder weniger häufig auch im rheinischen Unterdevon vor. Andererseits fehlen in der Erbslochgrauwacke eine ganze Anzahl von Formen, die sonst das Hercyn auszeichnen, z. B. *Rhynchonella Henrici*, *Spirifer sericeus*, *Spirifer togatus* u. a. Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Brachiopodenfauna der Erbslochgrauwacke in mancher Beziehung zwar hercynischen Charakter trägt, daß es aber zweckmäßig ist, mit einem endgültigen Urteil darüber zu warten, bis die Bearbeitung der gesamten Fauna abgeschlossen ist.

Das geologische Alter der Erbslochgrauwacke läßt sich schon jetzt mit ziemlicher Sicherheit angeben.

In der Einleitung wurde erwähnt, daß sich im Hangenden der Erbslochgrauwacke transgredierendes Untercoblenz, im Liegenden Obersilur vorfindet.

Danach könnte das Alter der Erbslochgrauwacke entweder das der Siegener Schichten, oder das des älteren Untercoblenz sein. Nun kommt aber in der Erbslochgrauwacke eine Reihe von Formen vor (z. B. *Spirifer Hercyniae*, *Spirifer carinatus*), die den Siegener Schichten fremd sind; ferner fehlen in ihr die charakteristischen Leitfossilien der Siegener Schichten (*Spirifer primaevus*, *Rensselaeria crassicaosta*). Es können also die Siegener Schichten als Äquivalent der Erbslochgrauwacke nicht in Betracht kommen. Sie ist mithin tieferes Untercoblenz.

Die folgende Tabelle zeigt, in wieweit die in der Erbslochgrauwacke vorkommenden Brachiopoden in den unterdevonischen Ablagerungen des Harzes und Böhmens, sowie in dem älteren rheinischen Unterdevon auftreten.

	Erbsloch- grauwacke	Unterdevo- nisches Hercyn des Harzes	Etag F ₂ von Barrande, Kalke von Konjeprus	Rheinisches Unterdevon		
				Siegener Schichten	Huns- rück- schiefer	Unter- coblenz
<i>Spirifer fallax</i>					?	?
<i>Spirifer Hercyniae</i>						
<i>Spirifer arduennensis</i>						
<i>Spirifer Bischofi</i>						
<i>Spirifer</i> n. sp. aff. <i>daleidensis</i> .						
<i>Spirifer hystericus</i>						?
<i>Spirifer carinatus</i> typus						
<i>Spirifer carinatus</i> mut. <i>crassicosta</i>						
<i>Spirifer densbergensis</i>						
<i>Spirifer excavatus</i>						
<i>Spirifer scutiformis</i>						
<i>Spirifer Denckmanni</i>						
<i>Spirifer latecostatus</i>						
<i>Spirifer secans</i>						
<i>Spirifer bornicensis</i>						
<i>Atrypa reticularis</i>						?
<i>Atrypa reticularis</i> var. <i>aspera</i> .						
<i>Athyris Rauffii</i>						
<i>Athyris caeraesanoides</i>						
<i>Athyris globula</i>						
<i>Athyris</i> aff. <i>Davoustii</i>				?		?
<i>Megalanteris Archiaci</i>						
<i>Rhynchonella pila</i>			?			
<i>Rhynchonella daleidensis</i>						
<i>Rhynchonella</i> cf. <i>Dannenbergi</i> mut. <i>minor</i>						
<i>Pentamerus galeatus</i>			?			
<i>Pentamerus</i> n. sp.						
<i>Orthis triangularis</i>						
<i>Orthis Gervillei</i>						
<i>Orthis striatula</i>						
<i>Orthis Fuchsii</i>						
<i>Orthis</i> cf. <i>Trigeri</i>						
<i>Orthis</i> n. sp.						
<i>Strophomena rhomboidalis</i> . . .						

	Erbsloch- grauwacke	Unterdevo- nisches Hercyn des Harzes	Etage F ₂ von Barrande, Kalke von Konjeprus	Rheinisches Unterdevon		
				Siegener Schichten	Huns- rück- schiefer	Unter- coblenz
<i>Strophomena rhomboidalis</i> var.						
<i>Zinkeni</i>						
<i>Strophomena Bouei</i>						
<i>Strophomena Verneuli</i>						
<i>Strophomena Sedgwicki</i>						
<i>Strophomena subcircularis</i>						
<i>Strophomena explanata</i>						
<i>Leptaena lepis</i>						
<i>Orthothetes umbraculum</i>						
<i>Chonetes sarcinulata</i>						
<i>Chonetes plebeja</i>						
<i>Chonetes dilatata</i>						
<i>Discina grandis</i>						
<i>Discina</i> sp.						
<i>Craniella cassis?</i>						

Berlin, den 11. November 1909.

Pflanzenreste aus dem Posener Ton.

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

Hierzu Tafel 12—15.

Im Oktober 1907 wurden beim Abteufen eines Wetterschachtes der Moltkegrube bei Crone a. Br., Kreis Bromberg in der Provinz Posen, bei ca. 20 m Teufe in einem grauen Tone Abdrücke von Pflanzenresten entdeckt; die geologische Stellung der Fundschicht ist der hangende Teil der unter dem »Posener Tone« liegenden Tertiärgruppe, die zum Obermiocän gestellt wird.

Durch Herrn Geh. Bergrat Prof. Dr. JENTZSCH wurde auf der Moltkegrube ein Material von über 200 Platten mit Pflanzenresten gesammelt, das mir zur Untersuchung übergeben wurde; außerdem erhielt ich neuerdings durch Herrn Prof. PFUHL mehrere Tonstücke mit Pflanzenresten aus der Sammlung des Kaiser-Friedrich-Museums in Posen, die teils von Rataj bei Posen, teils ebenfalls von der Moltkegrube stammen.

Von Rataj liegen nur Bruchstücke von Blättern der *Ficus tiliaefolia* A. BR. sp. vor; die Reste von der Moltkegrube aus dem Posener Museum finden sich in einem dunkelgrauen, dünnschichtigen Tone, der mit dicht aufeinandergehäuften, aber nur mangelhaft erhaltenen Blattbruchstücken von schwärzlicher Färbung erfüllt ist. Nach einer Mitteilung des Herrn Geh. Bergrat JENTZSCH könnten diese Fundstücke möglicherweise einer anderen Schicht angehören als die in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Reste von der Moltkegrube, weshalb sie vorsichtigerweise gesondert aufgeführt werden.

Das Schichtenprofil der Moltkegrube und dessen stratigraphische Stellung sind in dem folgenden Aufsätze von A. JENTZSCH beschrieben.

Die untersuchten Tonstücke enthalten eine sehr große Menge pflanzlicher Abdrücke, zumeist freilich nur Bruchstücke von Blättern dicotyler Pflanzen, daneben eine Anzahl von Fruchtresten.

Eine Besprechung verdienen nur die folgenden Fossilien:

Coniferae.

Taxodium distichum miocenium HEER.

HEER: Miocäne baltische Flora, S. 18, Taf. II, III, Fig. 6—7.

Von dieser überaus verbreiteten Conifere des Tertiärlandes fand sich nur der etwas undeutliche Abdruck eines Zapfens, auf dessen Wiedergabe verzichtet werden kann.

cf. *Widdringtonia helvetica* HEER.

Taf. 12, Fig. 5, 6, Taf. 14, Fig. 1 b, Taf. 15, Fig. 2, 4, 7.

HEER: Flora tertiaria Helvetiae I, p. 48, t. XIV, fig. 2—17.

Literatur s. MENZEL: Gymnospermen der Nordböh. Braunkohlenformation, Abh. Isis, Dresden 1900, S. 99, Taf. V, Fig. 6—8.

W. strobilis ovalibus, squamis 4 lignosis, verticillatim dispositis, apice mucronatis, maturis hiantibus; seminibus ad squamam quamcunque 1—3 ovatis, anguste alatis.

In mehreren Exemplaren sind Fruchtreste vertreten, die mit den Zapfen von *Widdringtonia helvetica* HEER große Übereinstimmung aufweisen; zum Teil handelt es sich nur um isolierte Zapfenschuppen (Taf. 15, Fig. 2, 4), andernteils liegen zusammenhängende Zapfen vor (Taf. 12, Fig. 5, 6, Taf. 14, Fig. 1 b, Taf. 15, Fig. 7); diese sind länglich oval, 15—18 mm lang und bestehen aus vier, mehr oder weniger klaffenden, holzigen Schuppen, von denen auf einer Platte gewöhnlich nur zwei oder drei erkennbar sind.

So wenig wie an den schweizerischen und böhmischen zu *W. helvetica* gestellten Zapfen ist an den vorliegenden Exemplaren eine am Rücken herabgeschobene Spitze der Zapfenschuppen zu bemerken; dagegen ist an mehreren Stücken die zu einem kleinen

Schnabel verlängerte, einwärts gerichtete Schuppenspitze deutlich vorhanden, die HEER bei einigen seiner abgebildeten Zapfen zur Darstellung bringt.

Leider war in dem gesamten Materiale keine Spur von belaubten Zweigen zu entdecken; trotz der weitgehenden Übereinstimmung der vorliegenden Reste mit den Zapfen der HEER'schen *Widdringtonia* kann ich dieselben nicht mit voller Bestimmtheit als zu dieser gehörig ansprechen; es ist immerhin nicht unmöglich, daß es sich bei ihnen um andersartige Fruchtreste handelt.

Monocotyledoneae.

Verschiedene Abdrücke monocotyledoner Blattreste, die an *Typha* und *Poacites* sp. erinnern, sind zu unbedeutend, um mehr als kurze Erwähnung zu verdienen.

Dicotyledoneae.

Populus sp. cf *Heerii* SAP.

Taf. 13, Fig. 11 a, 14.

- SAPORTA: Etudes sur la végétation du Sud-est de la France à l'époque tertiaire I, p. 87, pl. VII, fig. 3.
 » Révision de la flore des gypses d'Aix II, p. 42, pl. IX, fig. 27, 28.
 » Dern. adjonctions à la flore fossile d'Aix en Provence II, p. 21, pl. II, fig. 9, pl. IV, fig. 10—14.
 LESQUEREUX: Contr. to the fossil floras of the western territories III. The Cretaceous and tertiary floras, p. 157, pl. XXX, fig. 1—8, pl. XXXI, fig. 11.

P. foliis longe petiolatis, ovato-ellipticis vel lanceolatis, e basi ovata sursum elongatis, breviter acuminatis, tenuiter calloso-dentatis; nervo primario valido; secundariis infimis productionibus, ceteris inflexis, arcuatim conjunctis, extus ramosis nervis tertiariis reticulatis.

Die beiden Blattfragmente, Taf. 13, Fig. 11 a und 14, erlauben, so unvollständig sie sind, vermöge ihrer ausgeprägten Nervatur und ihrer wohl erhaltenen Randbeschaffenheit eine Ergänzung zu Blättern, die sich mit Pappelblättern vergleichen lassen.

Insbesondere mit den Blättern von *P. Heerii* SAP., aber auch mit langgestreckten Blättern von *P. glandulifera* HEER. [Flor. tert.

Helv. II, p. 17, tab. LVIII, fig. 5—11; Flora foss. alaskana, p. 26, t. II, fig. 1, 2; Contrib. à la flore foss. du Portugal, p. 25, pl. XXI, fig. 5, 6, pl. XXII, fig. 2] stimmt die Randbildung und die Nervatur unserer Blattstücke so überein, daß in ihnen wohl Reste einer diesen ähnlichen Pappel erblickt werden dürfen.

Betula prisca ETT.

Taf. 14, Fig. 4.

ETTINGSHAUSEN: FOSS. FLORA VON WIEN, S. 11, Taf. I, Fig. 15, 17,

Lit. s. MENZEL: Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, S. 31.

B. foliis petiolatis, ovatis vel ovato-ellipticis, breviter acuminatis, basi productis vel rotundatis vel truncatis vel leniter cordatis, inaequaliter duplicato-serratis; nervatione craspedodroma; nervo primario basi prominente, recto; secundariis angulis 35—40° egredientibus, oppositis vel alternantibus, utrinque 7—9, aequè distantibus, 5—8 mm inter se remotis, subrectis, parallelis, saepe nervis externis denticulos marginis attingentibus instructis; nervis tertiariis densis, flexuosis, angulis subrectis exeuntibus.

Mehrere Blätter gehören zu der weitverbreiteten *Betula prisca* ETT. und zwar — wie das Taf. 14, Fig. 4 abgebildete Blatt — zu den Formen mit eiförmiger Blattgestalt und schwach herzförmig ausgerandeter Basis.

Betula Brongniarti ETT.

Taf. 15, Fig. 3.

ETTINGSHAUSEN: FOSS. FLORA VON WIEN, S. 12, Taf. I, Fig. 16, 18.

Lit. s. MENZEL: Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen S. 37.

B. foliis petiolatis, basi ovatis vel subcordatis, ovatis vel ovato-oblongis, acuminatis, inaequaliter vel duplicato-serratis; nervis secundariis craspedodromis, in utroque latere 10—15 parallelis, subrectis, infimis ramosis, angulis 50—55° egredientibus, 3—6 mm inter se remotis; nervis tertiariis tenuibus, transversis.

Unter den Blättern der Posener Tone befindet sich ein ziemlich gut erhaltenes Blatt, das in den Formenkreis der *Betula Brongniarti* gehört. Das Taf. 15, Fig. 3 abgebildete Blatt stimmt sowohl mit den Darstellungen, die ETTINGSHAUSEN von *B. Brong-*

niarti gibt, überein, wie mit den Blättern von *B. speciosa* RÉROLLE [Végét. foss. de Cerdagne; Revue des sc. nat. 3 sér., t. IV, No. I, p. 187, pl. IV, fig. 1—3]; unter den lebenden Birken kommt es manchen Formen von Blättern der *B. lenta* WILLD. am nächsten.

In der Beschreibung der Senftenberger Tertiärflora habe ich darauf hingewiesen, daß höchstwahrscheinlich die fossilen *B. Brongniarti* ETT., *B. Dryadum* BRGT. (im Sinne SAPORTA's), *B. speciosa* RÉR. und einige andere nur die unbedeutend variierenden Formen einer Birkenart sind, deren entsprechende rezente Art *B. lenta* WILLD. ist.

Alnus rotundata GOEPP.

Taf. 13, Fig. 13, Taf. 14, Fig. 2.

GOEPPERT: Tertiärflora von Schossnitz, S. 12, Taf. 4, Fig. 4.

Lit. s. MENZEL: Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen, S. 41.

A. foliis petiolatis, ovatis vel ovato-rotundatis, acuminatis, basi subcordatis vel rotundatis, margine fere lobiformibus, inaequaliter duplicato-dentato-serratis; nervis secundariis utrinque 6—11, angulis subacutis exorientibus, craspedodromis, ramis externis instructis, infimo basilari margini parallelo.

Die beiden Blattreste, Taf. 13, Fig. 13, Taf. 14, Fig. 2 bieten völlige Übereinstimmung mit den Blättern von *Alnus rotundata*, die aus den Senftenberger Tonen beschrieben wurden, insbesondere durch die lappenartige Doppelzahnung des Blattrandes, mit der sie auch an *Alnus corylifolia* LESQUEREUX [Contrib. to the miocene flora of Alaska, Proc. of United States National Museum Vol V, 1882, p. 446, pl. VII, fig. 1—4] erinnern.

Zu dieser Erle gehört vielleicht der undeutliche Abdruck eines Zäpfchens (Taf. 13, Fig. 2), welcher schlanker als die Zäpfchen von *Alnus Kefersteinii* GOEPP. sp., denen von *A. gracilis* UNG. ähnelt, aber länger gestreckt ist.

Corylus Mac Quarrii FORBES sp.

Taf. 12, Fig. 7b, 8, 9, 10, Taf. 13, Fig. 1, 3, 5, 6, 7, 11b, Taf. 14, Fig. 1a, 3, 6, 7, 10, Taf. 15, Fig. 5, 8, 9.

Alnites (?) *Mac Quarrii* FORBES: Notes on the vegetable remains from Ardtun Head, Quart. Journal of the geologicae society

- of London 1851, Vol. VII, part. 1, p. 103,
pl. IV, fig. 3.
- Corylus Mac Quarrü* HEER: Flora fossilis arctica I, p. 104, 133, 149, 159, tab.
VIII, fig. 9—12, tab. IX, fig. 1—8, tab. XVII,
fig. 5d, tab. XIX, fig. 7c, tab. XXI, fig. 11c, tab.
XXII, fig. 1—6, tab. XXIII, fig. 1, tab. XXVI,
fig. 1a, 2—4, tab. XXXI, fig. 5.
- » » » » Flora fossilis Alaskana, p. 29, tab. III, fig. 9, tab. IV.
- » » » » On the fossil flora of North Greenland, p. 469,
pl. XLIX, fig. 5.
- » » » » Miocäne Flora und Fauna Spitzbergens, S. 56,
Taf. XI, Fig. 10—13, Taf. XIII, Fig. 35b.
- » » » » Beiträge zur fossilen Flora Spitzbergens, S. 72,
Taf. XV, Fig. 1—4, Taf. XXVIII, Fig. 7, Taf. XXIX,
Fig. 2.
- » » » » Miocäne Flora der Insel Sachalin, S. 34, Taf. VII,
Fig. 8, 9a.
- » » » » Beiträge zur fossilen Flora von Sachalin, S. 6.
- » » » » Miocäne Flora von Grinnell-Land, S. 33, Taf. V,
Fig. 9, Taf. VI, Fig. 3—6, Taf. VIII, Fig. 9a, Taf.
IX, Fig. 1.
- » » » » Nachträge zur miocänen Flora Grönlands, S. 11,
14, 15, Taf. III, Fig. 9.
- » » » » Beiträge zur miocänen Flora von Nord-Canada,
S. 14, Taf. I, Fig. 1, 2b.
- » » » » Flora fossilis Grönlandica II, p. 82, tab. LXVI,
fig. 6.
- » » » LESQUERREUX: Contrib. to the fossil floras of the western
territories II. The tertiary flora, p. 144,
pl. XVIII, fig. 9—11.
- » » » » ibid. III. The cretaceous and tertiary floras,
p. 223, pl. XLIX, fig. 4.
- » » » NEWBERRY: The later extinct floras of North America, p. 61,
pl. XXXII, fig. 5, pl. XLVIII, fig. 4.
- » » » LESTER WARD: Synopsis of the flora of the Laramie Group,
p. 551, pl. XXXIX, fig. 7.
- » » » » Types of the Laramie flora, p. 30, pl. XIII,
fig. 7.
- » » » SCHIMPER: Traité de paléontologie végétale II, p. 598.
- » » » ZWANZIGER: Beiträge zur Miocänflora von Liescha, S. 35,
Taf. VIII, Fig. 3, 4.
- » » » ETTINGSHAUSEN: Fossile Flora von Sagor I, S. 21, Taf. IV,
Fig. 20, 21.
- » » » STEGER: Die schwefelführenden Schichten von Kokoschütz
in Oberschlesien, S. 14.
- » » » MENZEL: Flora des tertiären Polierschiefers von Sulloditz,
Abh. der nat. Ges. Isis, Bautzen, 1896/97, S. 11.

- Alnus pseudoglutinosa* GOEPPERT: Tertiärflora der Polarländer 1861.
Corylus grosse-dentata HEER: Flora tertiaria Helvetiae II, p. 44, t. LXXIII,
 fig. 18, 19.
 » » ENGELHARDT: Tertiärflora des Jesuitengrabens, S. 24, Taf. 3,
 Fig. 34.
 » » » Tertiärflora von Berand, S. 14.

C. foliis petiolatis, variae magnitudinis, obovatis vel ovato-oblongis, basi emarginatis, interdum profunde cordato-emarginatis, apice acuminatis, margine duplicato — triplicato-serratis, saepius sublobato-serratis; nervatione craspedodroma; nervis secundariis distinctis, strictis vel paulo curvatis, angulis acutis, inferioribus angulis obtusioribus emissis, infimis approximatis, ceteris aequae inter se distantibus, praecipue inferioribus ramos externos in dentes secundarios emittentibus; nervis tertiariis angulis subrectis egredientibus, subarcuatis, numerosis.

Diese Haselart ist besonders eingehend durch HEER in den Bänden der Flora fossilis arctica von verschiedenen Orten des Polargebietes beschrieben und in ihren mannigfachen Formen abgebildet worden; sie findet sich weit verbreitet vom Oligocän bis ins Obermiocän in den Schichten von Ardtun Head, Menat in der Auvergne, Oeningen, Sagor in Krain, Liescha in Steiermark, in Nordböhmen, Schlesien, auf Island, Spitzbergen, Grönland und anderorts im Polargebiet und auf Sachalin; in Nordamerika ist sie vielleicht schon seit dem Eocän (Laramieformation) vorhanden.

Aus dem Tal des Flusses Buchtorma am Fuße des Altai beschreibt SCHMALHAUSEN [Palaeontographia XXXIII. Bd., p. 203; t. XIX, fig. 15] einen Blattrest, der sich ebensowohl mit *Corylus avellana* L. wie mit *C. Mac Quarrii* vergleichen läßt.

Von den lebenden *Corylus*-Arten steht *C. Mac Quarrii* der über Europa, Nordafrika und Nordasien verbreiteten *C. avellana* L. am nächsten.

Unter den Pflanzenresten aus den Tonen der Moltkegrube stellt die überwiegende Mehrzahl Blätter dar, die zu den verschiedenen Formen der *C. Mac Quarrii* gezogen werden müssen. Die hier gebotenen Abbildungen geben nur einige Formen der in Größe und Form außerordentlich stark variierenden Blätter

wieder. Am häufigsten fanden sich mittelgroße Blätter, eiförmig bis elliptisch, von 6—10 cm Länge bei 4—5 cm Breite mit herzförmiger Basis und doppeltgesägtem Rande; vom Mittelnerven gehen 10—12 Paare gegen- oder wechselständiger, straffer oder wenig aufwärts gebogener Sekundärnerven unter spitzen Winkeln aus, die in die Hauptzähne auslaufen; die unteren Sekundärnerven entspringen unter stumpferen Winkeln und stehen dichter aneinander; zuweilen treten am Grunde fast strahlig ausgehende Sekundärnerven auf; die Sekundärnerven, besonders die der unteren Blatthälfte senden äußere Seitenäste aus, die in die Randzähne zweiter Ordnung eintreten; mitunter weisen diese Zähne noch kleine Nebenzähne auf. Zwischen den Sekundärnerven verlaufen dichtgestellte, unter wenig spitzen Winkeln entspringende Tertiärnerven von schwach gebogenem Verlauf, die teils durch Verästelung, teils durch Queranastomosen mit einander verbunden sind und am Rande in die feinsten Randzähne auslaufen.

Neben dieser häufigsten Blattform treten verschiedene kleinere Blätter von übereinstimmender Bauart und vereinzelt Bruchstücke größerer Blätter auf, die wie das Taf. 13, Fig. 3 abgebildete Fragment der *forma macrophylla* HEER's [Flora foss. arct. I, p. 105, Flora foss. Alaskana, p. 30] entsprechen und eine deutliche Lappenbildung des Blattrandes erkennen lassen.

In der Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen [S. 43, Taf. II, Fig. 7, 11, 12] wurden einige Blattreste beschrieben, die ich -- freilich nicht ganz ohne Bedenken -- mit *Corylus insignis* HEER verglich. Nachdem ich die reiche Musterkarte von Formen der *C. Mac Quarrii* aus den Posener Tonen untersucht und dadurch das Vorkommen dieser Haselnußart im norddeutschen Tertiär kennen gelernt habe, nehme ich nicht Anstand, die in jener Abhandlung ausgesprochene Ansicht dahin zu korrigieren, daß die fraglichen Senftenberger Blattreste ebenfalls zu *C. Mac Quarrii* gehören; sie stimmen in der Tat mit vielen der Posener Blätter besser überein, als mit denen von HEER's *C. insignis*.

Die Annahme, daß im Miocän des Senftenberger Reviers wie

der Posener Tone bereits ein Vorläufer unserer heute einheimischen Haselnuß, als welcher *C. Mac Quarrii* angesprochen wird, vorhanden war, findet eine Stütze in dem Auftreten zahlreicher Hasel Früchte, die in der Senftenberger Flora S. 136 als *C. Avellana* L. *fossilis* beschrieben wurden; wenn dort angeführt wurde, daß von den Senftenberger Haselnüssen sich die von HEER zu *C. Mac Quarrii* gestellten Früchte durch tiefe Furchung der Kerne unterscheiden, so ist die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß diese Furchung nur eine zufällige, durch Eintrocknung und Schrumpfung entstandene Erscheinung sein kann.

***Ficus tiliaefolia* A. BR. sp.**

Taf. 12, Fig. 1, 3, 7a, Taf. 14, Fig. 12.

Cordia tiliaefolia A. BRAUN: BRAUN'S Jahrb. 1845, S. 170.

Lit. s. FRIEDRICH: Beiträge zur Tertiärfloora der Provinz Sachsen, S. 103.

ENGELHARDT: Flora der unteren Paludinenschichten des Capligrabens, Abh. Senck. Nat. Ges. Bd. XVIII, S. 183.

F. foliis longe petiolatis, amplis, firmis, subrotundatis, oblique ovatis vel ovato-oblongis, basi cordatis, plerumque inaequilateris, apice rotundatis vel plus minus acuminatis, integerrimis; nervatione actinodroma; nervis basilaribus 5—7, uno excentrico prominentiore, stricto, in utroque latere angulis acutis nervos secundarios 3—5 arcuatim adscendentes, camptodromos emittente; ceteris nervis basilaribus palmatim divergentibus et — quoad superiores — ramis externis arcuatim conjunctis instructis; nervis tertiariis angulis subrectis egredientibus, transversis, subarcuatis, partim furcatis.

Zahlreiche Reste aus den Posener Tonen sowohl von der Moltkegrube wie von Rataj gehören zu der vom Unteroligocän bis ins Pliocän in Europa und Nordamerika weit verbreiteten *Ficus tiliaefolia* A. BR. sp., die von HEER mit der lebenden *F. mymphaeifolia* L. des tropischen Amerika, von FRIEDRICH mit *F. obtusa* HASSK. von Java und anderen asiatischen *Ficus*-Arten verglichen wird.

Die mir vorliegenden Reste gehören Blättern von verschiedener Größe an; von größeren sind meist nur Bruchstücke vorhanden; ihr Vergleich mit den zahlreich vorhandenen Abbildungen und

Beschreibungen der *F. tiliaefolia* läßt ihre Zugehörigkeit zu dieser Art nicht zweifelhaft sein.

Ficus cf. Titanum ETT.

Taf. 14, Fig. 5.

ETTINGSHAUSEN: Tertiärflora von Bilin I, S. 77, Taf. XXII, Fig. 12.

F. foliis subcoriaceis, ovatis, basi obtusis, apice acuminatis, aequaliteris, integerrimis; nervatione actinodroma; nervis basilaribus 5, medio validiore, inferioribus adscendentibus, ramis externis instructis, infimis gracilibus; nervis secundariis in utroque latere mediani 4—6 angulis acutis orientibus, adscendentibus, primo strictis, deinde juxta marginem arcuatim conjunctis; nervis tertiariis angulis subrectis emissis, densis, subparallelis, flexuosis.

Das Taf. 14, Fig. 5 abgebildete Fossil stellt ein eiförmiges, symmetrisch gebautes Blatt dar, das 6 cm Länge bei 4 cm größter Breite mißt; es ist am Grunde stumpf abgerundet, nach vorn verjüngt; vom Ansatz des nicht erhaltenen Stieles gehen 5 Hauptnerven in die Blattspreite, deren mittelster, stärker als die übrigen, zur Spitze verläuft; das nächste Paar der Basalnerven steigt schwach gebogen nach aufwärts bis etwas über die Blattmitte und anastomosiert bogenförmig mit den ersten Sekundärnerven des Hauptnerven; auf den Außenseiten geben diese Basalnerven kräftige Seitenäste ab, die ebenfalls bogenförmig mit einander verbunden sind; die untersten Basalnerven sind schwächer entwickelt und von kürzerem Verlaufe. Vom Mittelnerven treten unter spitzen Winkeln von etwa 40—45° jederseits 4—6 Sekundärnerven aus, die den zweiten Basalnerven parallel, anfangs gestreckt verlaufen, dem Rande nahe aber sich aufwärts biegen und bogenförmig untereinander verbinden; die Felder zwischen ihnen sind von dichtstehenden Tertiärnerven ausgefüllt, die unter nahezu rechten Winkeln entspringen und etwas geschlängelt und teilweise gablig verzweigt verlaufen.

Das vorliegende Blatt läßt sich mit mehreren in der Tertiärliteratur als *Ficus*-Arten beschriebenen Fossilien vergleichen.

Die meiste Übereinstimmung zeigt es mit *Ficus Titanum*

ETT., von der es nur durch das minder steile Ansteigen der zweiten Basalnerven und geringere Zuspitzung abweicht. ETTINGSHAUSEN vergleicht *F. Titanum* mit der lebenden *F. superstiosa* LINK aus Ostindien; diese Art besitzt in der Regel allerdings Blätter mit langausgezogener Spitze, daneben aber auch kurz zugespitzte Blätter, und mit diesen läßt sich unser Blatt in der Tat wohl vergleichen.

Weitere Ähnlichkeit bietet unser Blattrest mit zwei *Ficus*-Arten des nordamerikanischen Tertiärs:

Ficus microphylla LESQUEREUX [Report on the fossil plants of the auriferous gravel deposits of the Sierra Nevada, p. 18, pl. IV, fig. 10, 11] hat Blätter von gedrungenerer Form mit weniger zahlreichen Sekundärnerven.

Ficus spectabilis LESQUEREUX [Tertiary flora of the western territories, p. 199, pl. XXXIII, fig. 4—6] besitzt dem unseren sehr ähnliche Blätter, weicht aber durch die größere Zahl der Sekundärnerven ab.

Prunus Hartungi HEER.

Taf. 14, Fig. 11.

HEER: Miocäne baltische Flora, S. 49, Taf. XII, Fig. 3, 4.

— Flora fossilis Grönlandica II, p. 137, t. XCII, fig. 5, 6.

P. foliis membranaceis, ovato-ellipticis, argute-serrulatis; nervis secundariis valde camptodromis, arcubus a margine remotis, ramulos in dentes marginis emittentibus; nervis tertiariis retem tenerrimum formantibus.

Der Blattrest, Taf. 14, Fig. 11 läßt sich unschwer zu einem eiförmigen Blatte ergänzen, das mit den von HEER als *P. Hartungi* beschriebenen Blättern aus dem Samlande und aus Grönland wohl übereinstimmt. Es ist etwas größer gewesen als HEER's Blätter, bietet aber dieselbe Form, dieselbe scharfe Randzahnung und den gleichen Verlauf der Sekundärnerven, die sich entfernt vom Rande in Bogen verbinden und Ästchen in die Randzähne abgeben; die Felder zwischen den Sekundärnerven sind ebenso, wie es HEER, Balt. Flora, Taf. XII, Fig. 4b darstellt, von einem dichten Netzwerke feiner, polygoner Maschen ausgefüllt.

Celastrus cf. dubius UNG.

UNGER: Genera et species plant. foss. p. 460.

» Foss. Flora von Sotzka, S. 47, Taf. XXX, Fig. 15, 16.

» Sylloge plant. foss. II, p. 9, t. II, fig. 6—8.

ENGELHARDT: Tertiärflora des Jesuitengrabens, S. 56, Taf. 14, Fig. 20, 21, 26.

» Tertiärflora von Berand, S. 32.

C. foliis petiolatis, ovato-ellipticis, coriaceis, apice obtusiusculis, crenatis, nervis secundariis tenuibus, angulis acutis orientibus.

Ein in beiden Abdrücken vorliegender, nicht ganz vollständiger Blattrest, auf dessen bildliche Wiedergabe verzichtet wird, stimmt mit den ledrigen, eiförmigen, am Rande gekerbten Blättern, die aus dem Tertiär von Sotzka und Radoboj wie von mehreren Orten Böhmens als *Celastrus dubius* UNG. beschrieben wurden, deren Zugehörigkeit aber kaum sichergestellt ist, gut überein.

Acer otopterix GOEPP.

Taf. 12, Fig. 2.

GOEPPERT: Beiträge zur Tertiärflora Schlesiens (Palaeontogr. II) S. 279, Taf. XXXVIII, Fig. 3, 4.

UNGER: Pflanzenreste von Prevali, S. 5, Fig. 1.

HEER: Flora tert. Helv. III, p. 199, t. CLV, fig. 15.

» Mioc. balt. Flora, S. 93, Taf. XXIX, Fig. 1—4.

» Flor. foss. arct. I, p. 122, 152, t. XXVIII, fig. 1—13, t. L, fig. 10.

» Flor. foss. Grönlandica II, S. 127.

SCHIMPER: Traité de pal. végét. III, p. 146, t. C, fig. 19.

ZWANZIGER: Beitr. zur Miocänflora von Liescha, S. 70, Taf. XXVI, Fig. 2.

ENGELHARDT: Über Tertiärpflanzen von Grünberg in Schlesien, Schriften der Königsb. phys. ökon. Ges. 1886, XXVII.

WINDISCH: Beitr. zur Kenntnis der Tertiärflora von Island, S. 47.

A. fructibus permagnis, nucula ovali, ala oblonga, apice rotundata, multinervosa.

Es liegt nur das untere Bruchstück einer großen Flügel- frucht vor, das mit den großen Früchten von *A. otopterix*, besonders mit den von HEER aus den Tertiärschichten Islands im 1. Band der Flora fossilis arctica abgebildeten Exemplaren verglichen werden kann.

Phyllites anamirtaceus n. sp.

Taf. 15, Fig. 1, 6.

Ph. foliis amplis, membranaceis, late ovatis, apice acuminatis,

basi cordatis, subinaequalibus, integerrimis; palmatim quinque-nerviis; nervis basilaribus extus ramosis, ascendentibus, cum nervis secundariis post intervallum e mediano angulis 45—60° orientibus juxta marginem arcuatim conjunctis; nervis tertiariis numerosis, flexuosis, partim ramosis, transversis, angulis acutis e secundariis egredientibus.

Die beiden auf Taf. 15, Fig. 1, 6 abgebildeten Blattstücke gehören höchstwahrscheinlich Blättern derselben Art an und erlauben eine Ergänzung zu großen, ganzrandigen, ovalen Blättern von häutiger Beschaffenheit, die vorne stumpf zugespitzt, am Grunde schwach ausgerandet und etwas unsymmetrisch waren; von dem starken Ansatz des nur etwa 1 cm lang erhaltenen kräftigen Stieles laufen fünf Basalnerven in die Blattspreite aus, deren seitliche mit Außenästen versehen sind, während vom Mittelnerven entfernt stehende Sekundärnerven unter halbrechten, nach der Blattspitze zu unter etwas stumpferen Winkeln abgehen, die zunächst gestreckt verlaufen und nahe dem Rande, ebenso wie die Außenäste der Basalnerven, sich in flachen Bogen verbinden. Die Felder zwischen ihnen sind von querlaufenden, feinen, gebogenen und z. T. verzweigten Tertiärnerven in längliche Felderchen geteilt.

Die vorliegenden Blattreste erinnern an die Blätter von *Ficus tiliacifolia* A. BR., sind aber von diesen durch die dünnere Textur und die schwächeren Nerven sofort zu unterscheiden.

Unter den Blättern bekannter Tertiärpflanzen lassen sich verschiedene mit unseren Resten vergleichen:

Das Fragment Figur 6, das den vorderen Teil eines Blattes darstellt, erinnert an manche Blätter von *Pterospermites spectabilis* HEER [z. B. Beiträge zur mioc. Flora von Nord-Canada, Taf. II, Fig. 2; Flora foss. Grönlandica II, t. XCII, fig. 7], doch kommt den Blättern dieser Art eine völlig abweichende Bildung des Blattgrundes zu.

Ebenso weicht *Apeibopsis Desloesi* GAUD. sp. [HEER, Flor. tert. Helv. III, p. 41, t. CIX, fig. 9—11] bei übereinstimmender Bildung der vorderen Blatthälfte durch die Beschaffenheit der Blattbasis erheblich ab.

Nicht unähnlich sind die Blätter von *Polygonum cuspidatum*

S. et Z. *fossile* NATHORST [Z. foss. Flora Japans, S. 30, Taf. X, Fig. 16]; aber auch hier ist der Blattgrund anders gebildet.

Ferner bieten mehrere Blätter, die SAPORTA aus den Tuffen von Sézanne beschreibt, Anklänge an unsere Fossilien:

Sterculia modesta SAPORTA [Prodrome d'une flore fossile des travertins anciens de Sézanne, Mém. de la Soc. géol. de France, 2e série, tome VII, p. 401, pl. XXXIII, fig. 2] hat ähnlichen Nervenverlauf, besitzt aber nur drei Basalnerven und ist am Grunde abgerundet bezw. gestutzt.

Sterculia variabilis SAPORTA [ibid. p. 400, pl. XXXIII, fig. 6, 7] hat eine verjüngte Blattbasis mit steiler aufsteigenden 3—5 Basalnerven; im übrigen bietet die Nervatur viel Übereinstimmendes.

Mit keiner bisher beschriebenen fossilen Art lassen sich unsere Reste völlig identifizieren.

Unter den lebenden Pflanzen finden sich mancherlei analoge Blattformen; z. B. sind die Blätter von *Büttneria catalpifolia* JACQ. zwar stärker vorn zugespitzt und mit dichter stehenden Sekundärnerven ausgestattet, im übrigen aber recht übereinstimmend.

Ähnliche Blätter besitzt *Paulownia imperialis* SIEB. et ZUCC. Das Auftreten einer tertiären Form von *Paulownia* hat LAURENT in den Tuffen des Cantal nachgewiesen. Er beschreibt [Annales de la faculté des sciences de Marseille, tome XIV, 3, p. 135 und tome XV, 7, p. 177] eine *Paulownia europaea* und stellt zu dieser mehrere von den Autoren als *Ficus tiliaefolia* (p. p. bei ETTINGSHAUSEN), *Dombeyopsis Decheni* (p. p. bei LUDWIG) und *Tilia expansa* (SAPORTA et MARION) beschriebene Blattfossilien.

Aber sowohl LAURENT's *Paulownia europaea* wie die lebende *P. imperialis* SIEB. et ZUCC. sind durch ausgesprochen dichotome Verzweigung der Sekundärnerven ausgezeichnet, und eine solche besteht bei unseren Blättern nicht.

Eine weitere Ähnlichkeit bieten die Posener Blattreste mit den Blättern mehrerer rezenter *Catalpa*-Arten, denen aber stärkere Sekundärnerven eigen sind.

Die bemerkenswerteste Übereinstimmung unserer Blattreste finde ich mit den Blättern der lebenden Menispermacee *Anamirta*

Cocculus WIGHT et ARN. Die Übereinstimmung ist in Bezug auf Anordnung und Stärkeverhältnisse der Nervatur eine ganz ausgesprochene, nur ist den Blättern der genannten rezenten *Anamirta* eine mehr vorgezogene Blattspitze und ein symmetrischer Blattgrund eigentümlich, und diese Abweichung hält mich ab, die Posener Fragmente zu dieser Gattung zu stellen; ich beschränke mich darauf, sie unter einer unbestimmten Bezeichnung, die die erwähnte Ähnlichkeit nur andeutet, aufzuführen und lasse die Frage ihrer Zugehörigkeit zu einer bestimmten Gattung vorläufig offen.

Von SAPORTA und MARION (Recherches sur les végétaux fossiles de Meximieux p. 264, pl. XXXI, fig. 4–7, pl. XXXII, fig. 1) sind aus dem Pliocän von Meximieux Menispermaceen-Blätter als *Cocculus latifolius* beschrieben worden, mit denen diese Autoren verschiedene der von HEER aus dem Grönländer Miocän als *Populus arctica* bezeichneten Blätter in Zusammenhang bringen.

Die Blätter von Meximieux bieten einige Anklänge an die Posener Reste; letztere weichen aber von ihnen ab durch den anfangs gestreckten, zum Rande bogenförmig umbiegenden Verlauf der seitlichen Basalnerven und der Sekundärnerven, während diese Nerven bei *Cocculus latifolius* ausgesprochen geknickt und gabelig verzweigt sind.

Nicht unerwähnt lassen möchte ich, daß die Blätter, die GOEPPERT [Beiträge zur Tertiärflora Schlesiens, Palaeontogr. II, t. XXXVII, fig. 2a, 2c] als *Dombeyopsis aequalifolia* bzw. *Acer Beckerianum* bezeichnet, und die von verschiedenen Autoren zu *Ficus tiliaefolia* gezogen worden sind, mit unseren Resten in ihrer Form und in der Verteilung und den Stärkeverhältnissen ihrer Nerven weit größere Ähnlichkeit darbieten als mit den Blättern von *Ficus tiliaefolia*.

Phyllites elacodendroides n. sp.

Taf. 12, Fig. 4, Taf. 13, Fig. 12.

Aus der Sammlung des Kaiser-Friedrich-Museums liegen zwei Blattbruchstücke vor, die größeren, bis 10 cm langen und bis 6 cm breiten Blättern von eiförmiger Gestalt angehört haben

mögen; beide Reste, leider sehr unvollkommen erhalten, gehören ledrigen Blättern mit grobkerbig gezähntem Rande an; von dem sehr kräftigen Mittelnerven gehen dichtstehende Sekundärnerven unter spitzen, der Basis nahe unter fast rechten Winkeln aus, die sich gabelig teilen und bogenförmig mit ihren Gabelästen untereinander verbunden sind; die Felder zwischen ihnen werden von Tertiärnerven, die unter spitzen Winkeln entspringen, in längliche Felderchen geteilt.

Diese Reste erlauben eine Deutung nicht; es sei nur erwähnt, daß sie sich mit den Blättern mancher *Elaeodendron*-Arten vergleichen lassen.

Außer den in Vorstehendem beschriebenen Resten fanden sich in dem untersuchten Material noch verschiedene Abdrücke von Früchten und Samen, die eine genaue Deutung nicht zulassen. Erwähnt seien nur folgende:

Carpolithes cf. Aristolochiae.

Taf. 13, Fig. 4.

Der Taf. 13, Fig. 4 abgebildete Fruchtrest stellt anscheinend die untere Hälfte einer gestielten, eiförmigen, sechsklappigen Kapsel dar, deren Klappen anscheinend von ledriger Beschaffenheit waren und in der Mitte eine dünne Längsleiste trugen. Der obere Teil der Frucht fehlt leider; es ist daher nicht möglich, die Zugehörigkeit des Restes genau zu bestimmen. Er bietet in Form und Größe Ähnlichkeit mit den Kapseln mancher *Aristolochia*-Arten, besonders mit denen von *A. indica* L.

Von den bisher aus tertiären Schichten beschriebenen *Aristolochia*-Früchten weicht er ab:

A. oeningensis HEER [Flora tert. Helv. II, p. 104, III, p. 189, t. C, fig. 11b, t. CLIV, fig. 8, t. CLV, fig. 19] ist von ähnlicher Gestalt, aber kleiner und mit dickerem Stiele versehen.

A. sphaerocarpa PILAR [Flora fossilis Susedana p. 74, t. X, fig. 7] ist von viel gedrungenem Bau und ebenfalls mit viel stärkerem Stiele ausgestattet.

Carpolithes sp.

Taf. 14, Fig. 8 und 9 geben die Ansicht eines Abdruckes von beiden Seiten wieder, der einigermaßen an die Samen von *Cupanoides inflatus* BOWERBANK [Fossil fruits and seeds of the London Clay, p. 73, pl. 11, fig. 5, 6, 18—23] erinnert.

Taf. 13, Fig. 8 stellt einen Blüten- oder Fruchtstand dar, der einige anscheinend kurz gestielte, flach trichterförmige, rundliche Blütenhüllen trägt; auf Taf. 13, Fig. 9 und 10 sind zwei vermutlich der gleichen Pflanze angehörige isolierte Blütenhüllen abgebildet. Ich wage nicht, eine Deutung dieser Reste zu versuchen.

Schließlich sei bemerkt, daß auf einigen Blattresten von *Ficus tiliaefolia* blattpilzartige Gebilde auftreten.

Nach der gegebenen Schilderung der Florenreste aus den Tonen von Crone und Rataj bei Posen bieten uns diese nur eine recht beschränkte Anzahl von verschiedenen Pflanzen dar. Von den besprochenen Arten stimmt die Hälfte mit bekannten Arten des Tertiärlandes überein, während die übrigen nur annäherungsweise oder überhaupt nicht eine genauere Deutung zulassen.

Unter den aufgefundenen Pflanzen überwiegen in ganz auffälliger Weise *Corylus Mac Quarrii* FORBES sp. und *Ficus tiliaefolia* A. BR. sp., von denen die erstere in dem untersuchten Material von insgesamt 234 Tonplatten über 110 mal, die letztere über 75 mal vertreten ist; die übrigen Pflanzenreste kommen daneben nur in wenigen Exemplaren oder ganz vereinzelt vor.

Auf die verschiedenen Fundschichten, denen das untersuchte Material entstammt, verteilen sich die beschriebenen Pflanzenreste in der Weise, daß sie sämtlich mit Ausnahme der auf Seite 187 besprochenen, als *Phyllites elaeodendroides* bezeichneten Blattreste in dem großen, von Herrn Geh. Bergrat JENTZSCH aufgesammelten Materiale der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt von Crone auftreten; aus der Schicht in Crone, die für das Posener Kaiser-Friedrich-Museum die Fundstücke geliefert hat, stammen der eben

erwähnte *Phyllites*, ferner Blattreste von *Corylus Mac Quarrii* und *Ficus tiliaefolia* und Fruchtzäpfchen von *Alnus* sp.; von Rataj endlich liegen nur Blattbruchstücke von *Ficus tiliaefolia* vor.

Soweit die wenigen bestimmbaren Pflanzenformen zu einem Vergleiche der Posener Florula mit anderen Tertiärfloren auffordern, ist festzustellen, daß von diesen 8 Arten bisher 3 vom Oligocän bis zum Pliocän, 2 im Oligocän und Miocän und 3 nur im Miocän gefunden wurden; von den hervortretenden beiden Arten ist *Corylus Mac Quarrii* vom Oligocän bis Obermiocän, *Ficus tiliaefolia* vom Unteroligocän bis in das Pliocän bekannt.

In der miocänen Flora des Samlandes sind 5 der Posener Arten vertreten, mit den miocänen Senftenberger Braunkohlenablagerungen teilt unsere Florula 5 Arten; die Tone der Moltkegrube haben ferner mit verschiedenen schlesischen Fundorten gemein:

- 3 Arten mit Schoßnitz¹⁾,
- 2 Arten mit Striese²⁾,
- 4 Arten mit Kokoschütz³⁾,
- 4 Arten mit Grünberg⁴⁾,
- 1 Art mit Kunzendorf bei Sagan⁵⁾.

Aus den — wenn auch nur in kleinem Maßstabe möglichen — Vergleichen ergibt sich, daß die Tone von Crone eine Flora bergen, deren Arten sämtlich anderwärts in miocänen und teilweise auch noch in pliocänen Schichten gefunden wurden, und die zum großen Teile in den untermiocänen Ablagerungen des Samlandes und des Senftenberger Revieres und in den noch jüngeren Tertiärbildungen Schlesiens auftreten.

¹⁾ GOEPPERT, Die tertiäre Flora von Schoßnitz in Schlesien.

²⁾ GOEPPERT, Beiträge zur Tertiärflora Schlesiens. Palaeontogr. II.

³⁾ STEGER, Die schwefelführenden Schichten von Kokoschütz in Oberschlesien.

⁴⁾ ENGELHARDT, Über Tertiärpflanzen von Grünberg in Schlesien. Schriften der Königsberger phys. ökon. Gesellsch. 1886.

ENGELHARDT, Über neue Tertiärpflanzen von Grünberg in Schlesien. Abhandl. nat. Ges. Isis, Dresden 1892.

⁵⁾ ENGELHARDT, Tertiärpflanzen von Kunzendorf bei Sagan in Schlesien. Sitzber. Isis, Dresden 1877.

Übersicht der bestimmbaren Pflanzenreste von Crone.

Crone	Bisher bekannte geologische Verbreitung	Vorkommen an anderen Tertiärfundorten						
		Samland	Senftenberg	Schoenitz	Striese	Koko-schütz	Grünberg	Kunzen-dorf
<i>Taxodium distichum miocenicum</i> HEER	Olig.-Plioc.	+	+	+	-	-	-	-
<i>Betula prisca</i> ETT.	Olig.-Mioc.	+	+	+	-	-	+	-
<i>Betula Brongniarti</i> ETT.	Olig.-Plioc.	-	+	-	-	+	+	-
<i>Alnus rotundata</i> GOEPP.	Miocän	-	+	+	-	+	-	-
<i>Corylus Mac Quarrü</i> FORB. sp.	Olig.-Mioc.	-	+	-	-	+	-	-
<i>Ficus tiliaefolia</i> A. BR. sp.	Olig.-Plioc.	+	-	-	+	+	+	+
<i>Prunus Hartungi</i> HEER	Miocän	+	-	-	-	-	-	-
<i>Acer otopterix</i> GOEPP.	Miocän	+	-	-	+	-	+	-
Zusammen (8 Arten):		5	5	3	2	4	4	1

Das Ergebnis der Untersuchung der Pflanzenreste aus den Tonen der Moltkegrube steht daher mit der Annahme eines jung-miocänen Alters der sie einschließenden Schichten nicht in Widerspruch.

Dresden, den 15. Juni 1909.

Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Berlin.

Die im vorstehenden Aufsätze durch Herrn Sanitätsrat Dr. P. MENZEL beschriebene Flora von Moltkegrube bei Bromberg ist von mehr als örtlicher Bedeutung; denn sie bezeichnet einen geologischen Horizont, welcher zwei mächtige Schichtenreihen trennt, die über mehrere preußische Provinzen und darüber hinaus noch weit nach Russisch-Polen verbreitet sind.

Das Tertiär des deutschen Nordostens enthält über den durch Versteinerungen ihren Altersstufen nach kenntlichen Meeres-schichten, welche in Ostpreußen (Samland) dem Unteroligocän angehören, aber in Pommern und der Mark Brandenburg bis ins Oberoligocän, in Holstein, Mecklenburg und Oberschlesien bis ins Miocän hinaufreichen, mächtige Süßwasserschichten, die gemeinhin als »Braunkohlenbildung« (Braunkohlenformation) zusammengefaßt werden.

Die für letztere bekannt gewordenen Gliederungen haben einen mehr örtlichen, höchstens provinziellen Charakter. In der Provinz Posen, in deren nordöstlichem Zipfel (nahe der westpreußischen Grenze) die Moltkegrube liegt, spricht man von einer »Posener Braunkohlenbildung«, anderwärts von einer »märkischen«, »samländischen« usw. Ungeachtet petrographischer Verschiedenheiten im einzelnen ist allen diesen nordostdeutschen Braunkohlenbildungen gemeinsam ein chemisch-petrographischer Grundzug: Die fast völlige Freiheit von Kalkcarbonat und von leicht zersetzbaren Alkalisilikaten. Die Schichten brausen nicht beim Begießen mit Salzsäure, und in den Sanden werden keine Feldspäte gefunden.

Die geringen Ausnahmen sind nur scheinbare: Dort wo Schichten der Braunkohlenbildung an trocknen Gehängen von kalkhaltigen Diluvialschichten überlagert werden, sind sie stellenweise, z. B. an der Brahe bei Tuchel, mit Kalk infiltriert. Aber diese an sich geringe Infiltration beschränkt sich auf die Grenzschicht und ist nach der ganzen Art ihres Auftretens sekundär. An Alkalisilikaten finden sich örtlich beschränkt (z. B. in Ostpreußen) Glaukonit, aber sichtlich als Einschwemmung eines älteren marinen, in der Nähe anstehenden Grünsandes; und in weiter Verbreitung feine Glimmerschüppchen, aber nur solche von lichter Farbe, nicht solche des leichter verwitternden schwärzlichen Biotits, mithin nur die chemisch widerstandsfähigsten Glimmerarten.

Von diesen Braunkohlenbildungen besteht nur ein geringer Bruchteil aus Braunkohle; die Hauptmasse bilden geschiebefreie, meist feine Quarzsande, nächst dem staubähnlich feine Sande (Formsande) und mehr untergeordnet Ton und Alaunton. Dieser ganze große, in der Provinz Posen bis 142 m mächtige Schichtenverband, der sich über viele Tausende von Geviertkilometern erstreckt, erweist sich also nach seiner chemisch-petrographischen Beschaffenheit als der Rückstand einer langen, während der ganzen Zeit seiner Ablagerung fortgesetzten Verwitterung. Wenn G. STEINMANN¹⁾ die kalkfreien Sande und Tone der niederrheinischen Braunkohlenformation für ausgelaugte sandige Kalke ansieht (eine Auffassung, welcher auch am Rhein gewichtige Gründe widersprechen), so erscheint eine solche Deutung für Posen völlig ausgeschlossen. Es ist ausgeschlossen, daß eine ganze Provinz bis zur Tiefe von 142 m regional entkalkt worden sei, ohne daß einzelne Überreste oder örtliche Anhäufungen von Kalk erhalten geblieben wären. Und noch unmöglicher wäre ein nach Ablagerung der Schichten erfolgtes Verschwinden zersetzbarer Silikate: durch flächenhafte Verwitterung feldspathaltiger Sande entstehen Kaolinsande, aber nicht jene rein gewaschenen, meist feinen und wohlgeschichteten Quarzsande, wie

¹⁾ STEINMANN, Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Berichte des Niederrheinischen geologischen Vereins 1907.

sie in der Provinz Posen überall für die Braunkohlenbildung bezeichnend sind.

Es ist vielmehr klar, daß die Sande und Tone der Posener Braunkohlenbildung schon bei ihrer Ablagerung frei von Kalk und von leicht verwitterbaren Silikaten waren; daß sie schichtenweise am Grunde eines oder mehrerer Süßwasserseen abgesetzt sind, in welche große Massen von Quarzkörnern und tonigem Schlamm durch Flüsse eingeschlemmt wurden. Und es ist klar, daß hierzu nicht nur die mechanische Kraft des Wassers, sondern auch chemische Tätigkeit beitragen mußte, um auf weite Flächen lockeren Verwitterungsboden zu schaffen, dessen lösliche Stoffe dauernd zum Weltmeere abfließen, während die unlöslichen Verwitterungsreste am Boden der Flüsse zu Tale wanderten, bis sie in einem klärenden See zur Ruhe gelangten, wo sie in flachen Buchten stellenweise von Torfmooren und Wäldern überwuchert wurden, bis eine neue, höhere Stauung des Seespiegels die Biolithe von neuem mit Sand oder Ton überschüttete.

So erscheint die 142 m mächtige Braunkohlenbildung in ihren mineralischen Schichten als das örtlich zusammengeschwemmte Endergebnis einer sehr lange dauernden und über sehr große Länderräume ausgedehnten Verwitterung in vorwiegend feuchtem Klima.

Anders der Posener Ton, welcher dieselbe überlagert! Er wird 60 bis 80 m mächtig, ruht als etwas Fremdartiges über den Schichten der Posener Braunkohlenbildung, welche nach oben mit einer Flözgruppe endigen, die reich an Nadelholz ist und aus einem Hauptflöz von durchschnittlich 2 m, selten 4—6 m Mächtigkeit und mehreren geringeren Nebenflözen besteht. Auf dieser Flözgruppe baute die Moltkegrube, und innerhalb derselben Gruppe liegt der Ton, welcher die Flora von Moltkegrube birgt. Bergbau hat hier von 1858 bis 1908 stattgefunden, anfangs unter dem Namen Mariengrube bei Stopka, dann als Grube cons. Moltke. Über die Schichtung geben kurze Nachrichten ZADDACH¹⁾,

¹⁾ ZADDACH, in Schriften Physikal.-ökonom. Gesellschaft zu Königsberg. X. 1869, S. 68—69.

v. ROSENBERG-LIPINSKI¹⁾ und PISTORIUS²⁾. Wiederholt waren im Tone hier Blätterabdrücke gefunden worden, von denen einzelne an den Verf.³⁾ und an G. MAAS⁴⁾ gelangten. Immerhin blieben diese Funde spärlich und unvollständig. Als im Jahre 1907 ein neuer Schacht dicht westlich der von Bromberg nach Crone führenden Chaussee abgeteuft wurde, fand Herr Bergbaubeflissener ZIERVOGEL auf der Halde wiederum Ton mit Blattabdrücken und übergab einige der letzteren dem Verf., welcher damals dienstlich in der Provinz weilte. Die Wichtigkeit dieses Fundes erkennend, eilte ich zur Moltkegrube und sammelte nun planmäßig alle irgend brauchbaren Stücke von der Halde. Das durch Herrn MENZEL nunmehr gegebene Verzeichnis bietet demnach, obwohl an Arten klein, doch eine annähernd vollständige Übersicht der für die Fundschicht bezeichnenden Pflanzenbestände.

Die Flora von Moltkegrube, die einen sichtlich jungmiocänen Charakter hat, läßt uns somit das Maximalalter ihres Hangenden, des Posener Tones erkennen.

Das Minimalalter des letzteren war bisher unbestimmt. Man wußte nur, daß er von diluvialen Glazialablagerungen bedeckt wird. Obgleich er vielerorts in großen Schollen letzteren eingelagert vorkommt, war und ist es doch nach der Gesamtheit der vielen hunderte von Aufschlüssen nicht zweifelhaft, daß er älter als das nordische Diluvium Posens ist.

GIRARD⁵⁾ vereinigte unseren »Posener Ton« mit dem (heute allgemein als Miteloligocän anerkannten) Septarienton von Hermsdorf bei Berlin, von welchem schon BEYRICH⁶⁾ ihn getrennt hatte.

¹⁾ v. ROSENBERG-LIPINSKI, Dieses Jahrb. f. 1890, S. 66—67.

²⁾ PISTORIUS, Die Verwertung der Braunkohlen und die Bedeutung der auf Moltkegrube bei Crone a. d. Brahe gewonnenen Braunkohlen für den Kreis Bromberg. Technische Blätter für den Deutschen Osten. II. Nr. 7. Bromberg 1899.

³⁾ JENTZSCH, Sitzungsber. Physikal.-ökon. Ges.

⁴⁾ Verhandlungen d. D. geolog. Ges. 1901, S. 109.

⁵⁾ GIRARD, Die norddeutsche Ebene, Berlin 1855, S. 73 ff.;

⁶⁾ BEYRICH, Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abhandl. d. Akademie d. Wissensch. Berlin 1855, S. 16.

BERENDT¹⁾ betonte die Trennung vom echten (marinen) Septarienton, unterschied ihn als »Posener Septarienton«, stellte ihn in engere Beziehung zur Braunkohlenformation und zeigte, daß er in Posen die oberste Schichtenfolge des Tertiärs bildete.

NÖTLING²⁾ hielt ihn, völlig unberechtigt, wieder für gleichalterig mit dem Septarienton der Mark.

Wenn uns heute diese Parallele unmöglich erscheint, so ist zu bedenken, daß damals noch immer jene diluvialen Überschiebungen, welche stellenweise den märkischen Septarienton über die (jetzt als jünger erkannte) Braunkohlenformation der Mark hinübergeschoben haben, von BEYRICH und anderen maßgebenden Geologen noch nicht als solche erkannt und gewürdigt worden waren.

JENTZSCH³⁾ bestätigte in zahlreichen Schriften die Überlagerung der Braunkohlenformation durch unseren Ton, den er anfangs mit BERENDT als »Posener Septarienton«, später⁴⁾ (seit 1896) kürzer als »Posener Ton« bezeichnete. Der von manchen Geologen gebrauchte Name »Posener Flammenton« ist zu vermeiden, da Flammenfärbung durchaus nicht überall darin vorkommt. Der Name »Posener Ton« bezeichnet dagegen ein Gebilde von bestimmtem Alter, nämlich jünger als die Flora von Moltkegrube, und älter als das nordische Glazial der Provinz Posen.

Wenn hiernach bisher das Alter des Posener Tones als »jünger denn Untermiocän« erkannt war, so mußte derselbe einstweilen als

¹⁾ BERENDT, Beitrag zur Lagerung und Verbreitung des Tertiärgebirges im Bereiche der Provinz Preußen. Schriften Physikal.-ökonom. Gesellschaft zu Königsberg. Bd. VIII. 1867. S. 82.

²⁾ NÖTLING, Über das Alter der samländischen Tertiärformation, Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. XXXV. 1883, S. 683—684.

³⁾ JENTZSCH, Bericht über die geologische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1876. Schriften Physikal.-ökonom. Gesellschaft. Königsberg. XVII, S. 109—170, insbesondere S. 147—151.

Derselbe: Die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. Schriften Naturf. Gesellsch. Danzig. N. F. VII, 1, S. 1—25, und an vielen anderen Stellen.

⁴⁾ JENTZSCH, Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893—1895. Dieses Jahrbuch f. 1896, S. 1—125, insbesondere S. 95, 96, 111—114, 119; JENTZSCH, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blätter Gr. Plowenz, Gollub, Goßlershausen, Schwetz usw. Derselbe, kurze Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Gegend von Scharnikau. 1909.

»Obermiocän« gelten, wenngleich Verf. schon längst »Obermiocän oder jünger« gesagt hatte.

Ein neuer Fund hat inzwischen die obere Grenze des Posener Tones erkennen lassen: In einer zu Lopatken, Blatt Goblshausen, Westpreußen, abgeteufte Brunnenbohrung waren in den Schichtenproben Schneckenschalen gefunden und als »*Paludina diluviana*« bestimmt worden¹⁾. Verf. konnte bei wiederholter Durchsicht nicht umhin, nach der Beschaffenheit und Lagerung der Schichten auch jene Paludinenbank für tertiär zu halten und übergab die Schnecken unserem Paludinenkenner, Herrn Bezirksgeologen Dr. H. MENZEL, welcher dieselben sofort als tertiär erkannte und bei näherer Vergleichung als *Paludina* aff. *Fuchsi* NEUM., mithin als eine pliocäne Form bezeichnete. Da nun in Lopatken die Paludinenbank 28 m unter der hangenden Grenze des Posener Tones liegt, so wird damit letzterer mindestens in seiner oberen Abteilung ins Pliocän gerückt. Schon vor 28 Jahren hatte ja Verf.²⁾ ein pliocänes Leitfossil, nämlich einen Zahn von *Mastodon Zaddachi* nov. sp. (aus der nächsten Verwandtschaft des *M. Borsoni*) von Thorn (also aus dem Verbreitungsgebiete des Posener Tones) beschrieben und abgebildet. Aber entgegen der Überzeugung des Verf. sprachen damals die Kritik³⁾ und noch schärfer mündlich einflußreiche Paläontologen für eine Verschleppung des Fundstückes. Erst neuerdings ist durch den Fund eines anderen pliocänen *Mastodon*-Zahnes in dem über Posener Ton liegenden diluvialen Talkies von Obornik, Provinz Posen⁴⁾, die Zuverlässigkeit des von mir beschriebenen älteren Fundes gestützt und bewiesen worden.

So sprechen nunmehr drei von einander unabhängige Funde dafür, daß Pliocän als Land- und Süßwasserbildung in den Provinzen Posen und Westpreußen auftritt, und daß sein Äquivalent

¹⁾ KEILHACK, Ergebnisse von Bohrungen. Dieses Jahrbuch f. 1907 Band XXVIII, S. 795.

²⁾ JENTZSCH, Über einige tertiäre Säugetierreste aus Ost- und Westpreußen. Schriften Physikal.-ökonom. Gesellsch. in Königsberg, XXIII. 1882, S. 201–205, Taf. V.

³⁾ Vergl. das Referat im N. Jahrb. f. Mineralogie. 1883. II. S. 267.

⁴⁾ v. CHŁAPOWSKI, XXXI Rocznika Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Posen 1905, S. 1–10.

in der 60—80 m mächtigen Schichtenreihe des »Posener Tones« zu suchen ist. Damit gewinnt dieses Gebilde, das sich tief nach Rußland hinein, vielleicht sogar bis Kiew, ausdehnen dürfte, ein erhöhtes und allgemeines Interesse.

Es wird Aufgabe der Zukunft sein, den Posener Ton zu gliedern. Schon GIRARD trennte auf Grund einer Kalkbank eine obere und untere Abteilung. Der von JENTZSCH 1896 als Leit-horizont für die Gegend von Gnesen bezeichnete lateritähnlich rotgefärbte Ton soll nach MAAS nicht horizontbeständig sein. Verf. glaubt zwar, daß die Abweichungen nur scheinbar und durch Fal-tungen oder Überschiebungen zu erklären seien, vermag aber nach dem heutigen Stande der Aufschlüsse dies noch nicht überzeugend zu beweisen. Ferner kommen feine Sande als Einlagerungen vor, wie auch die Färbungen schichtweise wechseln. Jedenfalls ist soviel sicher, daß der »Posener Ton« in sich geschichtet ist, die Schichtenhorizonte aber noch nicht im einzelnen weithin ver-folgt werden können. Zum Posener Ton gehört auch die Fuller-erde von Fraustadt¹⁾.

Beachtenswert ist die chemische Zusammensetzung des Posener Tons. Die Analysen der Geologischen Landesanstalt ergaben für dessen Vorkommen die in der Tabelle S. 192 angegebenen Werte.

Bei aller, im Vergleich zum nordischen Diluvium höchst auf-fälligen Armut an Kalk, Magnesia, Kali und Natron fällt sofort auf, daß im Vergleich zur Braunkohlenformation hier, d. h. im Posener Ton, eine Anreicherung mit Kalk und Magnesia stattge-funden hat. Auch im Posener Ton ist, wie bei den Sanden und Letten der Braunkohlenbildung, an Kali und Natron sehr viel mehr vorhanden, als in den etwa beigemengten, an Masse ver-schwindend geringen Glimmerblättchen enthalten sein kann. Die in den meisten Analysen nachgewiesene Schwefelsäure ist offenbar in jüngster Zeit durch Oxydation des im Tone fein verteilten Schwe-feleisens entstanden.

So erscheint uns der Posener Ton als Bodensatz eines ländergroßen

¹⁾ JENTZSCH, Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in Posen. 1906—1907. Dieses Jahrbuch f. 1907, S. 1054.

	Provinz Posen		Westpreußen					Mittel aus 7 Analysen
	Wronke	Owinsk	Elgiszewo, Bl. Schewen	Ziegelei Schewen, Bl. Schewen	Ellersbruch bei Gollub		Ziegelei bei Gollub	
					a	b		
Kieselsäure	72,1	57,1	57,8	72,3	54,0	58,2	55,7	61,0
Tonerde	12,9	17,6	23,0	13,1	23,7	18,4	18,6	19,6
Eisenoxyd	3,2	6,3	4,6	4,5	5,9	5,4	9,4	4,6
einschl. Manganoxyd						1,4		1,4
Kalkerde	0,6	1,6	1,8	0,6	1,3	1,0	0,8	1,1
Magnesia	0,7	2,2	1,3	0,6	1,0	0,6	1,4	1,1
Kali	2,1	1,9	Spur	Spur	0,7	0,85	1,0	1,3
Natron	1,1	0,6	0,2	0,35	0,6	0,8	0,9	0,66
Schwefelsäure	Spur	—	0,61	—	0,26	0,5	0,4	0,44
Phosphorsäure	0,24	0,13	Spur	0,04	0,02	0,04	0,03	0,08
Kohlensäure	Spur	0,6	0,65	—	0,06	0,12	0,07	0,22
Hygroskopisches Wasser	3,1	—	5,0	4,0	5,2	5,6	4,6	4,8
Sonstigen Glühverlust	3,6	6,2	5,1	4,2	7,2	7,0	7,0	5,8

Sees, welcher schlammige Zuflüsse aus vormiocänen (z. T. granitischen) Gebieten erhielt. An der Schar dieses Sees mochten Schichten von der Beschaffenheit der Braunkohlensande sich ablagern. Aber wesentlich bleibt, daß neue Stoffzufuhr an Kalk und Kali stattfand. Die Hauptmasse der löslichen Stoffe ging mit den Abflüssen ins Meer; ein kleiner Teil aber blieb im Tone zurück und wurde darin später teilweise in Septarien und Gips umgesetzt. Das Schwefeleisen ist ein bezeichnender Bestandteil des in der sauerstoffarmen Tiefenregion der Binnenseen zu Boden sinkenden Schlammes. Der Kalk dürfte wohl durch Vermittelung von Pflanzen und Tieren festgehalten worden sein und deutet deren einstige Anwesenheit, wenigstens für den flacheren Teil des Sees, auch für den Absatz jener Hauptmasse des Tones an, welche heute völlig fossilieer erscheint. Die Schalreste mögen (vielleicht unter Mithilfe der Schwefelverbindungen) chemisch zerstört worden sein. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß die Tiefenregion des

Sees an sich tierarm war, nach Art der Tiefenregion des heutigen Schwarzen Meeres. Für die Zukunft wird es sich empfehlen, Tonproben aus tiefen Aufschlüssen nach Plankton zu durchsuchen, was bis heute noch nicht geschehen ist.

Daß eine erneute Zufuhr von granitischem Material stattgefunden hat, sehen wir am Südrande des Tongebietes, wo der Posener Ton in Niederschlesien mit feldspatführenden Kiesen wechsellagert. Beispielsweise sah Verf. in den Bohrproben von Großenborau, Kreis Freystadt (Schlesien) inmitten typischer »Posener Tone« mehrfach grobe Sande eingelagert, die aus scharfkantigen Quarzen und kaolinisierten Feldspäten bestanden. Letztere waren noch so frisch, daß ihre Spaltbarkeit festgestellt und teilweise ihre Gestalt als Karlsbader Zwillinge erkannt werden konnte. Jene groben Sande sind also aus herbeigeschwemmtem Verwitterungsschutt granitähnlicher Gesteine durch fortgesetzte Verwitterung entstanden. Sie beweisen die dort südliche Herkunft des Materials, dessen feinsten Schlick als »Posener Ton« im mittleren Teile des Sees abgelagert wurde.

Dieser Ton bietet aber noch eine weitere Eigentümlichkeit. Beim gewöhnlichen Vorgang der See-Ausfüllung wird der im mittleren Teile abgelagerte Ton (bezw. Sapropelit) allmählich durch die Schär überwältigt, also entweder durch Sand oder durch Biotithe. Hier ist das Umgekehrte der Fall: Der Ton häuft sich zu 60 oder 80 m Mächtigkeit an, wird oben etwas angereichert, und überwältigt die Biotithe (Kohlen) und die größeren Sinkstoffe (Sande). Dies erscheint nur möglich, wenn der Spiegel des Sees allmählich stieg.

Nahe liegt die Vermutung, daß diese Anspannung des Seespiegels durch eine Verstopfung seiner Abflüsse bewirkt sein mag, wie sie als Folge des Vorrückens einer nordischen Vereisung eintreten mußte. Es ist keineswegs nötig, diese unmittelbar als vorrückende, an den See grenzende Eismauer zu denken! Sie kann weit, sehr weit vom See eingetreten sein, und zwar anfangs durch ziemlich niederes Fluß- oder Schnee-Eis, auch schon durch Schuttkegel nordischer Schmelzwässer. Daß bei dem Nahen nordischen Eises und der Erhöhung, mithin Vergrößerung des Posener Ton-Seespiegels auch südlich des letzteren zunächst das Klima feuchter

wurde und damit die Sand- und Schlammzufuhr wuchs, ist wohl wahrscheinlich.

So erhält die Flora von Moltkegrube eine eigenartige, geologisch-paläontologische Bedeutung: Am Ufer eines weiten Sees blühend, wird sie, der örtlich letzte Rest einer einst dort verbreiteten Miocän-Flora, von den langsam steigenden Fluten eines großen pliocänen Binnensees überwältigt, der von Süden aus schlesischen Gebirgen gespeist, dann von Norden her durch Eis abgesperrt, darauf, vielleicht nach längerer Zwischenzeit, von den Schuttmassen des letzteren überdeckt und zuletzt vom turmhohen Landeise gepreßt, geschoben, gefaltet oder ausgewalzt wird.

Berlin, den 5. Mai 1910.



Geologisch - agronomische Karte der Umgegend von Neustadt a/Rbge.

Bearbeitet im Auftrage der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt durch E. Harbort 1908/09.

Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt 1910 I.

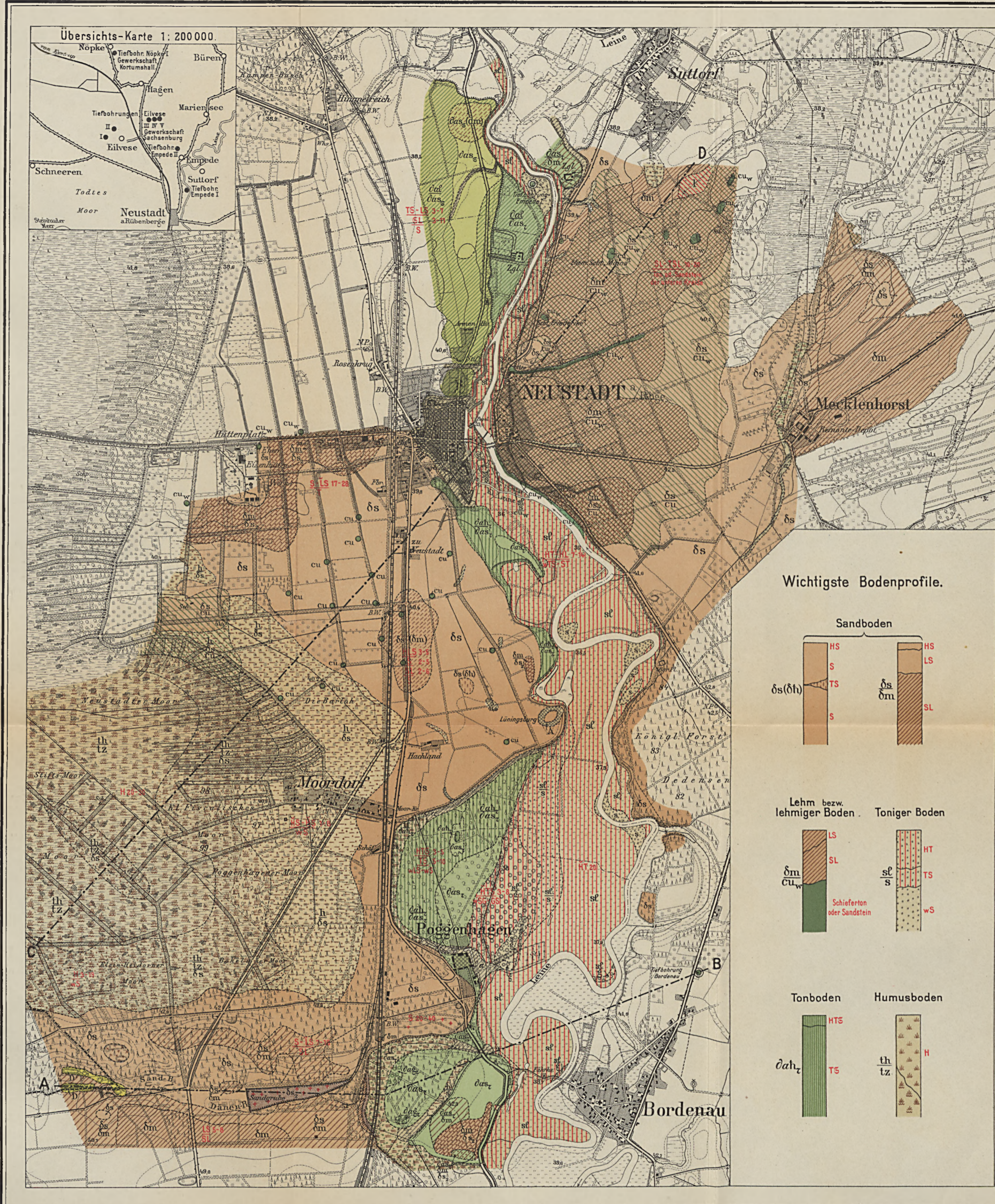
Tafel I.

Farbenerklärung

- Wasser
- Aufgefüllter Boden
- Äschlamm-Massen
- Wieslehm
- Alluvialer Sand
- Alluvialer Sand über alluvialen Grund
- Alluvialer Grund
- Leine Schlick
- Leine Schlick über alluvialen Sand
- Schlick über Sand
- Schlick über alluvialen sandigen Grund
- Flachmoorland
- Moorland über alluvialen Sand
- Moorland über alluvialen Sand über Kreide
- Hochmoorland
- Hochmoorland über Zwischenmoortorf
- Hochmoorland über Sand
- Flachmoorland über Talsand
- Flachmoorland über Tuff
- Dünen sand
- Sand der Leineterrasse
- Terrassen sand über unterem Geschiebemergel
- Terrassen sand über unterem Sand

Alluvium

Jüngere Terrassenstufe



Lith. Anst. v. Bogdan Groenivius, Berlin W.

Maßstab 1 : 25000.

Farbenerklärung

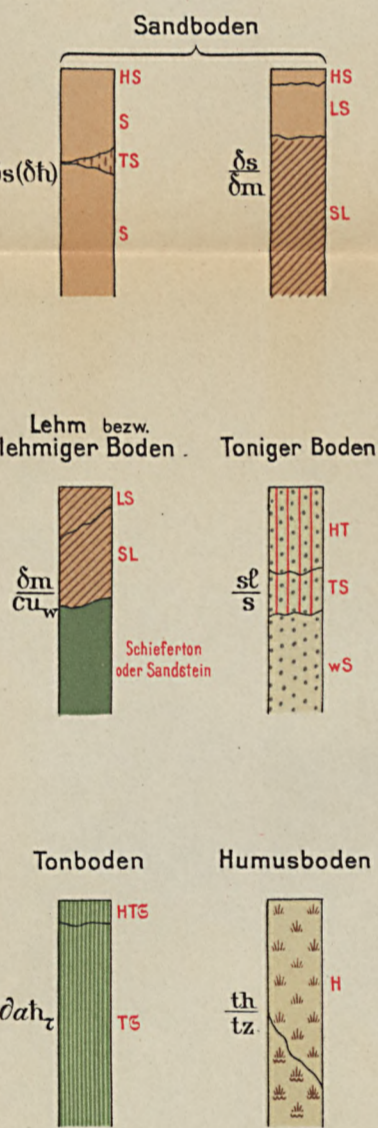
- Schichten der Leineterrasse
- Staubeckenlehm über Terrassensand
- Terrassensand über Terrassensand
- Terrassensand
- Sande der älteren Terrassenstufe
- Staubeckenlehm über Sand der älteren Terrasse
- Sande der älteren Terrassenstufe
- Geschichtshumuste (restorweise in Sanden der älteren Terrassenstufe)
- Diluvialer Sand
- Sand mit lösenförmigen Geschiebemergel-einlagerungen
- Tonstrefige Sande
- Steingiger Sand
- Sand über Geschiebemergel
- Sand über Unterer Kreide
- Geschiebemergel
- Geschiebemergel über unterem Sand
- Geschiebemergel über unterem Sand über Unterer Kreide
- Geschiebemergel über Unterer Kreide
- Unterer Sand
- Marine Unterer Kreide (Neocom)
- Brakische Unterer Kreide (Wälderformation)
- Nordische Blöcke
- Terrassenlinie
- Tiefbohrloch
- Handbohrloch

Diluviale Täbldungen

Bildungen der Hochfläche (Diluvium der älteren Vereisung)

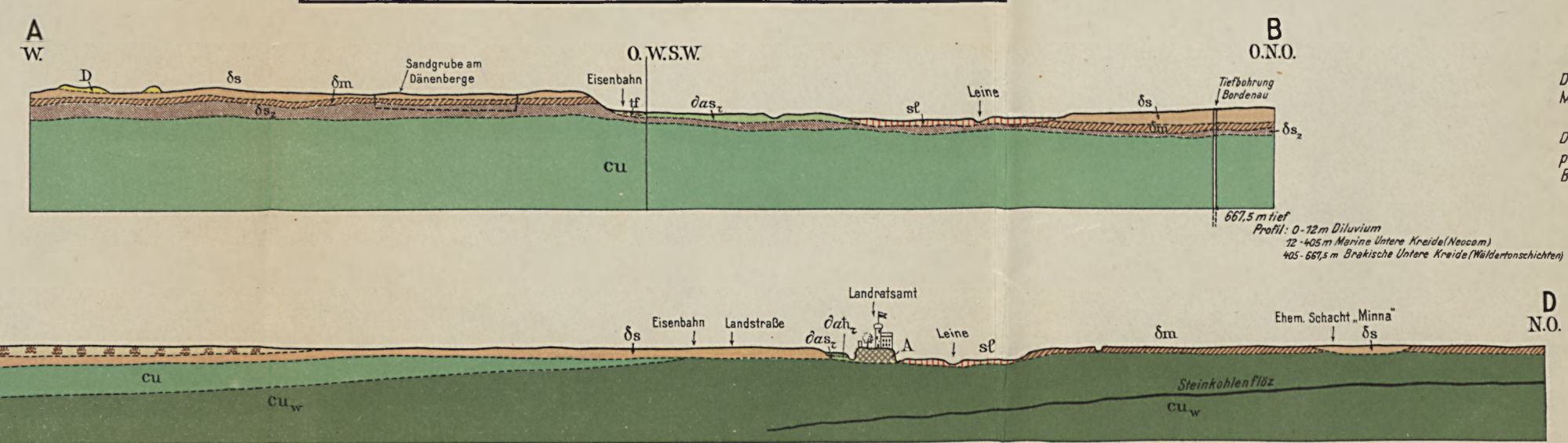
Untere Kreide

Wichtigste Bodenprofile.



ERKLÄRUNG
der bei den agronomischen Einschreibungen
Oberkrume und Untergrunds-Verhältnisse
benutzten Buchstaben-Akkrürzungen.

- H Humus oder humus
- S Sand oder sandig
- S Feiner Sand oder feinsandig
- G Kies oder kiesig
- T Ton oder tonig
- L Lehm oder lehmig
- w wasserhaltend oder wasserführend
- ~ schwach

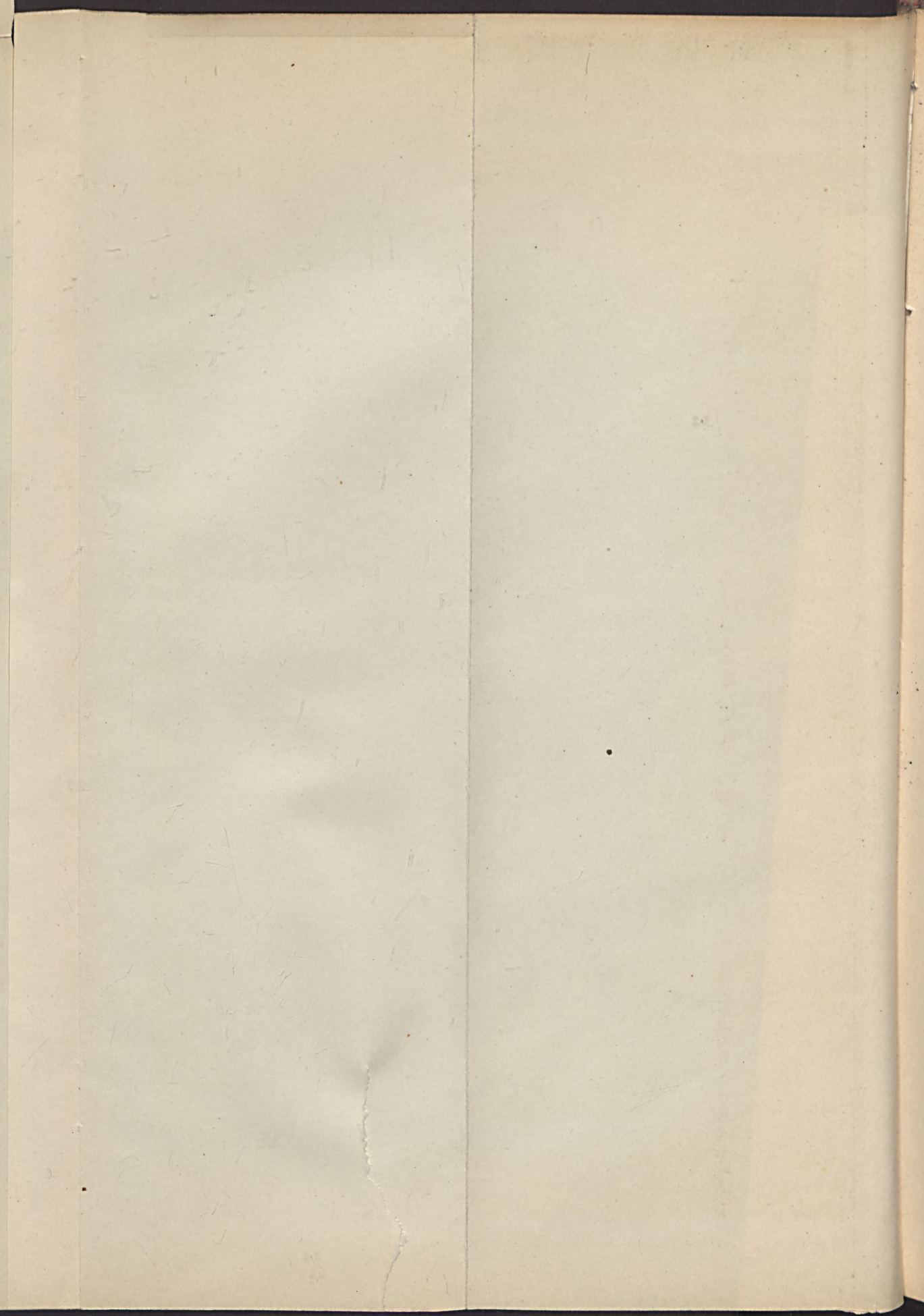
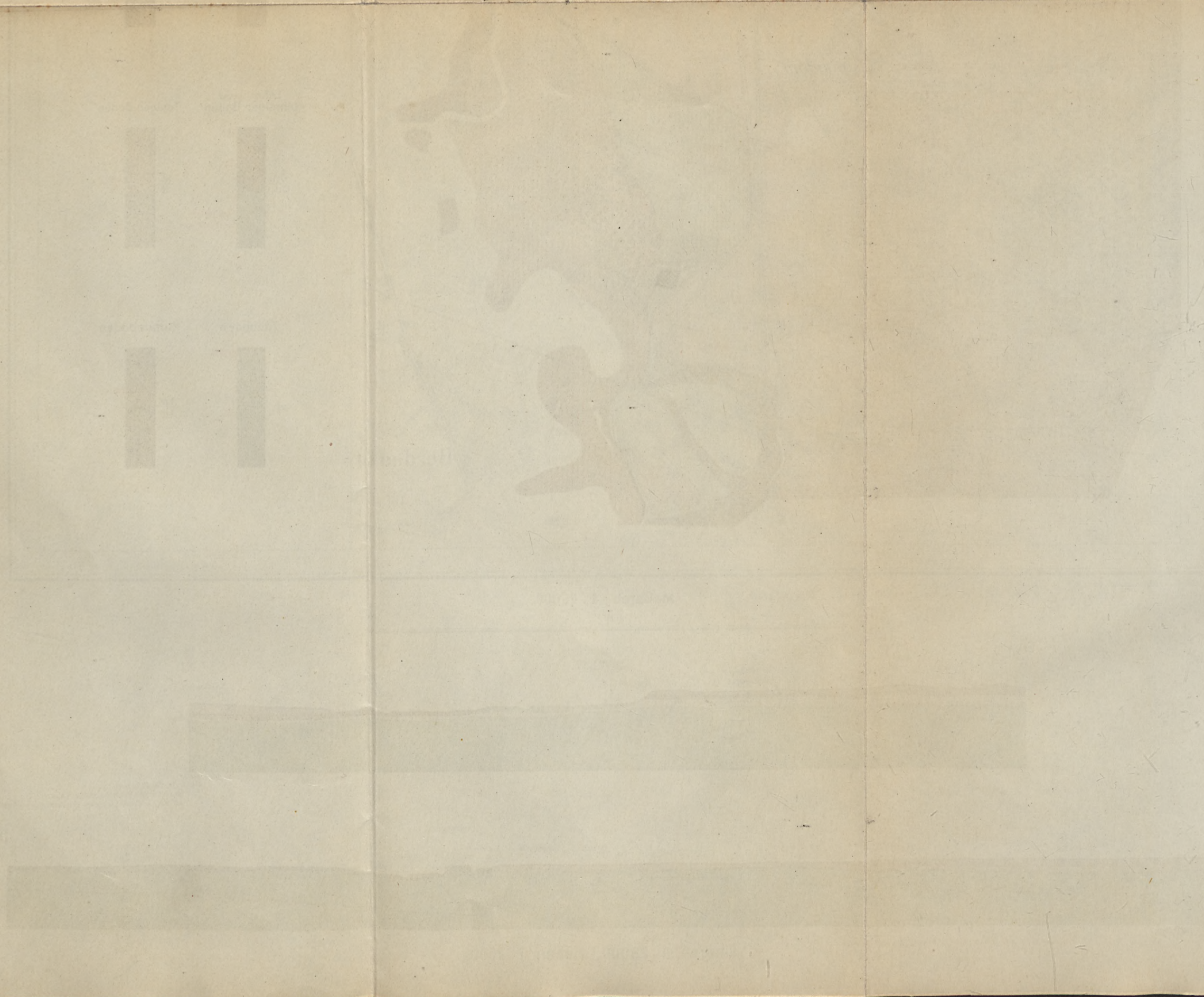
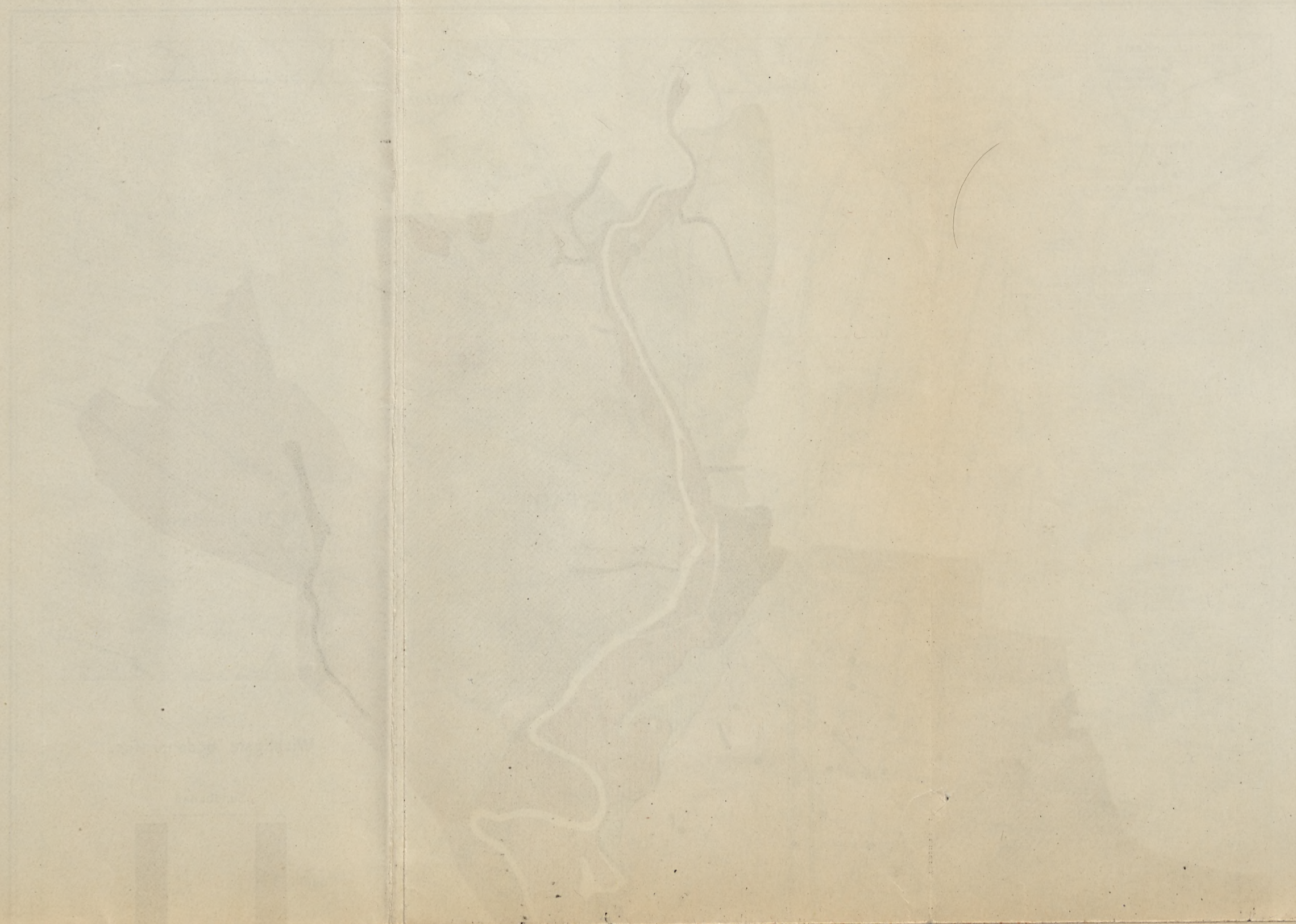


Die roten Zahlen bedeuten die Mächtigkeit in Decimetern.

Der rote Strich trennt die petrographisch verschiedenen Bildungen.

Längen 1 : 25000. Höhen 1 : 2500.

Handwritten text at the top of the page, possibly a title or header, which is mostly illegible due to fading and bleed-through.

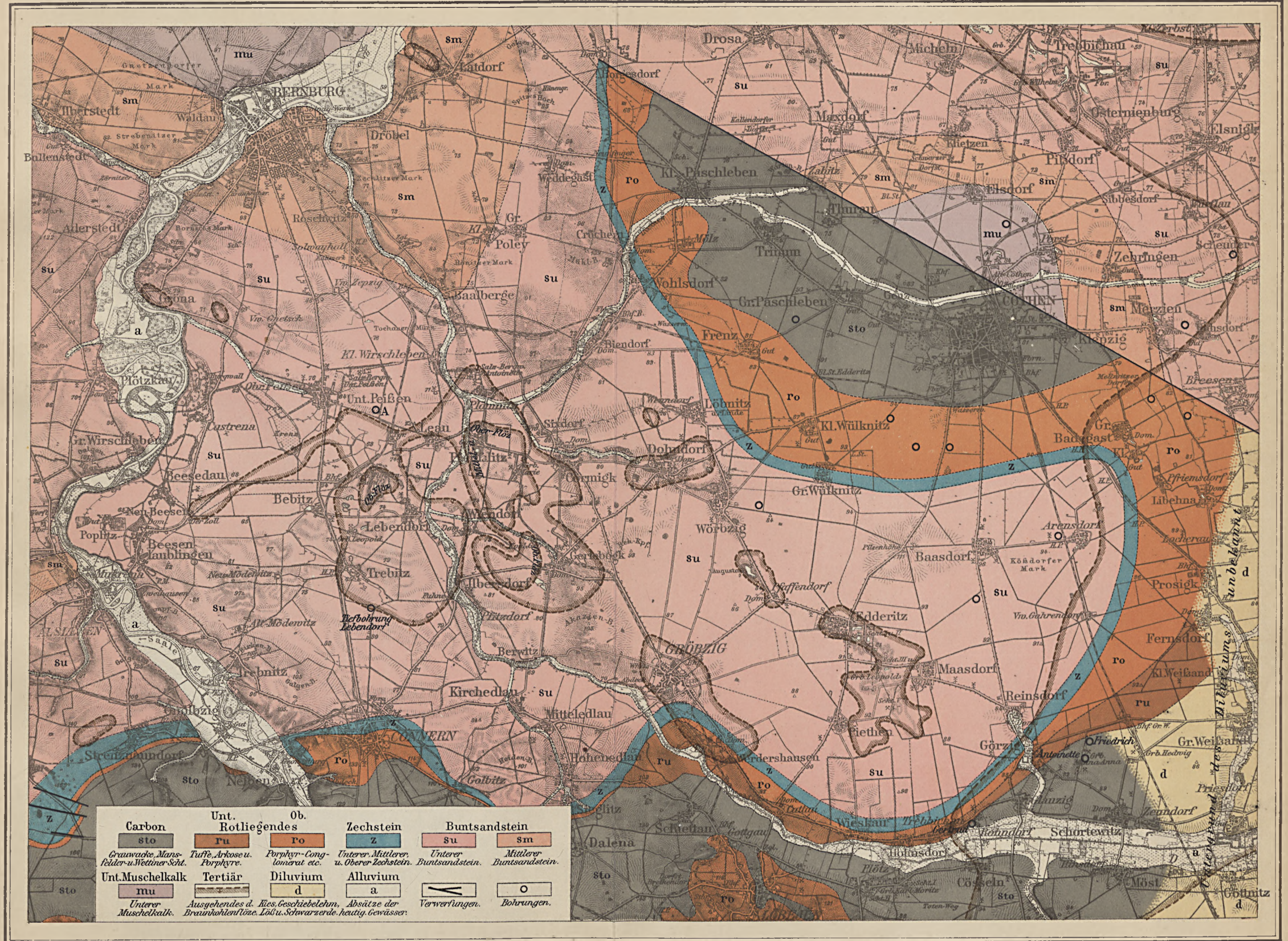


Geologische Übersichtskarte der Untergrundschichten des Tertiärs und Quartärs

südwestlich von Cöthen.

Jahrbuch der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt 1910. I.

Tafel 2.

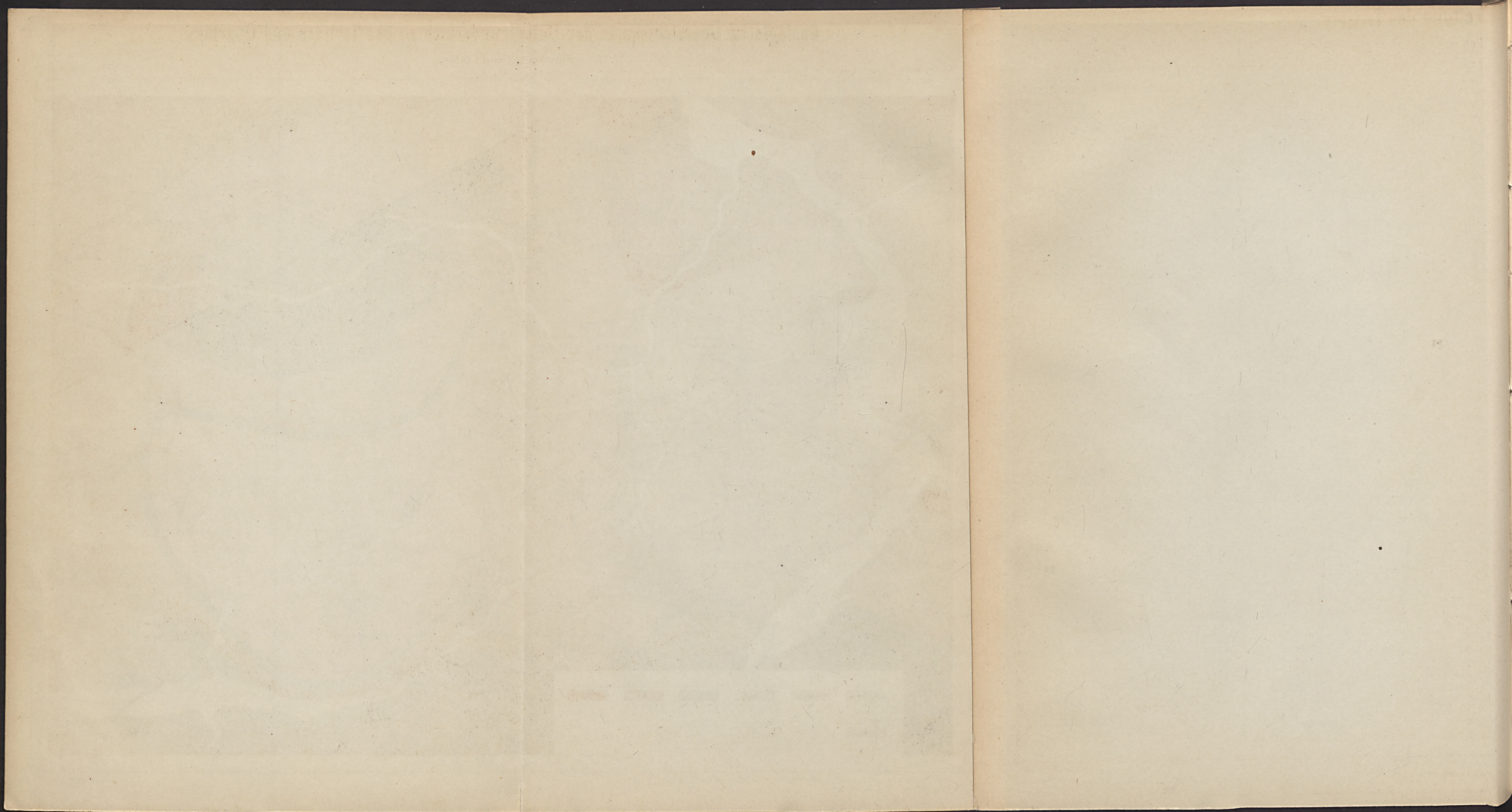


Unter Zugrundelegung der Geolog. Übersichtskarte der Gegend von Halle a. S. v. F. Beyschlag⁹ bearbeitet von H. Ziervogel.

Maßstab 1:100000.

Lith. Anst. v. Leop. Kraatz, Berlin.



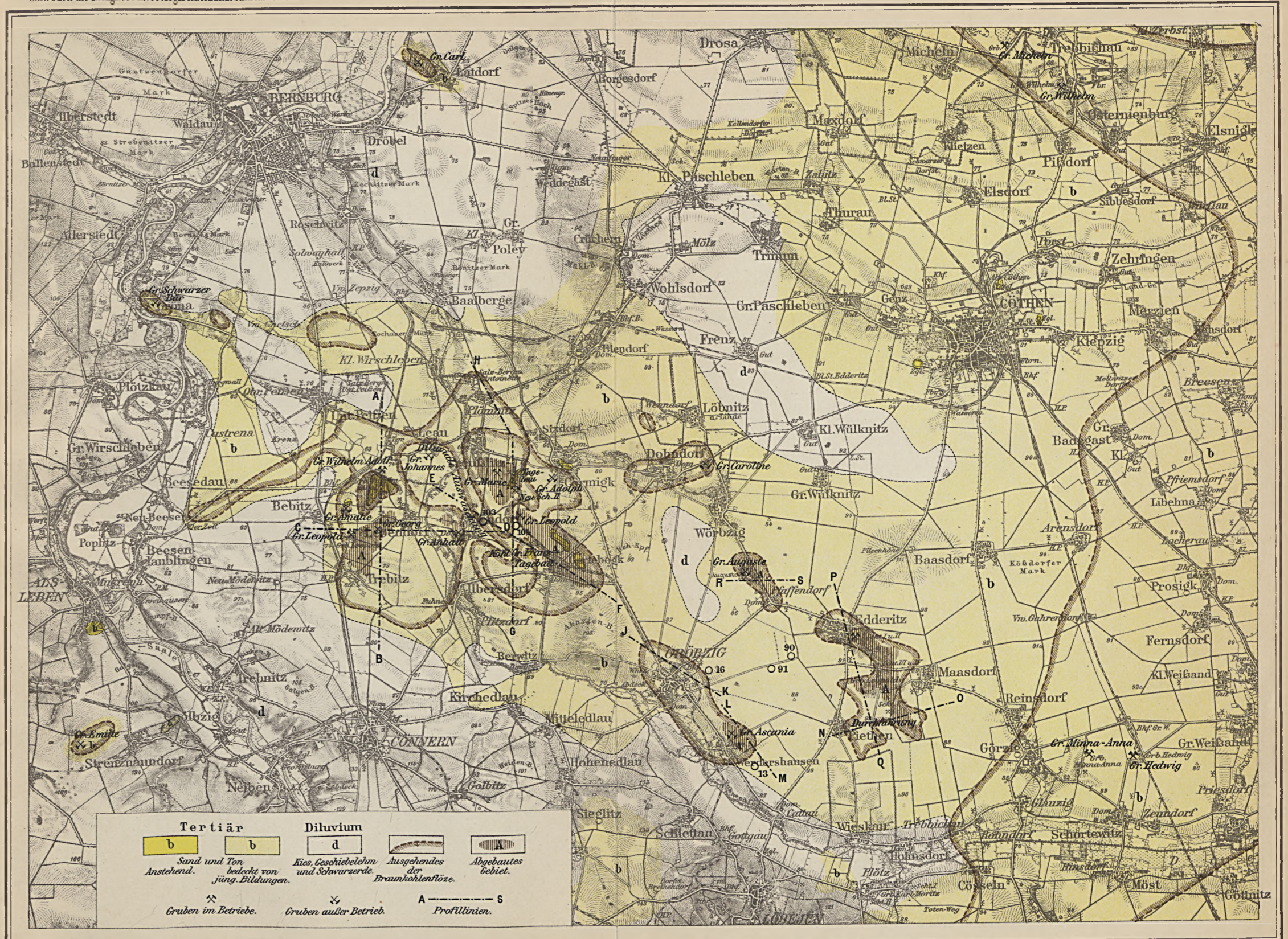


Karte der Verbreitung des Tertiärs

südwestlich von Cöthen.

Jahrbuch der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt 1910. I.

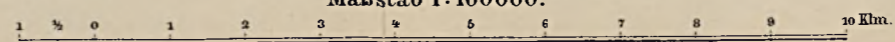
Tafel 3.

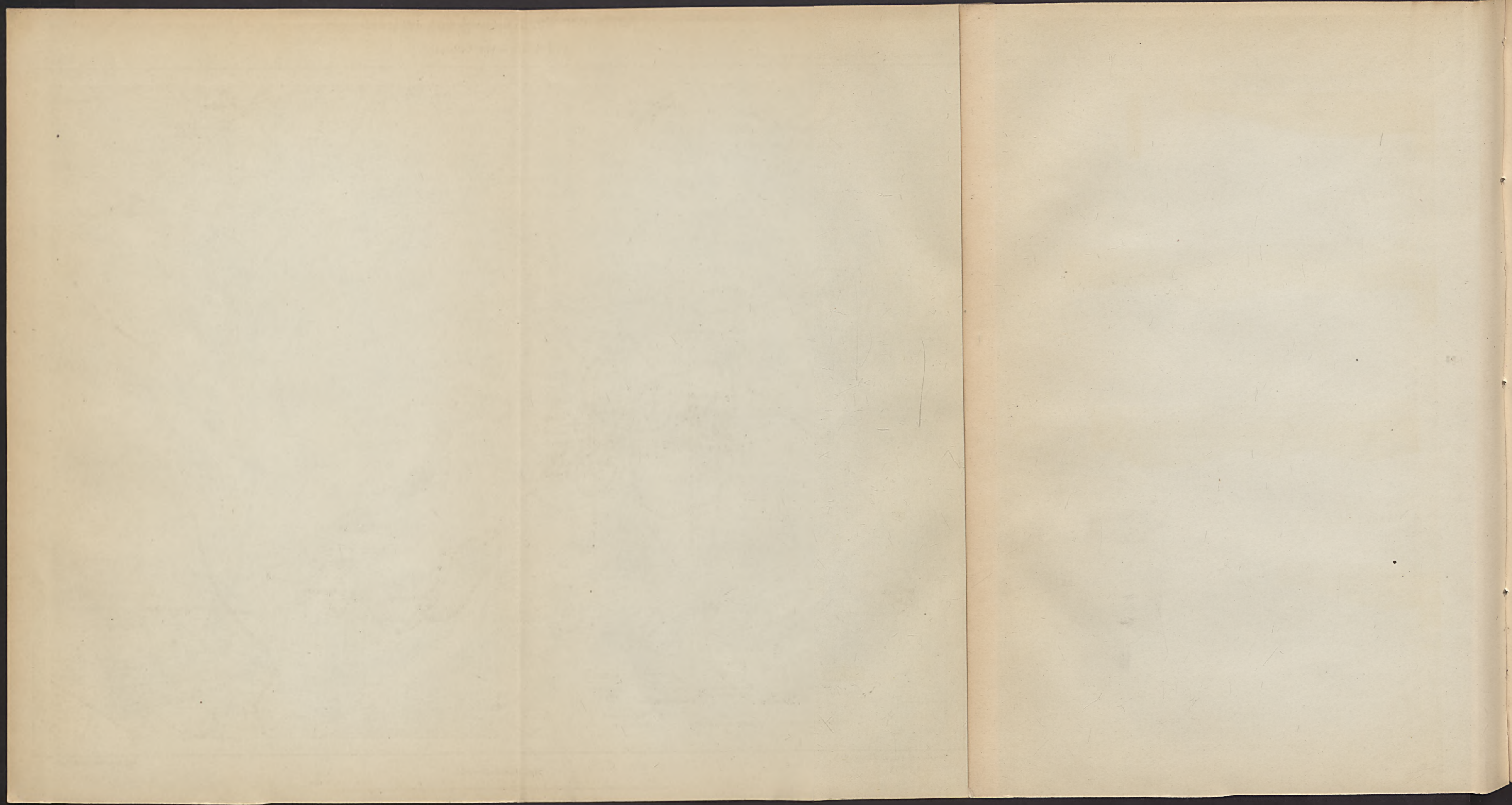


Bearbeitet von H. Ziervogel.

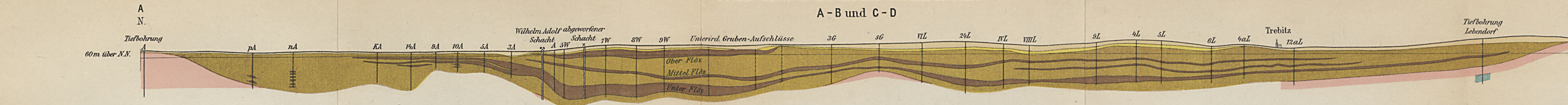
Maßstab 1:100000.

Lith. Anst. v. Leop. Krantz, Berlin.

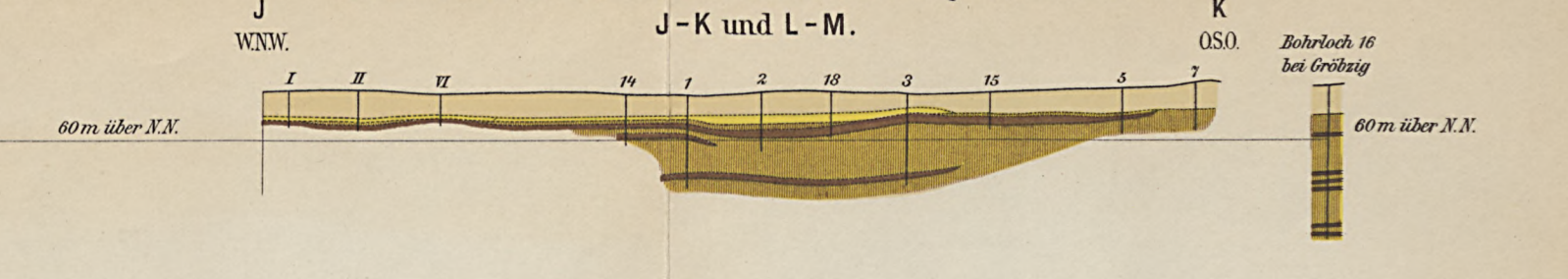




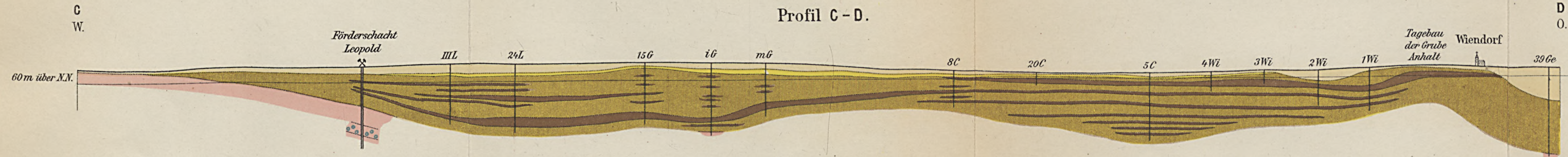
Profile durch die Lebendorfer Braunkohlenmulde.
A-B und C-D



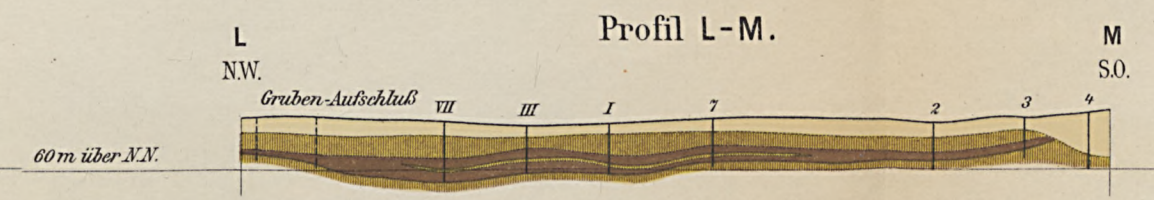
Profile durch die Braunkohlenmulde bei Gröbzig-Werdershausen
J-K und L-M.



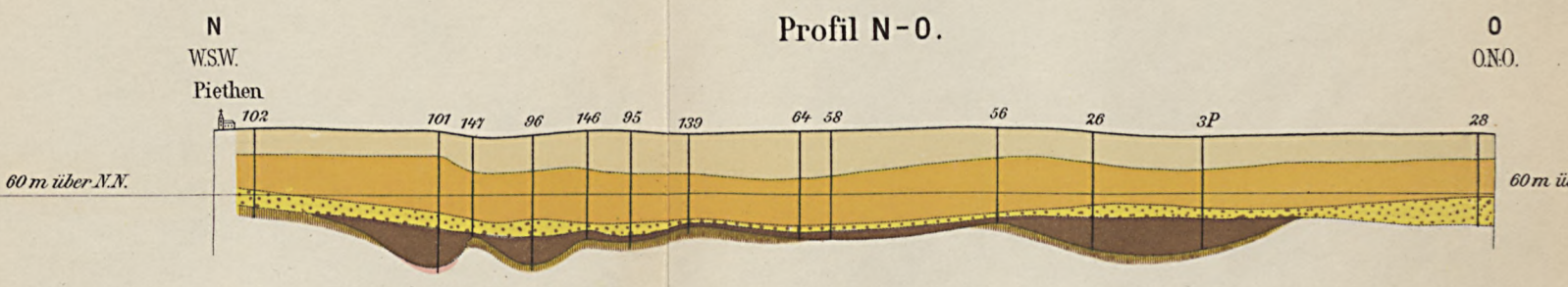
Profil C-D.



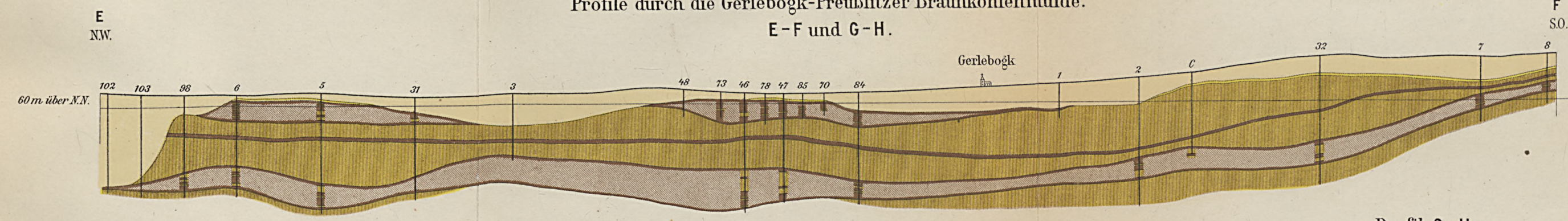
Profil L-M.



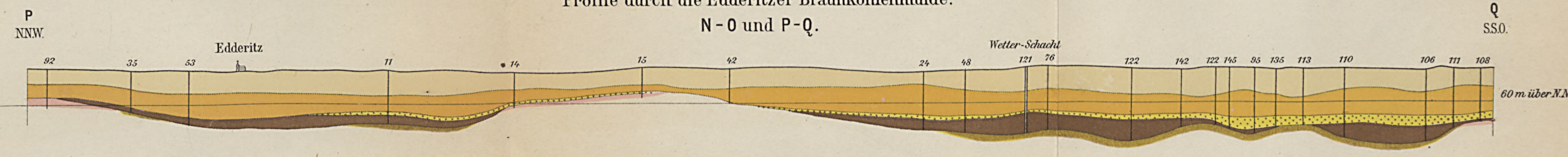
Profil N-O.



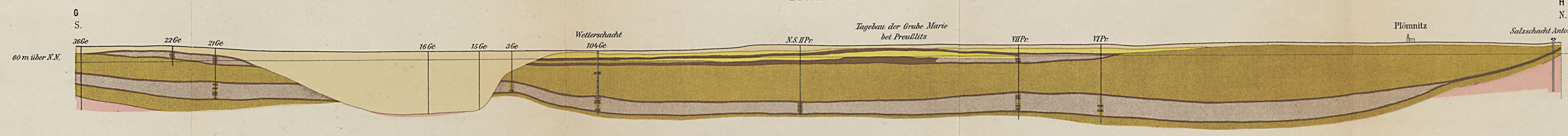
Profile durch die Gerleboßk-Preußlitzer Braunkohlenmulde.
E-F und G-H.



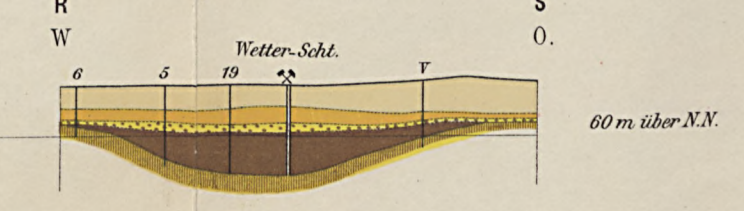
Profile durch die Edderitzer Braunkohlenmulde.
N-O und P-Q.



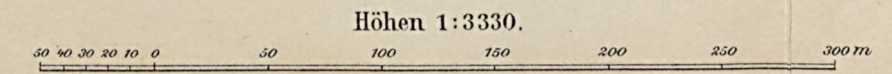
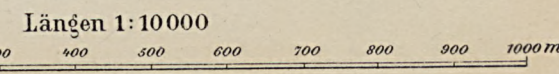
Profil G-H.



Profil durch die Wöbzigener Braunkohlenmulde.



Farben-Erklärung.

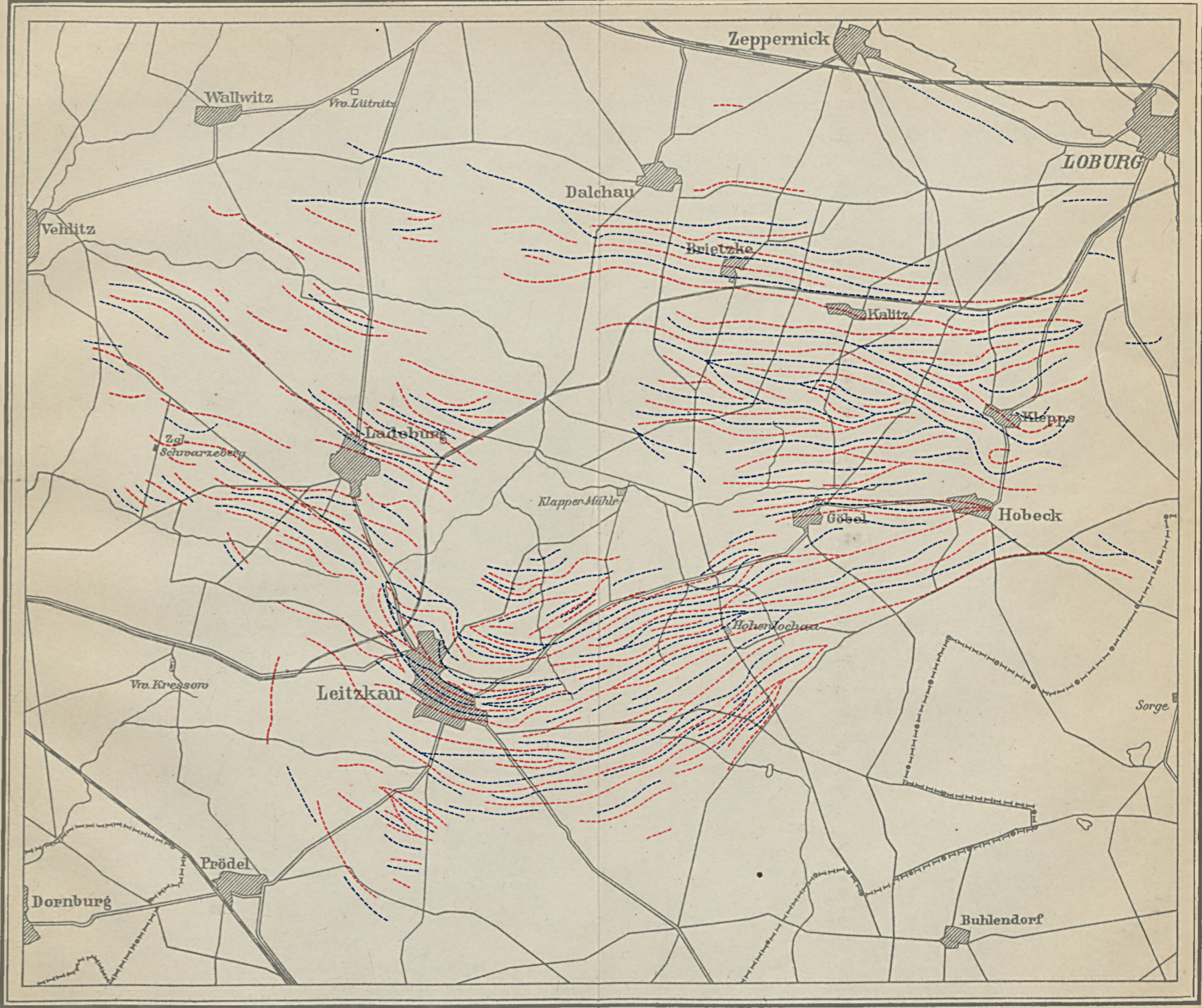




Sattel- und Muldenlinien des Faltungsgebiets bei Leitzkau.

Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt 1910 I.

Tafel 5.



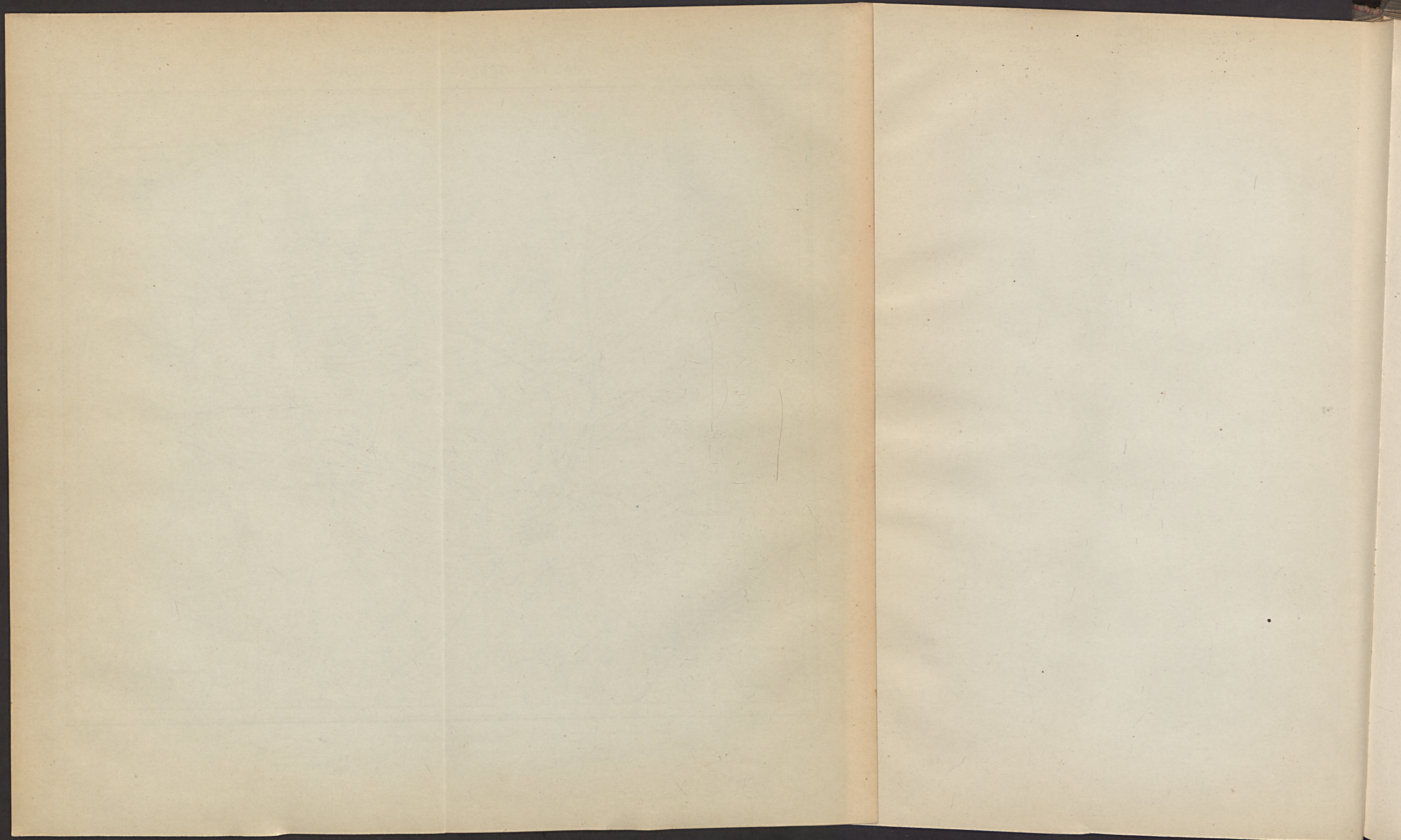
Photolith v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.

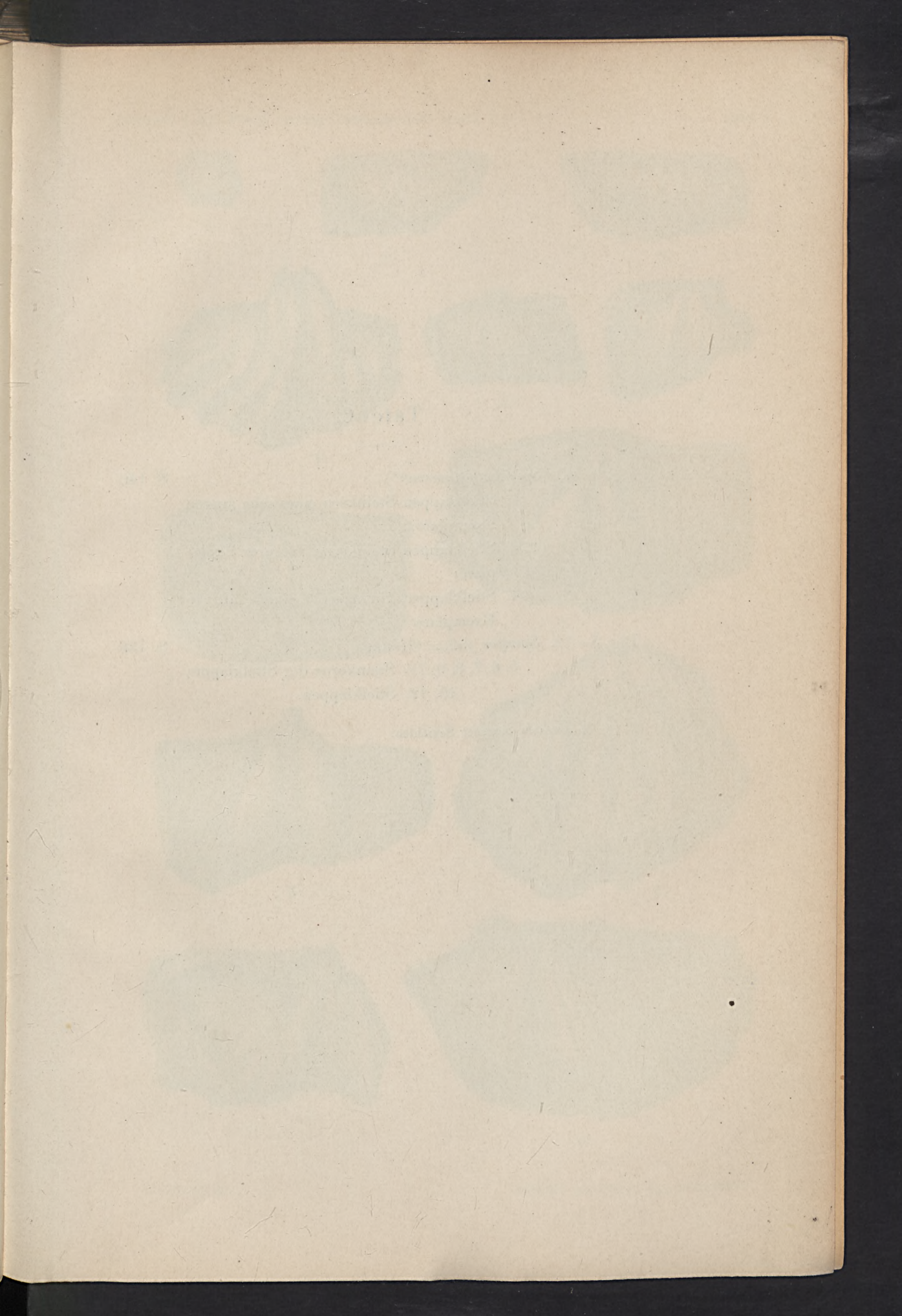
Th. Schmieger


Sattellinien

Maßstab 1:60000.


Muldenlinien





Tafel 6.

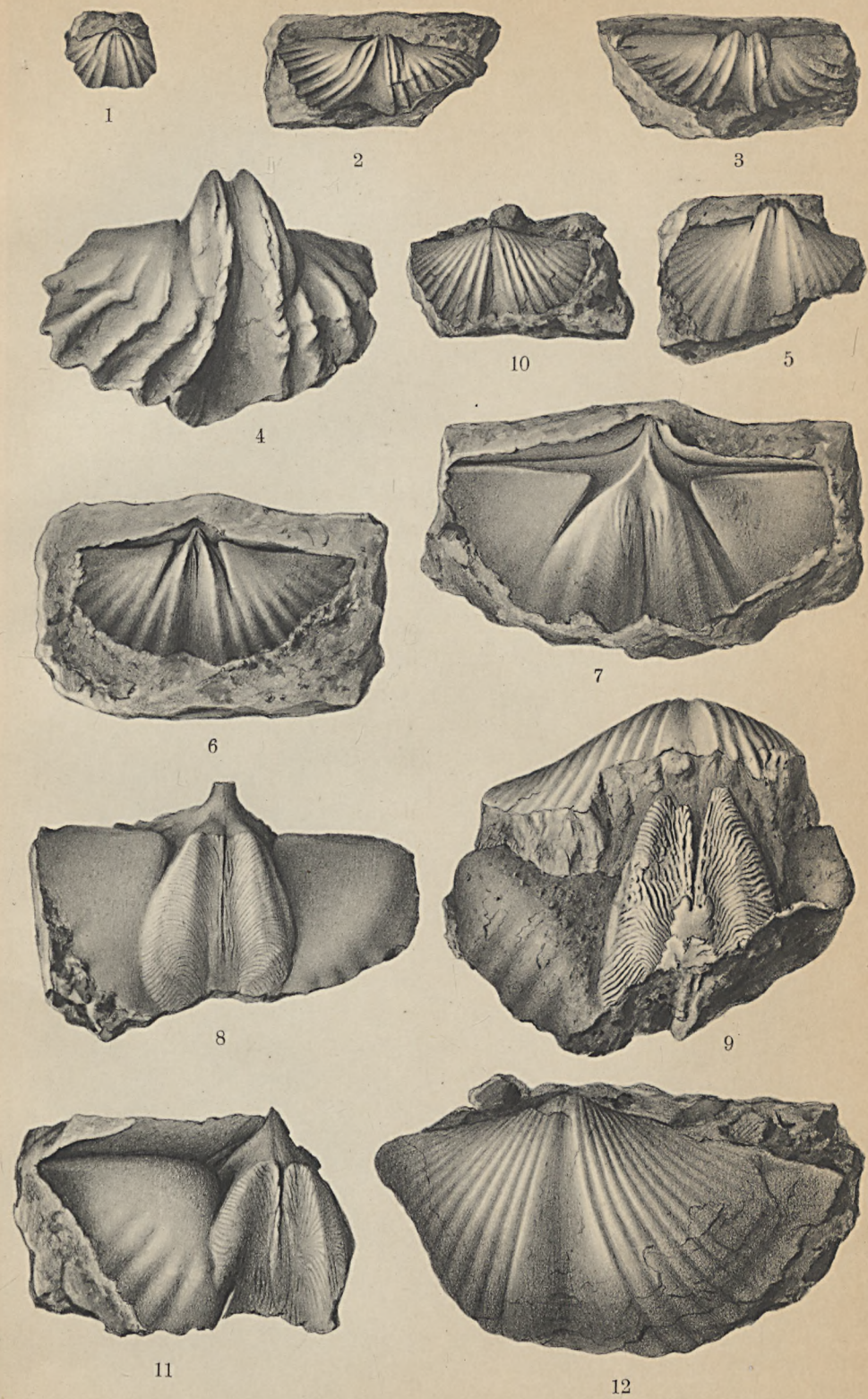
Fig. 1—4. *Spirifer primaevus**) S. 140

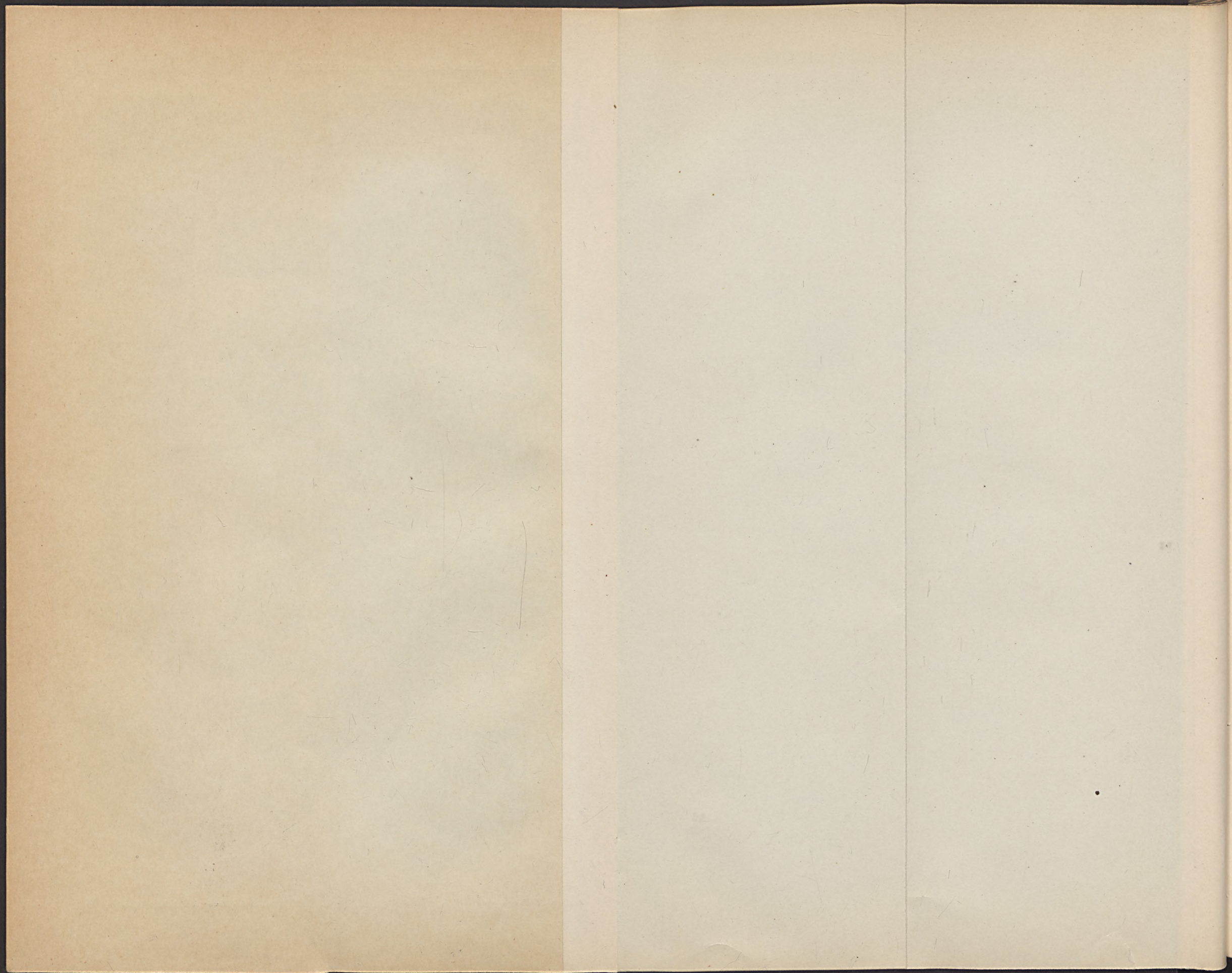
1. Stielklappen-Steinkern eines sehr jungen Exemplars;
- 2, 3. Stielklappen-Steinkerne jüngerer Exemplare;
4. Stielklappen-Steinkern eines älteren Exemplars.

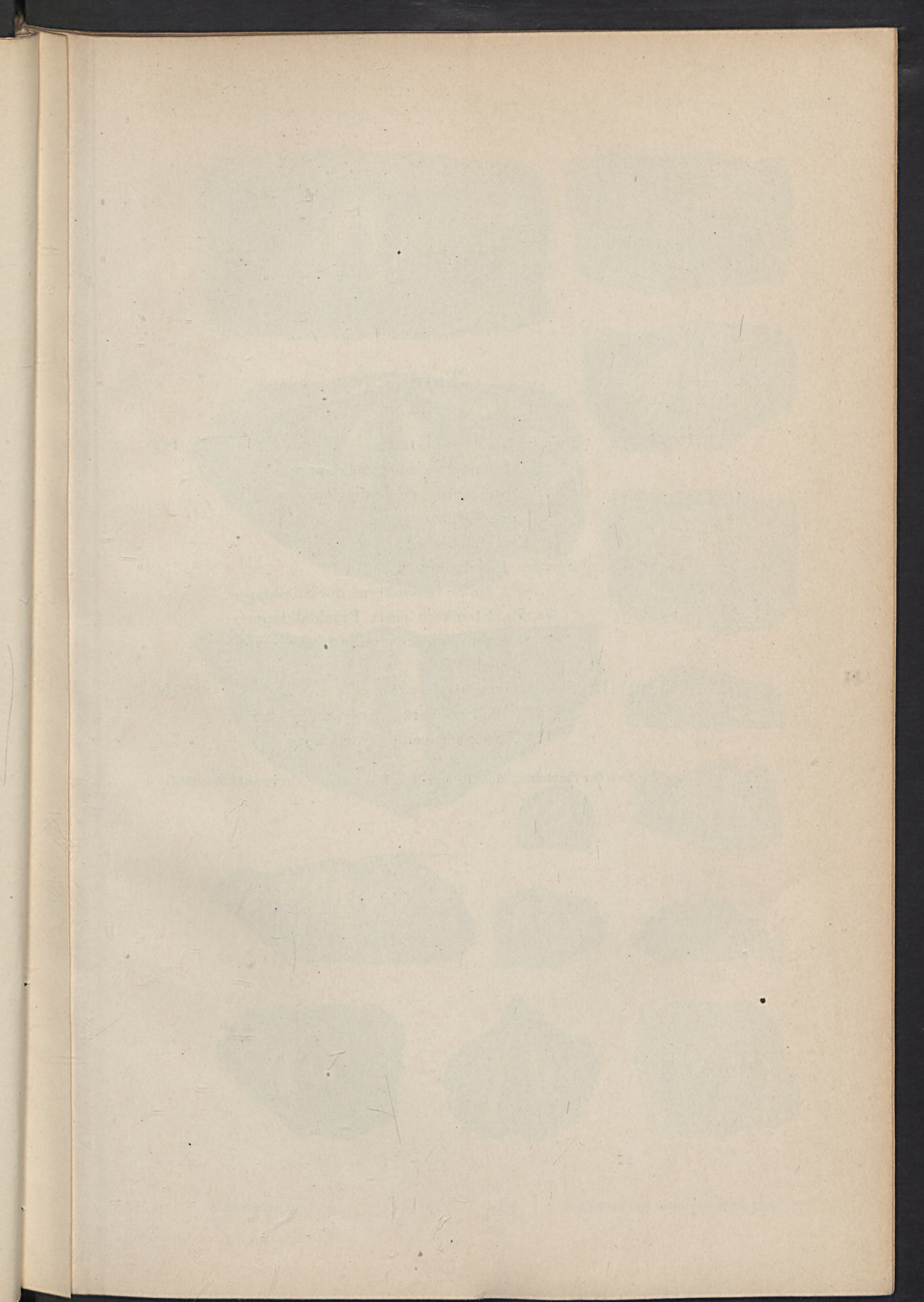
Fig. 5—12. *Spirifer fallax* GIEBEL S. 138

- 5, 6, 7, 8, 9, 11. Steinkerne der Stielklappe;
- 10, 12. Stielklappen.

*) Aus den Siegener Schichten.







Tafel 7.

- Fig. 1—5. *Spirifer hercyniae* GIEBEL S. 142
1, 2. Steinkerne der Stielklappe;
4, 5. Steinkerne der Stielklappe von Jugendformen;
3. Brachialklappe.
- Fig. 6—9. *Spirifer Denckmanni* n. sp. S. 150
6, 8a*), 8b, 8c. Steinkerne der Stielklappe;
7a, 7b. Steinkern einer Brachialklappe;
9. Steinkern einer Stielklappe.(eng berippte Spielart).
- Fig. 10—12. *Spirifer latecostatus* n. sp. S. 150
10*), 12. Steinkerne der Brachialklappe;
11*). Steinkern einer Stielklappe.

*) Aus der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.





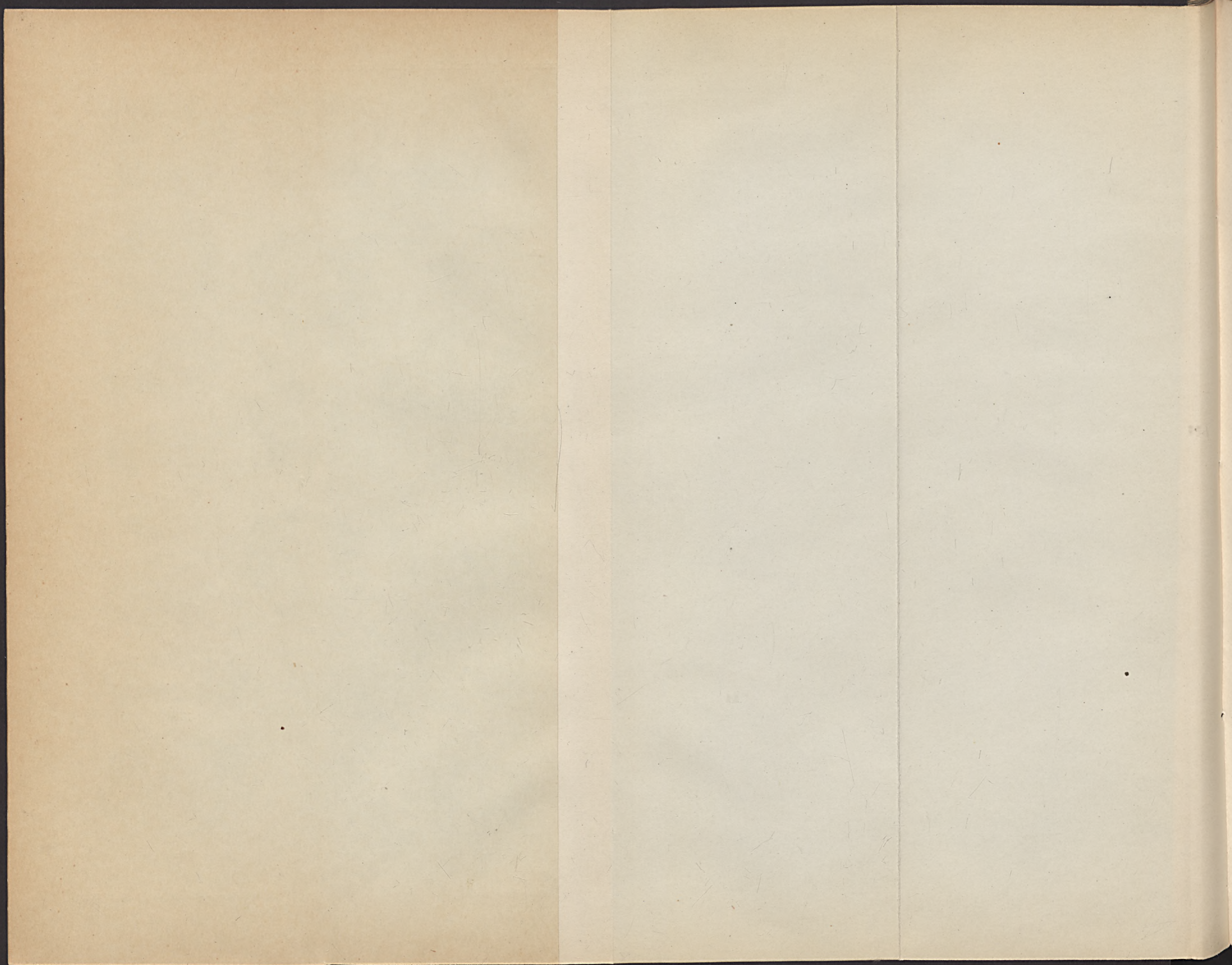


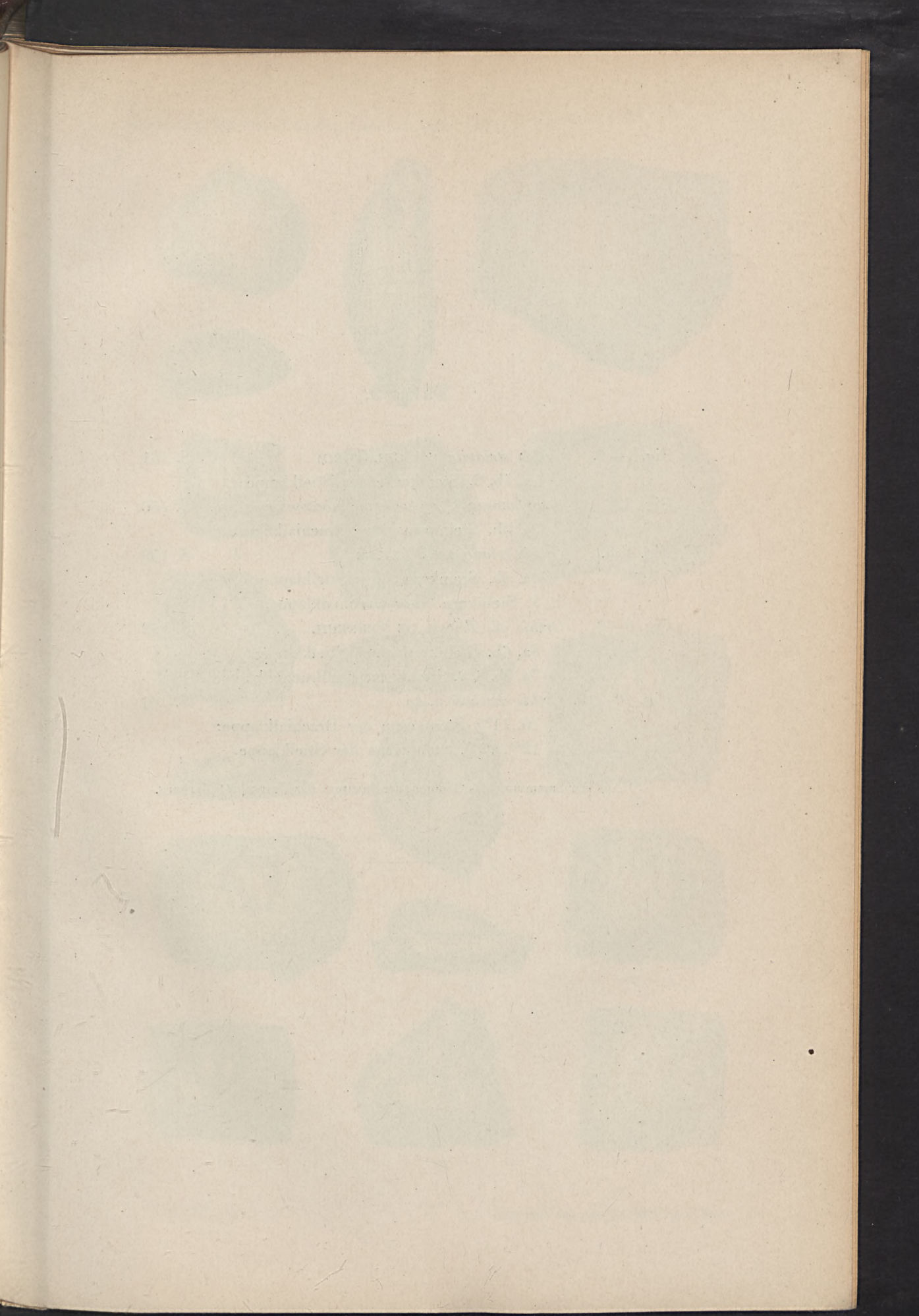
Tafel 8.

Fig. 1—4.	<i>Spirifer scutiformis</i> n. sp.	S. 149
	1a, 1b, 3. Steinkerne der Stielklappe; 2. Schalenexemplar der Stielklappe; 4. Steinkern der Brachialklappe.	
Fig. 5.	<i>Spirifer</i> n. sp. aff. <i>daleidensis</i>	S. 144
	5a, 5b. Steinkern einer Brachialklappe.	
Fig. 6, 7*).	<i>Spirifer excavatus</i> KAYSER.	S. 148
	6. Steinkern einer Stielklappe. 7*). Schalenexemplar einer Stielklappe.	
Fig. 8.	<i>Spirifer carinatus</i> SCHNUR var. <i>crassicosta</i> SCUPIN	S. 146
	Steinkern einer Stielklappe.	
Fig. 8a*).	<i>Spirifer carinatus</i> SCHNUR	S. 146
	Steinkern der Stielklappe eines Jugend- exemplars.	
Fig. 9.	<i>Spirifer bornicensis</i> A. FUCHS	S. 153
	Steinkern einer Stielklappe.	
Fig. 10.	<i>Spirifer latecostatus</i> n. sp.	S. 150
	10a, 10b, 10c. Steinkern einer Stielklappe.	
Fig. 11*), 12.	<i>Spirifer densbergensis</i> n. sp.	S. 147
	11a, 11b, 12. Steinkerne der Stielklappe.	
Fig. 13.	<i>Spirifer secans</i> BARRANDE	S. 152
	13a, 13b. Steinkern einer Brachialklappe.	

*) Aus der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.



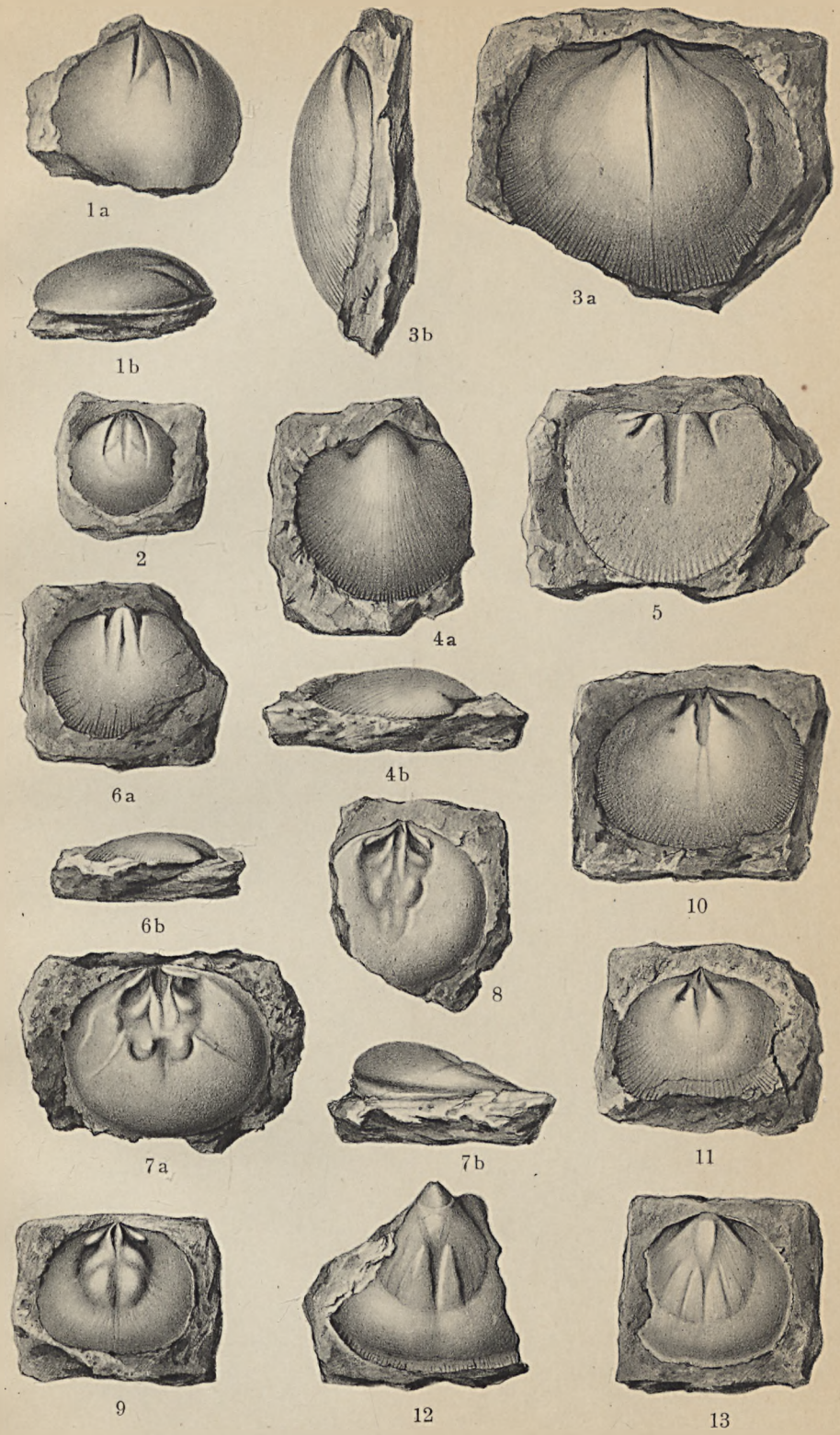


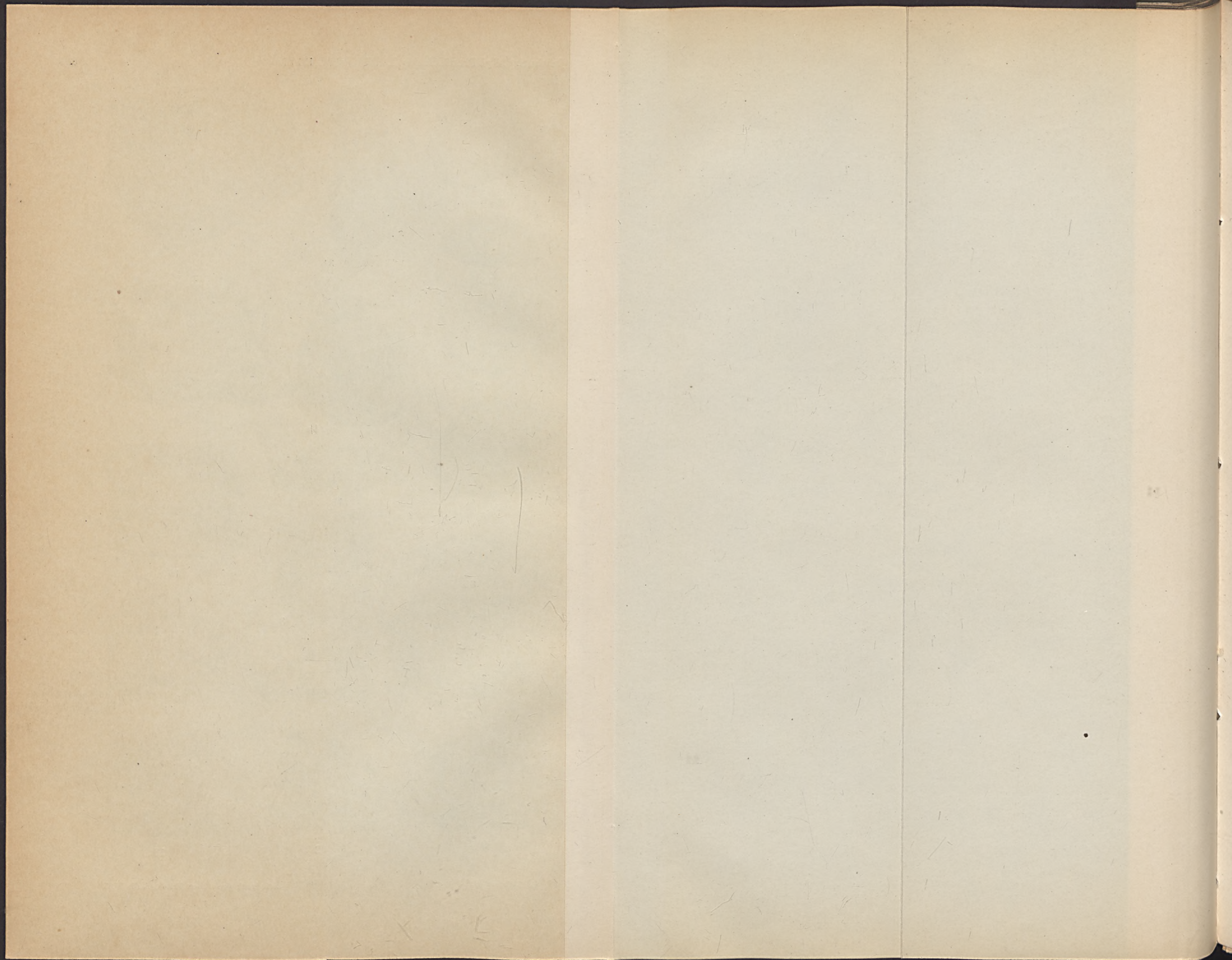


Tafel 9.

- Fig. 1—2. *Orthis striatula* v. SCHLOTHEIM S. 161
1a, 1b, 2. Steinkerne der Stielklappe.
- Fig. 3. *Strophomena (Strophodonta) subcircularis* n. sp. S. 166
3a, 3b. Steinkern einer Brachialklappe.
- Fig. 4, 5. *Orthis triangularis* ZEILER S. 159
4a, 4b. Steinkern einer Stielklappe;
5. Steinkern einer Brachialklappe.
- Fig. 6—9. *Orthis* cf. *Trigeri* DE VERNEUIL S. 162
6a, 6b. Steinkern einer Stielklappe;
7a, 7b, 8, 9. Steinkerne der Brachialklappe.
- Fig. 10—13. *Orthis Fuchsii* n. sp. S. 161
10, 11*). Steinkerne der Brachialklappe;
12*), 13*). Steinkerne der Stielklappe.

*) Aus der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.





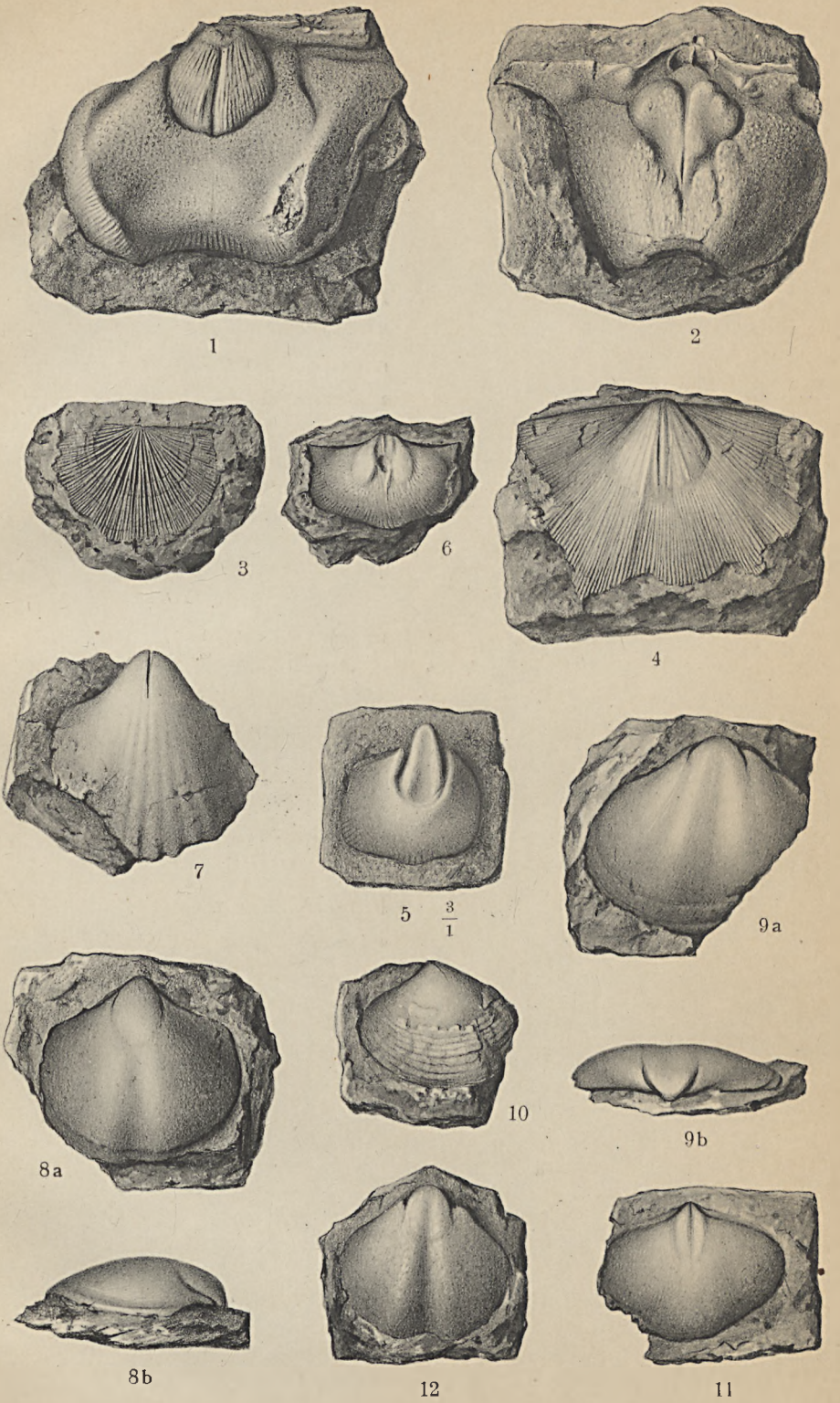
1871

1871
 1872
 1873
 1874
 1875
 1876
 1877
 1878
 1879
 1880
 1881
 1882
 1883
 1884
 1885
 1886
 1887
 1888
 1889
 1890
 1891
 1892
 1893
 1894
 1895
 1896
 1897
 1898
 1899
 1900

Tafel 10.

- Fig. 1*), 2. *Strophomena (Leptagonia) Bouéi* BARRANDE . S. 164
 1. Steinkern einer Stielklappe;
 2. Steinkern einer Brachialklappe.
- Fig. 3*). *Orthis Gervillei* DEFRANCE S. 161
 Wachsabguß des Abdrucks einer Brachial-
 klappe.
- Fig. 4. *Strophomena (Strophodonta?) Verneuilli* BAR-
 RANDE S. 166
 Steinkern einer Stielklappe.
- Fig. 5*). *Orthis* n. sp. S. 163
 Steinkern einer Stielklappe.
- Fig. 6. *Leptaena lepis* BRONN S. 167
 Steinkern einer Stielklappe.
- Fig. 7*). *Pentamerus* sp. S. 159
 Steinkern einer Stielklappe.
- Fig. 8—11. *Athyris caeraesanoides* n. sp. S. 155
 8a, 8b, 9a*), 9b. Steinkerne der Stielklappe.
 10. Steinkern einer Stielklappe mit teil-
 weise erhaltener Kalkschale;
 11. Steinkern einer Brachialschale.
- Fig. 12. *Athyris* n. sp. cf. *Davousti* DE VERNEUIL . . S. 157
 Steinkern einer Stielklappe.

*) Aus der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Marburg.



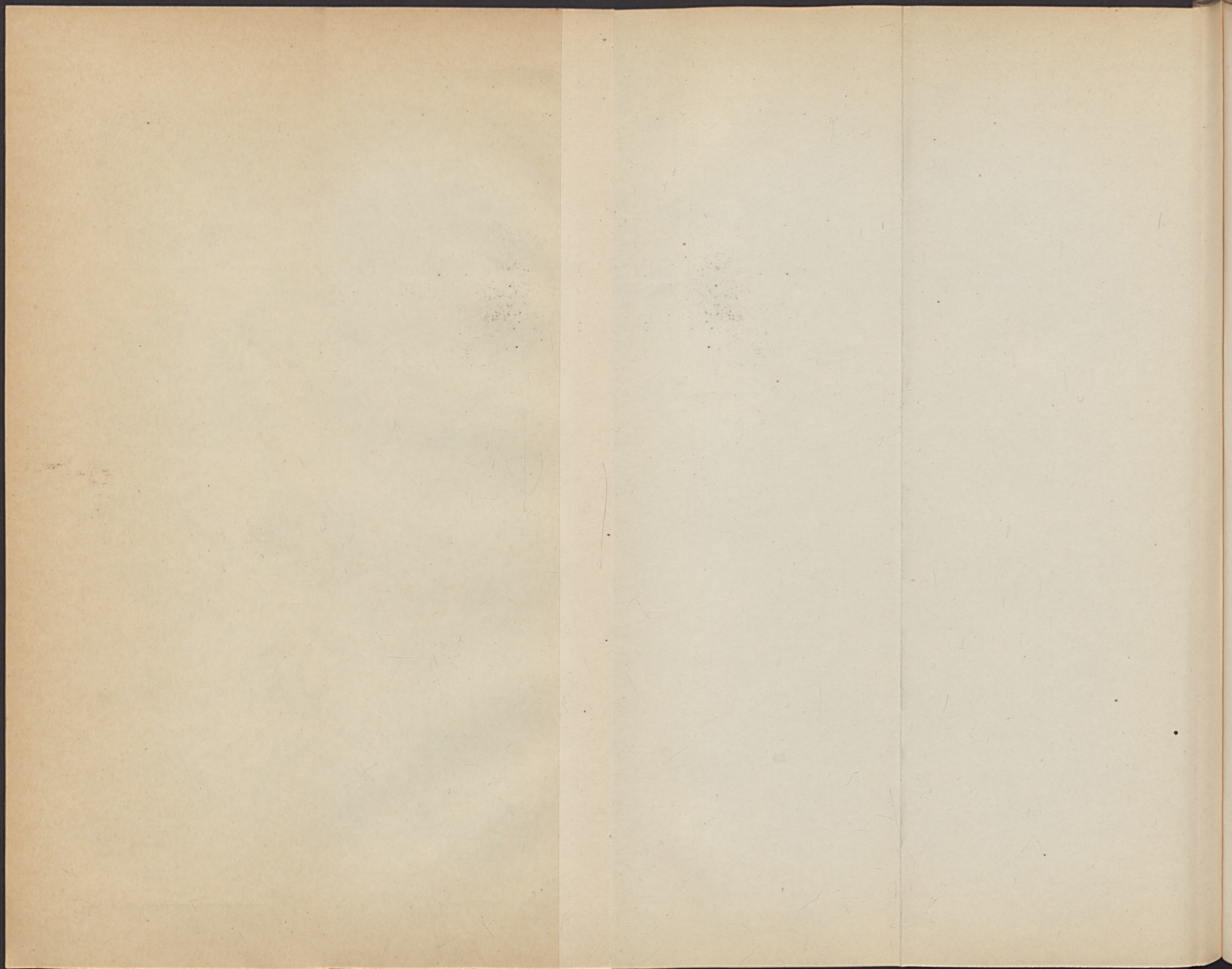
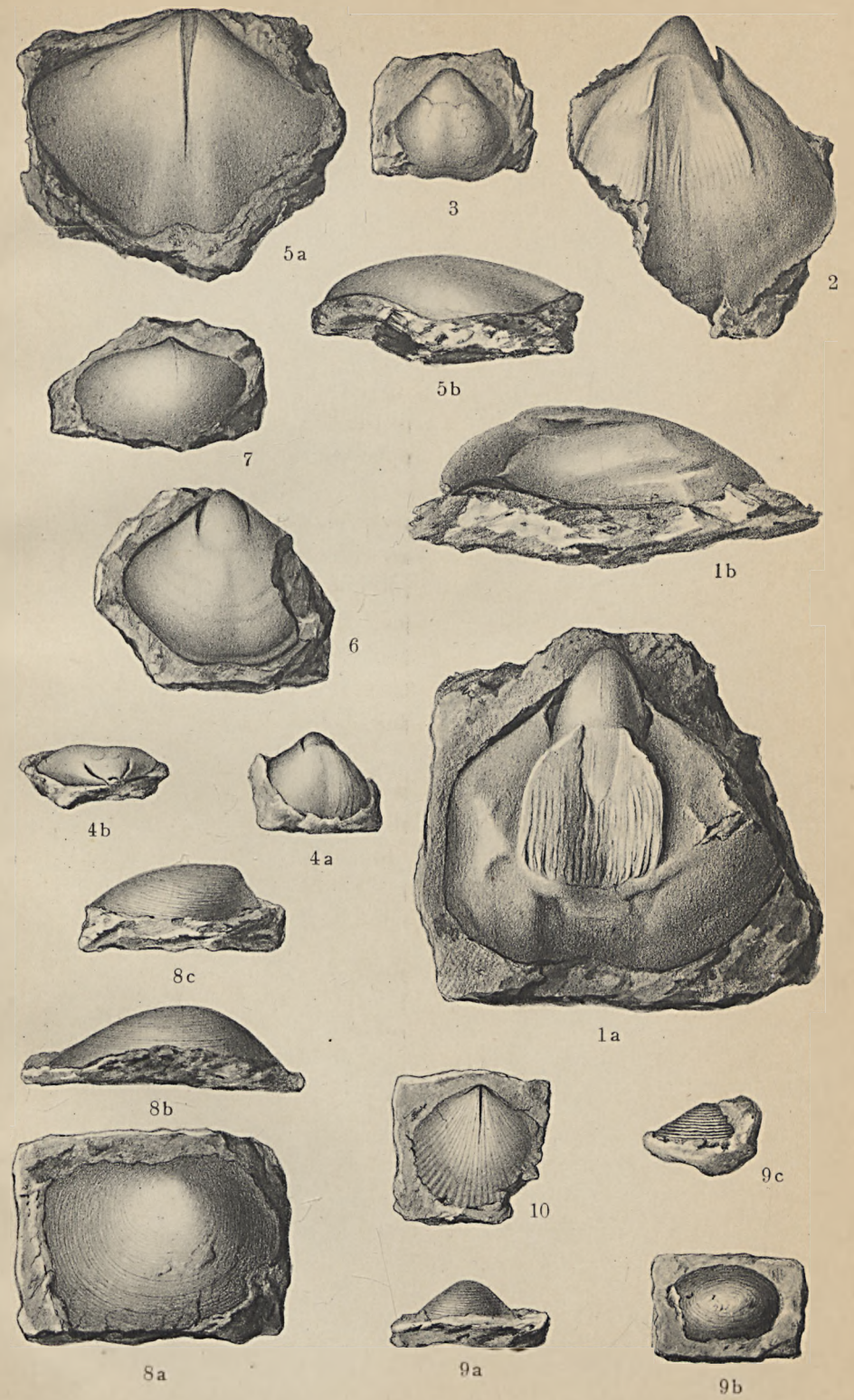


Table II

Faint, illegible text, likely a table or list of items, possibly describing botanical specimens or experimental results. The text is mirrored and difficult to decipher.

Tafel 11.

- Fig. 1—5. *Athyris Rauffii* n. sp. S. 153
1a, 1b, 2. Steinkerne der Stielklappe;
3. Schalenexemplar einer Stielklappe (Jugendform);
4. Steinkern einer Stielklappe (Jugendform);
5a, 5b. Steinkern einer Brachialklappe.
- Fig. 6, 7. *Athyris globula* A. FUCHS S. 156
6. Steinkern einer Stielklappe;
7. Steinkern einer Brachialklappe;
- Fig. 8. *Discina grandis* VAUXEM S. 167
8a, 8b, 8c. Undurchbohrte Klappe.
- Fig. 9. *Discina* sp. S. 168
9a, 9b. Steinkern einer durchbohrten Klappe;
9c. Wachsabguß des Abdrucks.
- Fig. 10. cf. *Rhynchonella Dannenbergi* KAYSER mut.
minor DREV. S. 158
Steinkern einer Brachialklappe.





1877

The following is a list of the names of the persons who have been admitted to the membership of the Society since the last meeting of the Council.

The names of the persons who have been admitted to the membership of the Society since the last meeting of the Council are as follows:

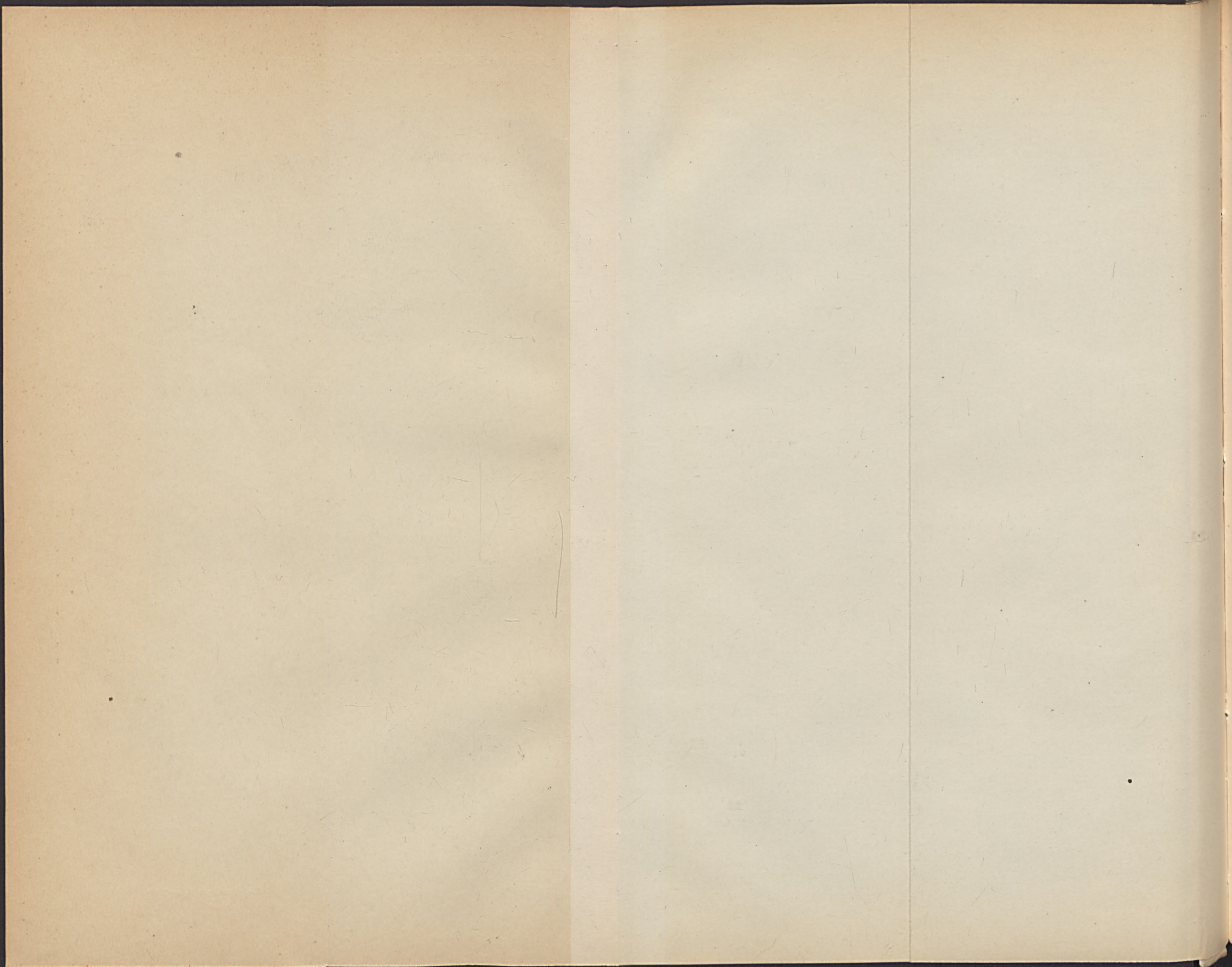


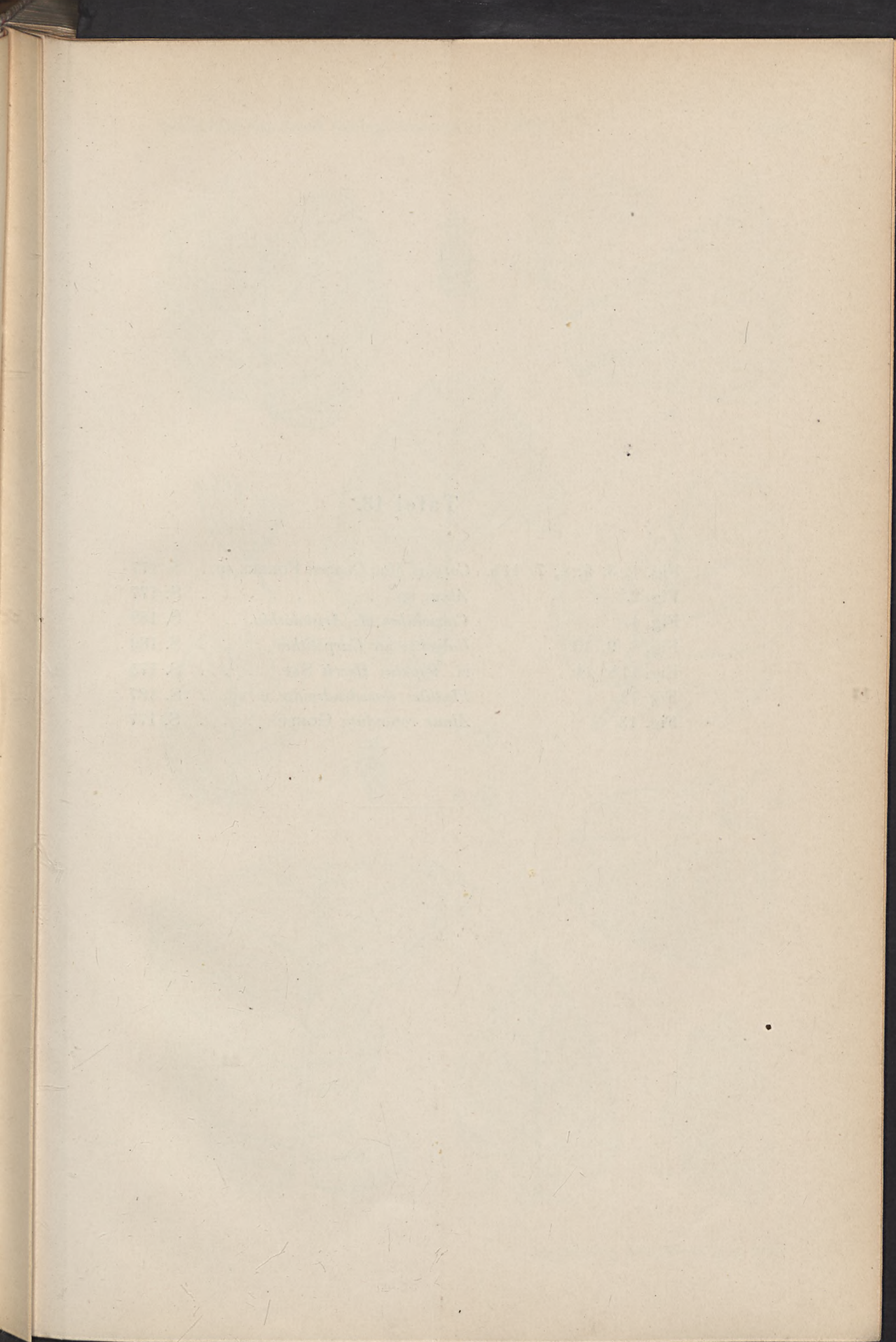
Tafel 12.

Fig. 1, 3, 7 a.	<i>Ficus tiliaefolia</i> A. BR. sp.	S. 181
Fig. 2.	<i>Acer otopterix</i> GOEPP.	S. 184
Fig. 4.	<i>Phyllites elaeodendroides</i> n. sp.	S. 187
Fig. 5, 6.	cf. <i>Widdringtonia helvetica</i> HEER	S. 174
Fig. 7 b, 8, 9, 10.	<i>Corylus Mac Quarrii</i> FORBES sp.	S. 177

Die Originale zu Tafel 12—15 stammen sämtlich aus den Tonen der Moltkegrube und befinden sich im Besitze der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt in Berlin mit Ausnahme derer zu Taf. 12, Fig. 4, und Taf. 13, Fig. 12, die im Kaiser-Friedrich-Museum in Posen aufbewahrt werden.

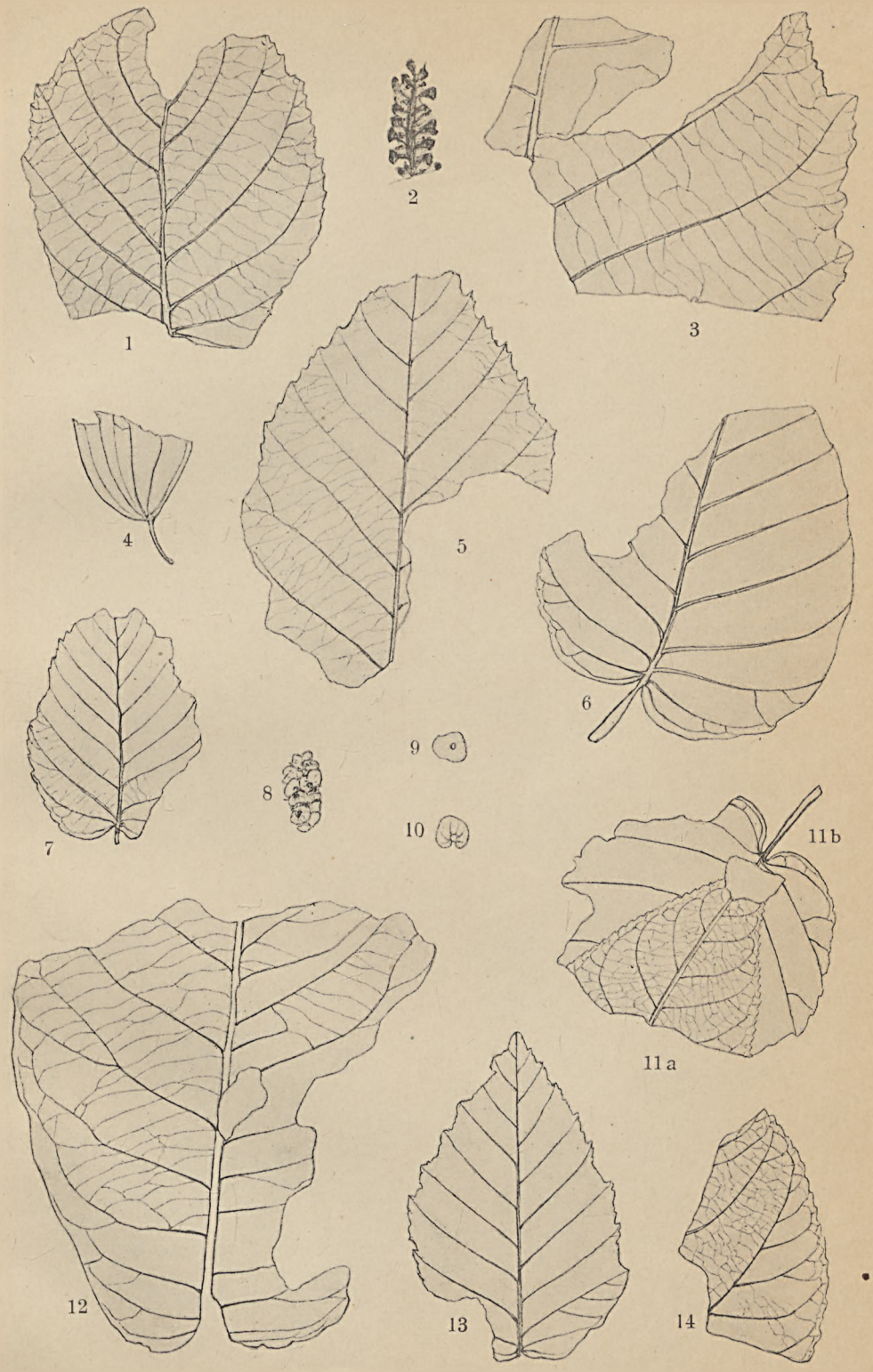


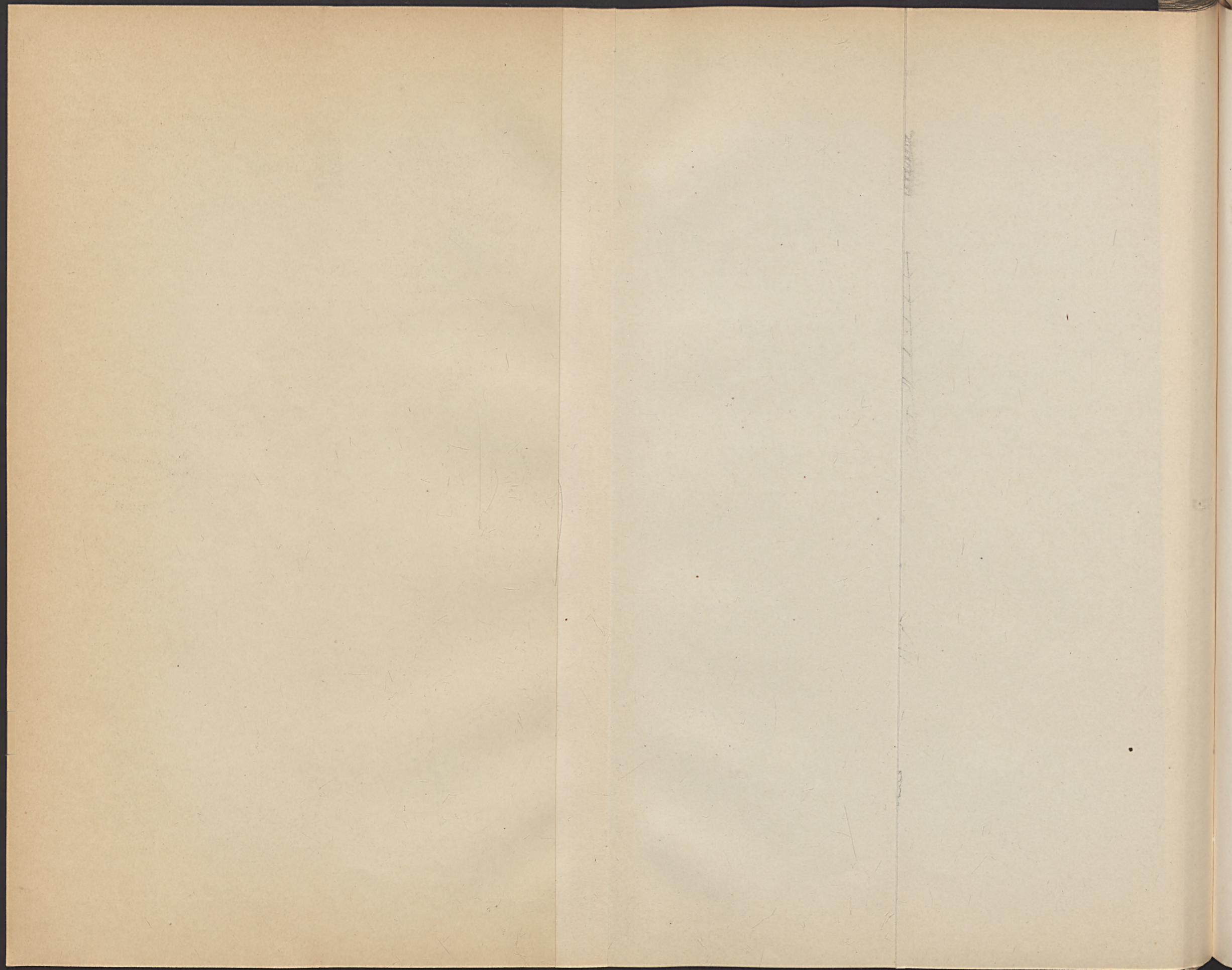




Tafel 13.

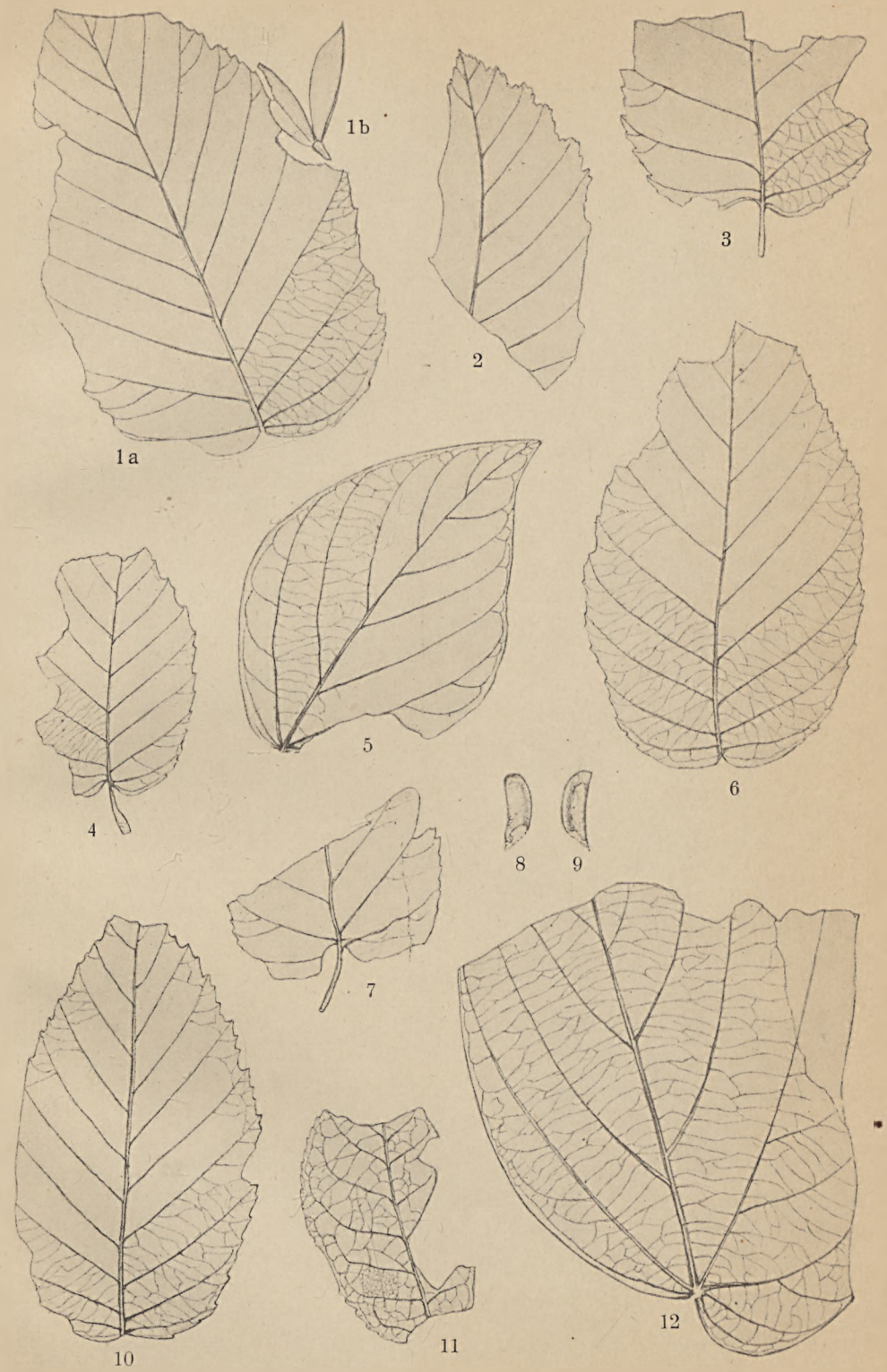
Fig. 1, 3, 5, 6, 7, 11b.	<i>Corylus Mac Quarrii</i> FORBES sp..	S. 177
Fig. 2.	<i>Alnus</i> sp.	S. 177
Fig. 4.	<i>Carpolithes</i> cf. <i>Aristolochia</i> . . .	S. 188
Fig. 8, 9, 10.	<i>Calycites</i> an <i>Carpolithes</i> . . .	S. 189
Fig. 11b, 14.	cf. <i>Populus Heerii</i> SAP. . . .	S. 175
Fig. 12.	<i>Phyllites elaeodendroides</i> n. sp. .	S. 187
Fig. 13.	<i>Alnus rotundata</i> GOEPP. . . .	S. 177





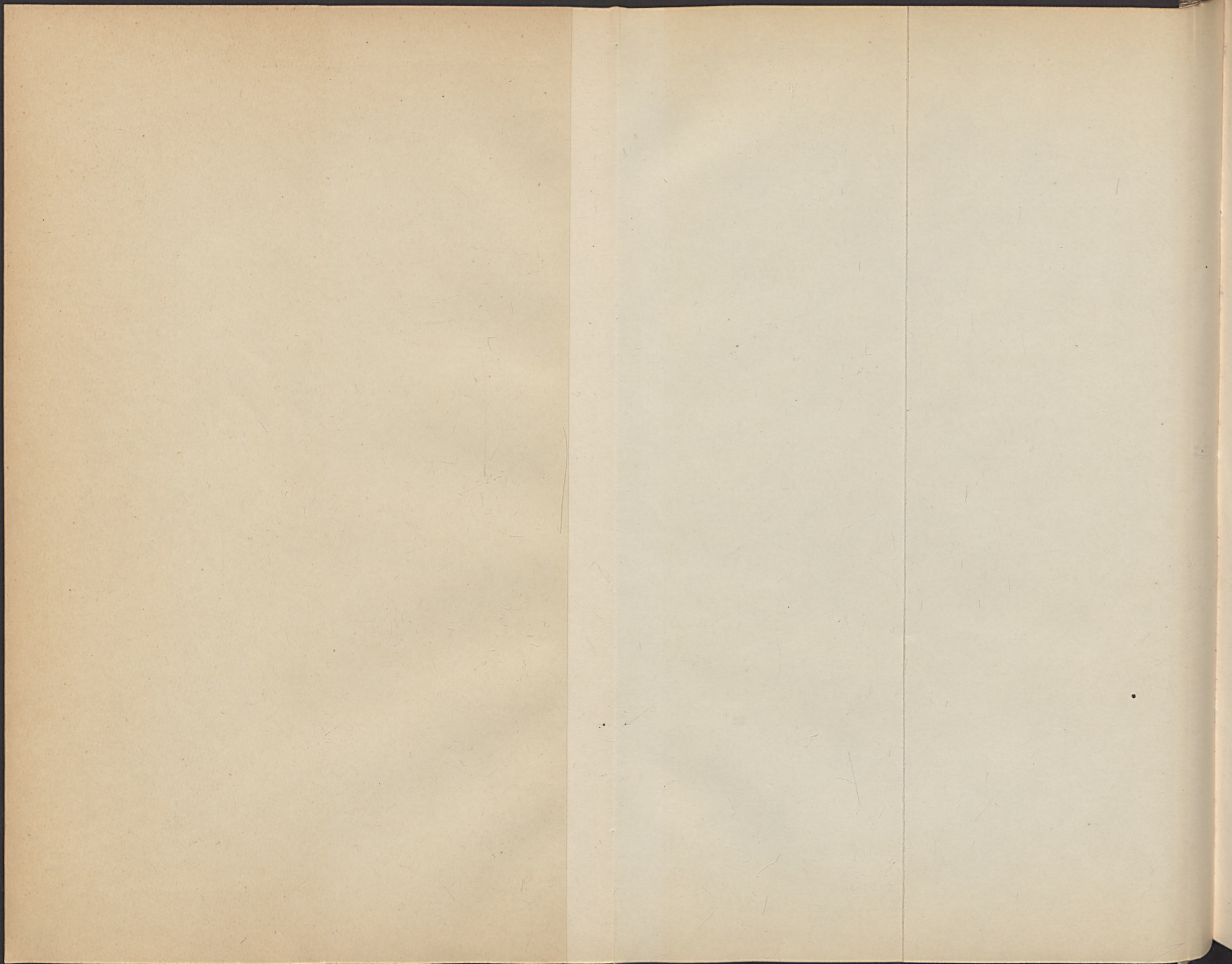
Tafel 14.

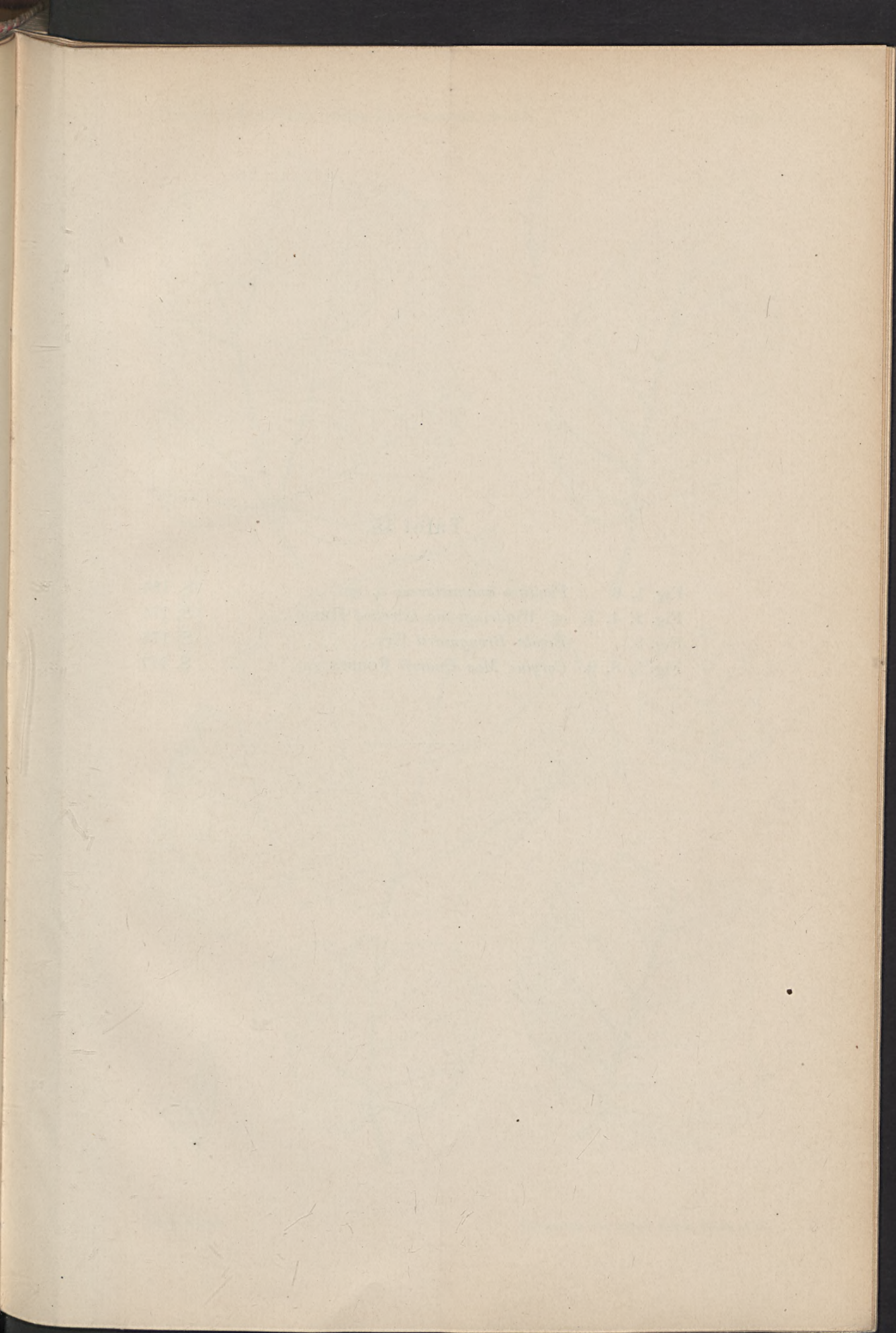
Fig. 1 a, 3, 6, 7, 10.	<i>Corylus Mac Quarrii</i> FORBES sp.	S. 177
Fig. 1 b.	cf. <i>Widdringtonia helvetica</i> HEER	S. 174
Fig. 2.	<i>Alnus rotundata</i> GOEPP.	S. 177
Fig. 4.	<i>Betula prisca</i> ETT.	S. 176
Fig. 5.	<i>Ficus</i> cf. <i>Titanum</i> ETT.	S. 182
Fig. 8, 9.	<i>Carpolithes</i> cf. <i>Cupanoides</i> BOW.	S. 189
Fig. 11.	<i>Prunus Hartungi</i> HEER	S. 183
Fig. 12.	<i>Ficus tiliaefolia</i> A. BR. sp.	S. 181



gez. P. Menzel.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.





Tafel 15.

Fig. 1, 6.	<i>Phyllites anamirtaceus</i> n. sp.	S. 184
Fig. 2, 4, 7.	cf. <i>Widdringtonia helvetica</i> HEER	S. 174
Fig. 3.	<i>Betula Brongniarti</i> ETT.	S. 176
Fig. 5, 8, 9.	<i>Corylus Mac Quarrii</i> FORBES sp.	S. 177



gez. P. Menzel.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.



Die sogenannte Ancylushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste.

Von Herrn C. Gagel in Berlin.

Durch die Bemühungen der skandinavischen Geologen sind seit langem eine sehr große Anzahl Tatsachen aus Norwegen, Schweden, Finnland, Estland, von den Ostseeinseln und aus Dänemark bekannt geworden,¹⁾ die auf sehr erhebliche und wechselnde Niveauverschiebungen in spät- und postglazialer Zeit hinweisen: sehr hochliegende Eismeer(Yoldia)tone, hochliegende Strandwälle, hochliegende Ablagerungen mit Süßwasserfossilien (Ancylusschichten), mehr oder minder hochliegende Schichten mit Salzwasserfossilien gemäßigten Charakters (Litorinaablagerungen), Torfablagerungen unter dem jetzigen Meeresspiegel usw.

Auffallend bei allen diesen Tatsachen ist, daß die gleichaltrigen bzw. zusammengehörigen oder dafür gehaltenen unter diesen Erscheinungen stets in so sehr verschiedenen Höhenlagen liegen.

Aus diesen Beobachtungen und Tatsachen haben besonders G. DE GEER und BRÖGGER eine sehr wechselvolle Geschichte des Ostseebeckens in postglazialer Zeit rekonstruiert, und DE GEER hat auf eine große Senkung in spätglazialer Zeit: Eismeer(Yoldia)ablagerungen, eine darauf folgende Hebung: Ancyluszeit, in der die Ostsee zu einem riesigen Süßwassersee umgewandelt wurde, auf eine nochmalige Senkung: Litorinazeit, in der die Ostsee freiere Verbindung mit dem Ozean hatte als jetzt, und auf eine nochmalige Hebung geschlossen, wodurch die Litorinaablagerungen z. T. wieder

¹⁾ Literatur in GEINITZ: *Lethaea geognostica* III, 2, Quartär.

über den Meeresspiegel kamen, und er hat, da der Betrag der Hebungen und Senkungen an den verschiedenen Stellen des Gebietes ein so sehr verschiedener war, den Begriff der Isobasen (Isoanabasen, Isokatabasen) für die Gebiete gleiche Hebungs- bzw. Senkungshöhe aufgestellt.

BRÖGGER hat für die Umgebungen des Kattegats und Skageraks ebenfalls eine ganz außerordentlich wechselvolle Geschichte in bezug auf die dort stattgefundenen Hebungen, Senkungen und Temperaturschwankungen konstruiert und hat gefunden, daß sich Nordjütland-Vendsyssel in der Beziehung ganz anders verhalten haben als die Umgebung von Christiania, und er hat für das Christianiagebiet eine Senkung in epiglazialer und eine Hebung in postglazialer Zeit gefunden.

Ob die Beobachtungen und Tatsachen in Skandinavien notwendig alle so gedeutet werden müssen, wie es seitens der skandinavischen Geologen geschehen ist, oder ob sie nicht auch noch andere, einfachere Erklärungen zulassen, will ich mangels eigener Anschauung der betreffenden Gebiete nicht erörtern; gegen einige der BRÖGGER'schen Interpretationen der beobachteten Tatsachen sind schon von schwedischer Seite Einwendungen gemacht worden, und die alten, kritischen Bemerkungen von FR. SCHMIDT scheinen mir auch noch nicht widerlegt zu sein¹⁾.

Die oben angedeuteten Resultate der skandinavischen Forscher sind nun aber, m. E. ohne genügende Kritik, auch auf unser deutsches Ostseegebiet als feststehende Tatsachen übertragen worden, und für diese Gebiete, die ich großenteils aus eigenem Augenschein bzw. z. T. durch Spezialkartierung kenne, möchte ich auf Grund dieser meiner eigenen Beobachtungen und Kenntnisse darauf hinweisen, daß hier weder die Ancylushebung noch die allgemeine Litorinasenkung — letztere zum mindesten längst nicht in dem ange-

¹⁾ FR. SCHMIDT, Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1885, Bd. 37, S. 539, 541. — SCHMIDT betont hier, daß der *Ancylus fluviatilis* in Estland in unverkennbaren Flußterrassen liegt.

J. MESTORF, Dreiundzwanzigster Bericht des Museums vaterländischer Altertümer. Kiel 1904, S. 28 u. 29.

nommenem Maße — bewiesen sind, sondern daß die dafür angeführten Beweise zum erheblichen Teil überhaupt gar keine Beweise sind, zum andern Teil sich viel ungezwungener wesentlich anders deuten lassen, und daß die »Litorinasenkung«, wenn sie im deutschen Südwestbaltikum überhaupt als allgemeines einheitliches Phänomen vorhanden ist, ein sehr viel geringeres Ausmaß erreichte, als bisher angegeben wurde (56 m)¹⁾.

Ich möchte in Folgendem die mir bekannten und wesentlichen Beweispunkte, die für Ancyclushebung und Litorinasenkung von der deutschen Ostseeküste angeführt sind, im einzelnen durchsprechen und auf ihre Beweiskraft untersuchen und glaube, dadurch erweisen zu können, daß es sich bei allen Argumenten für die Litorinasenkung viel eher um lokale Ereignisse kleinen Ausmaßes handelt, als um ein großes, einheitliches Phänomen.

Vorher möchte ich aber noch auf die großen, grundlegenden Unterschiede im Gebirgsbau Skandinaviens, Finnlands und der russischen Ostseeprovinzen einerseits und Norddeutschlands andererseits hinweisen, um zu beweisen, daß tektonische Bewegungen, die in dem einen Gebiet in großartigem Maßstabe anscheinend eingetreten sind, deswegen noch nicht in derselben Weise in dem ganz anders gebauten südlichen Gebiet eingetreten zu sein brauchen, bzw. daß ein derartig gleichartiges Verhalten beider Gebiete eben wegen des ganz anderen Baues der südwestlichen Ostseeküste äußerst unwahrscheinlich ist.

Skandinavien, Finnland und die russischen Ostseeprovinzen bestehen aus einem gewaltigen Urgebirgskern, der mit algonkischen, cambrischen, silurischen und devonischen Sedimenten bedeckt ist bzw. gewesen ist. Die russischen Ostseeprovinzen gehören zu der ganz ungestörten, horizontalen, russischen Tafel; Fennoskandia ist eine uralte, gehobene Gebirgsmasse, die zwar in postsilurischer (carbonischer?) Zeit starke Hebungen erfahren hat und von zahlreichen mächtigen Brüchen durchsetzt ist, sie ist aber — abgesehen von den südlichsten Randgebieten — seit dem Devon bis

¹⁾ Vergl. C. GAGEL: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Dieses Jahrbuch 1909, XXX (II), S. 227—248.

zum Ende der Diluvialzeit nicht mehr von einer marinen Überflutung heimgesucht, sondern andauernd Festland und den zerstörenden Einflüssen der Erosion und Denudation ausgesetzt gewesen, so daß die Abtragungsprodukte dieses uralten Gebirgsmassivs nach S. ins Ostseegebiet gebracht und hier in Form mesozoischer und tertiärer Sedimente angehäuft wurden¹⁾.

Im Gegensatz dazu besteht das norddeutsche Flachland, die südliche und westliche Umrandung des Ostseegebietes, aus einem Schollenland, das eine sehr wechselvolle Geschichte durchgemacht hat, das nicht nur von der carbonischen Faltung, sondern auch von mesozoischen und tertiären gebirgsbildenden Vorgängen sehr intensiv betroffen, das von zahlreichen und z. T. enormen präcretaceischen, cretaceischen, alttertiären und jungtertiären Brüchen durchsetzt ist²⁾, das abwechselnd unter das Meer versenkt und mit marinen Sedimenten bedeckt, dann teilweise wieder gehoben und mit terrestrischen Ablagerungen (Kohlenbildungen) überzogen wurde.

Dieses, z. T. ein recht kleinstückiges Mosaik darstellende Schollenland mit seinen bis ins jüngste Tertiär, ja bis ins Diluvium hinabreichenden Verwerfungsvorgängen muß sich natürlich in bezug auf tektonische Vorgänge, säkulare Krustenbewegungen etc., ganz anders verhalten als die uralte, starre skandinavische Festlandsmasse, und wenn in dieser großzügige, einheitliche Verbiegungen stattfanden, konnten diese wohl nicht gut in derselben Weise sich auch in dem südlich vorliegenden zerstückelten Schollenlande äußern, das eben viel zu sehr zerstückelt und von Linien geringsten Widerstandes durchzogen ist, um auf großzügige Krustenbewegungen in mehr als 1500 km Längserstreckung einheitlich und gleichmäßig zu reagieren.

Wir haben durch die zahlreichen, z. T. riesigen, wurzellosen Tertiär- und Kreideschollen, die im Oberen Diluvium in der Zone

¹⁾ DEECKE: Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhang mit dem baltischen Schilde. Zentralbl. 1905, S. 97—109 und H. HAAS: Mitt. aus dem mineral. Institut der Universität Kiel, Bd. I, S. 322.

²⁾ Vergl. die betreffenden Arbeiten von STILLE.

der großen Endmoränen schwimmen, die zwingendsten Beweise, daß noch in der letzten Interglazialzeit im südlichen Baltikum zahlreiche lokale, aber sehr energische, aufsteigende Krustenbewegungen stattgefunden haben müssen, die diese bis dahin z. T. tief begrabenen älteren Schichten plötzlich den Angriffen des Inlandeises aussetzten, das enorme Parteen davon abreißen und intakt fortschieben konnte, und ebenso glaube ich in Folgendem beweisen zu können, daß in postglazialer Zeit am Südrande des Baltikums zahlreiche lokale, voneinander unabhängige Einbrüche oder Senkungen verschiedenen Ausmaßes und verschiedener Richtung stattgefunden haben, die m. E. zu Unrecht als Beweise für eine allgemeine Litorinasenkung aufgefaßt worden sind.

Als Beweise für eine frühere, erheblich (56 m und noch mehr!) höhere Lage bzw. eine erhebliche Hebung des Landes zu Beginn der Ancycluszeit und für die entsprechende Litorina-Senkung werden folgende Tatsachengruppen angeführt:

- 1) Die z. T. recht auffallend tiefe Lage der Sohle zahlreicher kleiner, in die Ostsee mündender Flüsse unter dem heutigen Meeresspiegel, die viel zu tief sein soll, als daß diese Flüsse unter den jetzt obwaltenden Bedingungen sich ein derartiges Bett hätten erodieren können.
- 2) Das Vorkommen von Süßwasseralluvionen und neolithischer Kulturstätten in erheblicher Tiefe, z. T. unter marinen Ablagerungen, an mehreren Stellen der heutigen südlichen bzw. westlichen Ostseeküste.
- 3) Das Auftreten verbogener Terrassen und das sandfreier Gebiete unter der Höhe der jetzt danebenliegenden Sandterrassen.
- 4) Das Vorkommen von Torflagern und alten Waldböden unter dem Meeresspiegel am Seegrunde.

Die erste Gruppe dieser angeblichen Beweise, das Vorkommen von Tälern, deren Sohle bis mehr als 20 m, ja bis 35 m unter dem heutigen Ostseespiegel liegt, könnte nur dann als Beweis für die angebliche große Landsenkung gelten, wenn erstens erwiesen wäre,

daß ein unter den obwaltenden Umständen ins Meer mündender Fluß sein Bett an der Mündung nicht wesentlich unter das Meeresniveau vertiefen kann, was behauptet wird, aber noch nicht erwiesen ist — eine gewisse Tiefe muß jedes Flußbett erreichen, besonders die sehr wasserreichen, wenn es nicht schon lange vor seiner Mündung ohne jedes Gefälle ist, was bei unseren Ostseefläüssen fast nirgends der Fall ist, weil dahinter der Höhenrücken liegt. Zweitens aber müßte dann der Beweis erbracht werden, daß diese angeblich zu tief unter den Meeresspiegel reichenden Täler wirkliche Flußtäler mit ausgeglichenem Gefälle sind, die auch wirklich von den jetzt in ihnen fließenden Flüssen selbst erodiert und nicht bloß von ihnen bereits vorgefunden und nur benutzt sind.

Nun ist aber schon seit Jahrzehnten und von den verschiedensten Seiten darauf hingewiesen, daß die Entstehung und vor allem der Verlauf des größten Teils der südlichen Zuflüsse der Ostsee aus den jetzt vorliegenden Bedingungen völlig unverständlich ist und nur daraus zu erklären ist, daß diese Täler gegen Schluß des Diluviums bei dem allmählichen Rückzug des Eises sich teils aus den subglazialen, nach Süden entwässernden Schmelzwasserrinnen des abschmelzenden Inlandeises, teils aus den außen am Eisrande entlang laufenden Schmelzwasserflüssen bildeten, und daß beim Rückzug des Eises um je eine Staffel die vorher subglazial nach Süden benutzten Schmelzwasserrinnen nun in umgekehrter Richtung nach Norden zu von den subaerisch fließenden Niederschlagswassern der südlichen Gebiete benutzt wurden.

So erklärt sich nach KEILHACK¹⁾ der ganz wunderlich geknickte Lauf der hinterpommerschen Küstenflüsse, so setzen sich Weichsel und Oder mit ihren so auffälligen Knicken, Knickungen und Richtungsänderungen aus abwechselnden subglazialen Durchbruchstätern und aus Strecken verschiedener, vor dem Eise verlaufender Urstromtäler zusammen, und besonders bei der Oder ist der Zusammenhang der annähernd nordsüdlich gerichteten Stromstrecken mit

¹⁾ KEILHACK, Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Dieses Jahrb. 1898.

subglazialen, an die Endmoränen geknüpften Schmelzwasserinnen offensichtlich und unbezweifelbar.

Daß aber zu der Benutzung der in annähernderr N.—S.-Richtung erodierten Schmelzwassertäler durch die ihnen folgenden, subaerisch von S. nach N. fließenden Gewässer oft nicht einmal eine Gefällsumkehrung (durch erfolgende Küstensenkung) nötig war, ergibt sich aus dem Umstande, daß diese senkrecht zu den Endmoränen verlaufenden Schmelzwasserrinnen bzw. Seenketten durch zahlreiche Querriegel und Schwellen mehr oder minder häufig durchsetzt sind, also sehr häufig und nachweisbar Stellen enthalten, wo die in ihnen fließenden Schmelzwasser (durch hydrostatischen Druck) bergauf, und zwar z. T. erheblich bergauf geflossen sein müssen. Solche Schmelzwasserrinnen mit Riegeln und solche Seenketten lassen sich über den ganzen baltischen Höhenrücken, von Ostpreußen bis nach Holstein, als eine ganz allgemeine Erscheinung verfolgen, und an der Möllner Seenkette hat sich bei der von mir geführten Exkursion des 17. Geographentages in Lübeck 1909 angesichts der Endmoräne und der nicht bezweifelbaren Tatsache auf Anregung des Herrn Prof. v. DRYGALSKY eine sehr lebhafte Diskussion über die theoretische Möglichkeit und Erklärung erhoben.

Sind aber diese S.—N.-Täler ursprünglich von N. nach S. von subglazialen bzw. mit starkem Druck aus den Endmoränen herauskommenden Schmelzwassern erodiert bzw. ausgekolkt und haben sie demgemäß auch kein einheitliches Gefälle, so brauchen, ja können sie im Verlauf ihres Sohlengefälles auch nicht von der jetzigen Erosionsbasis der Ostsee beeinflußt sein, besonders soweit sie wirklich subglazial angelegt, d. h. von Schmelzwassern, die unter hohem hydrostatischem Druck standen und sich einen Ausweg erzwingen mußten, erodiert bzw. ausgekolkt sind.

Wo wir nun genauere Daten über den Verlauf der Sohle dieser mit den Endmoränen in Verbindung stehenden Schmelzwasserinnen haben, z. B. an der Untertrave, die die nördliche, (große) baltische Endmoräne durchbricht, sehen wir denn auch, daß das Längsprofil dieses Flusses, das von oberhalb Lübeck an

so auffällig tief, 6—24 m, unter den Ostseespiegel herunterreicht, tatsächlich gar kein ausgeglichenes Gefälle hat, sondern aus abwechselnd tiefen und flacheren Stellen¹⁾ besteht, also die auffälligsten, gefällswiedrigen Kolke aufweist, was denn zu der Behauptung veranlaßt hat, diese Erscheinung wäre auf Schollenbrüche zurückzuführen, während doch die daneben liegende Lübsche Ebene völlig ungestört und tischplatt ist (vergl. meine oben zitierte Arbeit).

Dieses tiefe Tal der Untertrave ist durch die Arbeiten FRIEDRICH's und E. GEINITZ' als Hauptbeweis für die frühere allgemein erheblich höhere Lage des Landes und die nachfolgende Senkung angeführt; soweit dieses Untertravetal im Gebiet der Lübschen Ebene in und westlich der Endmoräne liegt, beweist seine tiefe Lage also gar nichts.

Dasselbe wie bei der Untertrave ist nun auch schon mitten im Lande bei der Obereider zwischen Sehestedt und Rendsburg sowie bei Flemhude der Fall; die ehemalige Obereider bestand hier, wo sie die große Endmoräne durchbricht bezw. unmittelbar in ihrem Hinterland floß, (vor dem Kanalbau!) aus einer Kette langgestreckter Seen: Schirnauer See, Borgstedter Enge, Audorfer See, Flemhuder See, die alle recht tief, z. T. über 25 m tief sind und also ebenso tiefe Kryptodepressionen darstellen, da sie annähernd im Ostseeebene liegen, wobei wir über die Mächtigkeit der ihren Boden bedeckenden Alluvionen noch nicht einmal genau unterrichtet sind; das Eidermoor oberhalb des Schirnauer Sees ist durch Bohrungen 36 m (32 m Torf, 4 m Faulschlamm) tief erwiesen, es wird noch von 4 m Alluvialton unterlagert und erst in 40 m Tiefe, also rund 40 m unter Ostseespiegel liegt der feste Boden dieser alten Kryptodepression. Der Flemhuder See war ursprünglich — vor der Senkung durch den Kanal — 28 m tief, reichte also ebenfalls mehr als 20 m unter Ostseeebene!

Daß diese Kette von ziemlich breiten Seen und tiefen Kryptodepressionen nicht durch die kümmerliche Obereider erodiert sein

¹⁾ Bei der Struckfähre liegt die Sohle 6 m tiefer als stromabwärts bei Gothmund, bei Dummersdorf tiefer als stromabwärts bei Stulper Huck!! usw.

kann, ergibt der Augenschein und das ganz unregelmäßige Längsprofil; der Schirnauer See weist auch in Querprofil verschiedene ganz unregelmäßige Senkungen auf; der Kausal-Zusammenhang mit der großen Endmoräne ist auch hier ganz offensichtlich. Diese Verhältnisse von Untertrave und Obereider beweisen also gar nichts für eine postglaziale Senkung.

Für den, dem diese unverkennbaren Zusammenhänge aus dem Kartenbilde noch nicht überzeugend genug sein sollten, mag nochmals darauf hingewiesen werden¹⁾, daß es auch noch eine ganze Reihe von Kryptodepressionen, z. T. von langgestreckter Form gibt, die überhaupt von keinen Fluß durchzogen werden, sondern nur ganz minimale Gräben als Abflüsse haben, wie der Ratzeburger See (— 24 m), Schaalsee (— 35 m), Hemmelsdorfer See (— 42 m), Plöner See (— 39 m), die auch im ebenso unverkennbaren Zusammenhang mit den Endmoränen stehen und z. T. noch tiefer unter Ostseespiegel herunterreichen als jene Flußtäler, und auch das in keinem Zusammenhang mit der Obereider stehende (nordöstlich Flemhude gelegene) Warleberger Moor hat sich beim Bau des Kaiser-Wilhelmkanals als annähernd 40 m tief, also als eine gegen 30 m unter Ostseespiegel reichende Kryptodepression erwiesen. Hier fehlt es überhaupt an postglazialen Erosionswirkungen; diese Vertiefungen sind seit der Diluvialzeit höchstens flacher geworden — zugefüllt; mit all diesen Kryptodepressionen ist also für eine Landsenkung gar nichts zu beweisen.

Als weitere Beweise dieser Art sind von GEINITZ das Warnowtal und das Recknitztal angeführt, die 14—20 m bzw. 5 m unter Ostsee reichen; von KLOSE²⁾ die Täler der Peene, Ziese und des Strelasundes, die bis zu —20, —10 und —18 bis —20 m unter den Seespiegel reichen. Hier ist der Zusammenhang mit Stillstandslagen des Eises noch nicht durchgehend und genügend erwiesen; wenn es aber Täler wären, die ihre jetzige tiefe Lage überhaupt oder nur durch eine allgemeine Landsenkung erhalten

¹⁾ Vergl. meine oben zitierte Arbeit.

²⁾ KLOSE: Die alten Stromtäler Vorpommerns. IX. Jahresber. geogr. Ges. Greifswald 1903—1905, S. 27 ff.

hätten, so müßten ihre Sohlen doch gleichmäßig verlaufen und auch annähernd gleich tief liegen; das ist aber durchaus nicht der Fall, und schon KLOSE weist darauf hin, daß diese Täler erhebliche gefällswidrige Stellen aufweisen (l. c. S. 62), und daß diese ganz dicht zusammenliegenden Täler der Peene, Ziese und des Strelasundes so verschieden tiefe Lagen hätten, »daß das Ziesetal um einen 10 m geringeren Betrag gesenkt ist«. Soll also wirklich eine Landsenkung und nicht z. T. subglaziale Schmelzwassererosion die tiefe Lage dieser Täler verschuldet haben, so würde daraus schon hervorgehen, daß diese hypothetische Senkung keine einheitliche gewesen sein kann, sondern daß dabei ganz lokale, unregelmäßige und voneinander unabhängige Senkungen stattgefunden haben müßten; »die Senkung Vorpommerns war mithin eine ungleichmäßige« sagt KLOSE, l. c. S. 64 und betrug höchstens 20 m.

Endlich ist schon vor mehr als 60 Jahren von SCHUMANN auf die auffällige Tiefe des unteren Pregeltales — mehr als 20 m — hingewiesen; inzwischen ist aber erkannt, daß das untere Pregeltal ursprünglich mit dem Memeltal in Verbindung gestanden hat und eigentlich der Unterlauf der Memel, also eines ganz gewaltigen Flusses ist, bei dem diese Tiefe gar nicht weiter wunderbar ist, daß wir außerdem auch noch nicht wissen, in wieweit es nicht etwa auch ursprünglich ein Schmelzwassertal bezw. subglazial ausgefurcht ist.

Daß die von GEINITZ aus den Tiefenzahlen der Seekarten auf dem Boden der Ostsee konstruierten Flußläufe keineswegs erwiesen sind und nichts für eine frühere höhere Landlage beweisen, bedarf keines besonderen Hinweises; dazu liegen die Lotungen viel zu weitläufig, und ihre Verbindung ist viel zu hypothetisch, um aus ihnen auf ausgeglichene Erosionstäler schließen zu können¹⁾.

¹⁾ E. GEINITZ: Die geographischen Veränderungen des südwestlichen Ostseegebietes seit der quartären Abschmelzperiode. PETERMANN'S Mitt. 1903, S. 25. Was GEINITZ in dieser Arbeit, in der auch das Interglazial von Oldesloe zu der Litorinabildung gerechnet wird, an Flüchtigkeiten und inneren Widersprüchen fer-

Auf die Ausführungen von HINTZE: Den nordeuropäische Fastlandstid¹⁾ gehe ich hier nicht näher ein, weil sie im wesentlichen das NW. von Dänemark liegende Gebiet betreffen, und weil schon von seiten der dänischen Geologen eingehende Kritik daran geübt ist²⁾.

Was aber nun noch ganz besonders gegen eine frühere derartige Höhenlage des Landes — 56 m mehr als heute — an den südlichen und südwestlichen Ostseeküsten spricht, ist der Umstand, daß dann entweder unsere großen Ströme Elbe und Oder keinen Auslaß nach dem Meere gehabt hätten; es ist von keinem dieser beiden Flüsse bekannt, daß ihre Sohlen derartig tief herunterreichen, das Alluvium an der Elbmündung in der Nordseebucht bei Brunsbüttel ist nur etwa 20—22 m mächtig³⁾ und bei Hamburg selbst in der Elbe nur noch 9—14 m⁴⁾, und ihre Talsandterrassen liegen normal und richtig zum jetzigen Seespiegel — oder aber daß das ganze Gebiet dieser Flüsse dann auch bis weit in ihren Oberlauf, ja bis zu der Quelle hinauf ebenso gehoben gewesen sein müßte, damit sie überhaupt das nötige Gefälle hatten, denn wesentlich geringer als jetzt dürfte deren Gefälle nicht werden. Das würde also eine einheitliche und ziemlich gleichmäßige Hebung fast ganz Norddeutschlands bis in die Mittelgebirge involvieren, für die nicht der mindeste Beweis vorliegt, und gegen die ganz außerordentlich stark die in der Einleitung angeführten Gründe sprechen.

Speziell in der Umgebung von Lübeck, in der Lübischen

tig bringt, beweisen die Angaben Seite 26: »daß — notabene zur Zeit als der Eisrand bei Moen-Rügen lag — gewaltige Ströme, die von dem Endmoränenbogen der südlich und westlich gelegenen Endmoränen entsprangen, die Schmelzwasser des rasch zurückweichenden Eises nach N. und O. entführten«, und Seite 27: »daß diese Ströme sehr rasch ihre Hauptmasse vom Wasser verloren hatten, nachdem das Abschmelzen in den südlichen und westlichen Gebieten beendet war«.

¹⁾ Meddel. fra dansk geol. Forening 1908, Nr. 14.

²⁾ Meddel. fra dansk geol. Forening 1908, Nr. 14.

³⁾ Nach ZEIZE: Geologisches vom Kaiser Wilhelmkanal. Dieses Jahrbuch 1902, XXIII, S. 170—172.

⁴⁾ Nach GORTSCHE: Der Untergrund Hamburgs, S. 15.

Mulde, sprechen die dort auftretenden Terrassen, die sich durch das Stecknitz-Delvenautal und die damit zusammenhängenden Trockentäler nach der Elbe zu fortsetzen und mit den dortigen Endmoränen zusammenhängen, auf das bestimmteste dafür, daß dort zur Zeit der großen Endmoräne genau oder annähernd genau dieselben Niveauverhältnisse geherrscht haben müssen wie gegenwärtig; es sind keinerlei merklich verbogene Terrassen vorhanden, und die Annahme der hohen Landlage zur Ancylyszeit würde für dieses Gebiet also bedeuten, daß hier erst eine Hebung von mindestens 50–56 m, dann eine ebensolche Senkung stattgefunden habe, ohne daß in diesem Schollenland in den Terrassen und Tonablagerungen eine unzweideutig erkennbare oder wesentliche Störung und Verbiegung eingetreten ist, auf welche Unwahrscheinlichkeit ich schon in einer früheren Arbeit hingewiesen habe¹⁾.

Eine zweite Gruppe von Beweisen für die Litorinasenkung betrifft die in der Nähe der Ostseeküste vorkommenden tiefliegenden Süßwasseralluvionen, die zum erheblichen Teil von marinen Litorinaablagerungen bedeckt werden, und darunter sind, wenigstens teilweise, Tatsachen, die wirklich für Senkungen an den betreffenden Stellen sprechen bzw. solche beweisen, aber längst nicht Senkungen von über 56 m Höhe.

So wurden durch Baggerungen bei Kiel bei der Anlage der Werftbassins in der Föhrde in 8–9 m Tiefe früh-neolithische Werkzeuge in solchen Mengen gefunden, daß man auf eine prähistorische Ansiedelung an dieser Stelle schließen muß²⁾. Diese früh-neolithischen Werkzeuge lagen am Grunde eines Waldtorfmoors, beweisen also, daß sich das Gebiet gesenkt bzw. der Grundwasserspiegel des Süßwassers gehoben haben muß; darüber bzw. daneben (über Moostorf) liegt nun aber Meerlebertorf mit marinen Conchylien, *Litorina*, *Nassa*, *Cardium*, *Mytilus*, *Ostrea* usw., in — 7 bis — 17 m Tiefe, der beweist, daß dieses ehemals Festland gewesene und dann unter Süßwasser unterge-

¹⁾ C. GAGEL: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Dieses Jahrbuch 1909.

²⁾ WEBER: Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Föhrde. ENGLER'S botan. Jahrbücher 1904, S. 35 I.

sunkene Gebiet unter das Meeresniveau sank und 14 m hoch überflutet wurde (in 12—14 m Tiefe liegt noch Moostorf). Die Senkung, durch die die neolithischen Kulturstätten unbewohnbar gemacht wurden, begann also sehr lange vor der Überflutung durch das Litorinameer, da sich zuerst erheblich mächtige Wald- und Süßwassermoore bildeten, und noch weit länger vor dem Erscheinen der Buche, die erst merklich über der Unterkante der Litorinabildungen auftritt. Wer sich aber genauer die Angaben und die Karte von WEBER über die Tiefen ansieht, bis zu der der Meerlebertorf an den verschiedenen, dicht bei einander liegenden und durch keinerlei Schranken von dem höher liegenden Moostorf, Waldtorf und Wiesenalk getrennten Stellen herunterreicht, wird sich des auch von WEBER schon betonten Eindrucks nicht erwehren können (l. c. S. 22—24), daß wegen dieser so verschieden tief herunterreichenden Unterkante des Meerlebertorfes unmittelbar neben höher liegendem Moostorf und Süßwasserkalk hier keine einheitliche, gleichmäßige Senkung vorliegen kann, sondern daß, zum mindesten neben oder wahrscheinlich hinter dieser hergehend, noch eine lokale Senkung, ein Einbruch oder eine Verwerfung stattgefunden haben muß. Ebenso sind noch später durch zahlreiche Bohrungen bei der kaiserlichen Werft Moorbildungen, Faulschlamm usw. in 5,8—14,8 m Tiefe gefunden, die unter Sand und Kies mit marinen Schalresten (*Cardium*, *Mytilus*) liegen, während in anderen, daneben liegenden Bohrungen Sand und tonige Bildungen mit *Mytilus* und *Cardien* ebenfalls bis 10, ja bis 14,5 m Tiefe herunter reichen.

Hier ist also eine Senkung von mindestens 14—17 m nachgewiesen; viel größer als dieser nachgewiesene Betrag kann die Senkung aber auch tatsächlich nicht gewesen sein, denn die neolithische Bevölkerung mit Skivespalter-Kultur, deren Spuren und Ansiedlungsplätze wir an den 8—9 m tief unter See liegenden Werkzeugresten erkennen, war diejenige, die auch die Muschelabfallhaufen an der Ostsee, die Kjökkenmöddinger, hinterließ, und sie hatte wegen dieser ihrer Lebensweise als fischende Bevölke-

rung keine Veranlassung, hoch oben auf den Hügeln, sondern möglichst dicht am Strande zu wohnen, wo wir auch sonst immer ihre Reste finden.

Hierbei sei aber auf den anscheinenden eigentümlichen Widerspruch hingewiesen, daß diese Reste der ganz frühneolithischen (= Skivespalter-) Kultur, die sich sonst in den dänischen Muschelabfallhaufen aus der Litorinazeit (mit *Litorina*, großen Cardien und *Ostrea*) finden, hier unter Praelitorinabildungen (ohne marine Muschelabfälle) und lange vor dem Beginn der Buchenzeit liegen, was also auf eine sehr lange Dauer dieser Skivespalter-Kultur hindeutet.

Die Muschelabfallhaufen der Litorinazeit liegen entweder dicht am Strande (Apenrade, Gjenner Bucht, unterer Teil der Abfallhaufen am Windebyer Noor) oder in Dänemark etwas darüber (etwas gehoben?), jedenfalls nicht versenkt.

Desgleichen hat FRIEDRICH¹⁾ aus der Tatsache, daß bei Travemünde unter einer in 4—23,8 m Tiefe liegenden Litorinabildung in 23,8—24,3 m Tiefe Süßwasserkalk mit Resten von *Cervus* und darunter bis 26 m toniger Sand mit *Bythinia* gefunden ist, auf eine Senkung der Gegend von Travemünde um mindestens 25 m, aus der weiteren Tatsache, daß in einer anderen dortigen Bohrung bis zu 11 m Tiefe unter Seespiegel Bruchwaldtorf gefunden ist, dessen Pflanzen z. T. noch in dem darunter liegenden Geschiebemergel wurzelten, auf eine Senkung von mindestens 12 m geschlossen.

Der letztere Beweis ist natürlich schlüssig; die 12 m Minimalsenkung sind eine vollgültig erwiesene Tatsache, der in 24 m tief liegende Süßwasserkalk braucht aber nichts für eine 25 m tiefe Senkung zu beweisen; er kann sich ebenso gut in einer vorher vorhandenen Kryptodepression (Dassower See!!) gebildet haben — der dicht daneben liegende Hemmelsdorfer See reicht bis 42 m unter Ostsee — und kann bei einer Überflutung dieser Depression durch die Ostsee infolge von Sturmfluten oder all-

¹⁾ P. FRIEDRICH: Die Lübschen Litorinabildungen. Mitt. geogr. Ges. Lübeck 1905, S. 18—19.

mählicher Zerstörung des vorliegenden Ufers, wie sie gerade an dem nebenliegenden Brodtener Ufer in hohem Maße nachgewiesen ist, mit marinen Bildungen überdeckt sein.

Der schon erwähnte, dicht daneben liegende, 42 m tiefe Hemmelsdorfer See ist jetzt nur noch durch eine ganz dünne, schmale Sandbarre von der Ostsee getrennt und z. B. 1872 bei der großen Sturmflut 4 m hoch von der Ostsee überflutet; an seinem Grunde finden sich jetzt die Schalen von (toten?) Brackwasserdiatomeen neben solchen des süßen Wassers; wäre die schmale Sandbarre bei der Sturmflut definitiv zerstört statt nur überflutet, so würden sich jetzt brackische bzw. marine Bildungen über den alten Süßwasseralluvionen des Seegrundes bilden, ohne daß eine Spur von Senkung stattgefunden hätte. Dieser hier hypothetisch als möglich konstruierte Fall hat sich vor etwa 100 Jahren am Limfjord in Nordjütland tatsächlich ereignet. Dieser Limfjord, der bis dahin ein Süßwassersee mit reicher Süßwasserfauna gewesen war, wurde infolge gewaltiger Sturmfluten vom Skagerak und Kattegat her durch Zerstörung der abschließenden Landbrücken und Nehrungen mit dem Meere in Verbindung gesetzt; in ihm gedeihen jetzt Austern und eine reiche marine Fauna, deren Reste sich also ohne jede Spur von Senkung auf alluvialen Süßwasserbildungen liegend finden müssen!

Es bleibt also der nachgewiesene Minimal-Betrag der Senkung bei Travemünde 12 m; nehmen wir dazu die Tatsache, daß die Sohle des Travebettes, die bei Stulper Huck (in der Endmoräne!) 22,8 m tief liegt, bei Travemünde durch Bohrungen in 35 m Tiefe liegend erwiesen ist, also rund ebenfalls 12 m tiefer liegt als der Rand des letzten durch die Endmoräne erklärbaren Kolks¹⁾, so wird es ziemlich wahrscheinlich, daß der vorhin nachgewiesene Minimalbetrag der Senkung von 12 m auch annähernd dem wirklichen Betrag der Senkung des Untertravegebietes entspricht.

¹⁾ Ferner, daß von SPETUMANN in der Untertrave in 7–10 m Tiefe neolithische Kulturreste gefunden sind (Mitt. geog. Ges. Lübeck 1906, S. 98–100), falls man diese Einzelfunde hier für beweisend halten will.

FRIEDRICH ist aber noch weiter gegangen und hat aus der angeblichen Tatsache, daß bei Travemünde-Privall am Kohlenlager in 44—58 m Tiefe angebliche Litorinabildungen erbohrt sein sollen (l. c. S. 29), — »echt marine Ablagerungen reichen hier bis 55 m unter Ostsee« (l. c. S. 43) — geschlossen, daß die Senkung der Litorinazeit hier mindestens 56 m betragen hat.

Hierfür ist nicht der mindeste Beweis erbracht, und diese Angabe, auf der allein die ganze Annahme von der 56 m-Litorinasenkung beruht, schwebt rein in der Luft. Es ist in diesen angeblichen Litorinabildungen am Kohlenlager nicht das mindeste Fossil gefunden; es sind überhaupt von dieser Bohrung keine Proben zur Untersuchung aufgehoben gewesen. Die Bohrakten, auf Grund deren die angeblichen Tone jetzt für die Litorinatone erklärt werden, widersprechen sich; die Angaben stammen von unzuverlässigen Bohrmeistern, und FRIEDRICH selbst hat diese Angaben ohne Belegproben zuerst als Geschiebemergel gedeutet und sie erst später für Litorinatone gehalten. Dieser »Beweispunkt« ist also durchaus hinfällig.

Hierher gehört ferner die Angabe von GEINITZ¹⁾, daß bei Warnemünde unter Litorinabildungen in 4—5,2 m Tiefe ein alter Waldboden gefunden ist; dieser Beweis für eine Senkung ist natürlich ebenfalls schlüssig; der Minimalbetrag der Senkung ist aber nur zu höchstens 5,2 m erwiesen; wie groß die wirkliche Senkung hier gewesen ist, wissen wir nicht.

Hier ist auch auf die Angaben LEHMANN's²⁾ hinzuweisen, daß bei Rügen zwar submarine Wälder in geringer Wassertiefe vorkommen, daß aber andererseits das marine Alluvium auf Rügen noch nicht 10 m Mächtigkeit erreicht, was sehr gegen einen größeren Senkungsbetrag dort spricht.

Einen ferneren derartigen Beweis bilden die Angaben von

¹⁾ GEINITZ. Die geologischen Aufschlüsse (Litorinabildungen) des neuen Warnemünder Hafenbaues. Mitt. Meckl. Geol. Ld.-A. XIV, 1902, S. 6 und S. 31.

²⁾ LEHMANN, Probleme zur Morphologie Rügens. Verhandl. d. 17. Deutschen Geographentages Lübeck 1909, S. 41.

DEECKE über die Oderbank ¹⁾. Hier ist durch zahlreiche Bohrungen erwiesen, daß unter 6 m Wassertiefe in der Ostsee von 6—13 m feiner Seesand, von 13—14 m Seesand mit *Cardium edule*, von 14—20 m Sande mit wechselnden Einlagerungen von feinsandig-tonig-kalkigem Material (Wiesenkalk), von Holz, Torf, Diatomeen, Süßwassermuscheln usw. liegen, darunter in 20—30 m Tiefe steinig-kiesige Sande. Damit, daß hier draußen in der See in 14—20 m Tiefe unter marinen Schichten Süßwasserablagerungen und Torfe liegen, wird also ebenfalls eine Senkung im ungefähren Betrage von 14 bis vielleicht 20 m erwiesen.

Hierher gehört endlich die Angabe von JENTZSCH ²⁾, daß in Pillau bis zu 38 m Tiefe unter Seespiegel Süßwasseralluvium erhöht ist unter Meeresablagerungen. Alle näheren Angaben über diesen Fund fehlen; es darf aber hier daran erinnert werden, daß Pillau an der Einmündung des Frischen Haffs in die Ostsee (Verlängerung des vorbesprochenen tiefen Pregeltales!) liegt, daß hier also kein Beweis für eine Senkung vorliegt, sondern daß das Süßwasseralluvium ebensowohl in einer alten Kryptodepression des Haffs sich gebildet haben kann.

Neuerdings ist auch bei Bohrungen und Baggerungen in der Flensburger Förhrde ³⁾ unter 4 m Wassertiefe gefunden: von 4—8 m muddiger Sand, Ton usw. mit »Muscheln« und darunter von 8—10,5 m Torf mit Eichen, Bucheckern und Hainbuchenresten. Das beweist ebenfalls eine Senkung von mindestens 8 m. Da aber die Buche vor der Litorinasenkung bei uns noch nicht bekannt ist, sondern erst um die Mitte der Litorinazeit auftritt, Bucheckern aber unverkennbar sind, so beweist das, daß die Senkung in der Flensburger Förhrde erst erheblich später als die sonstige Litorinasenkung und ganz erheblich später nach dem Erscheinen der Buche eingetreten ist. Wie wir

¹⁾ DEECKE, Die Oderbank nördlich von Swinemünde. IX. Jahresbericht geogr. Gesellsch. zu Greifswald 1905.

²⁾ Schriften der Physik.-ökonom. Gesellschaft zu Königsberg 1890, S. 7. Bericht über die Verwaltung der Provinzialmuseen; Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1890, Bd. 42, S. 617—618.

³⁾ W. WOLFF, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1909, XI, Monatsber. S. 444.

ja auch schon in der Kieler Förde sahen, begannen dort die Senkungen lange vor der Litorinazeit und sehr lange vor der Buchenzeit, und neben oder wahrscheinlich nach der Litorinasenkung traten noch lokale Senkungen oder Einbrüche ein, die den Meerlebertorf neben den Süßwassermoostorf legten. Wir sehen also, daß die Senkungen sich über einen sehr langen Zeitraum verteilen und sich nicht auf einen einheitlichen Vorgang beziehen lassen.

Vor langen Jahren sind tief unter den versenkten Torfen in der Flensburger Förde ebenfalls frühneolithische (Skivespalter) Kulturreste gefunden, die also ebenfalls aus einer Zeit vor dem Beginn der Buchenzeit zu stammen scheinen.

Endlich ist in diesem Zusammenhang noch darauf hinzuweisen, daß an den dänischen Inseln noch mehrfach submarine Torfe in 6—12 m Tiefe gefunden sind¹⁾, und daß diese Torfe im Norden im allgemeinen tiefer liegen als im Süden; diese Torfe würden also Minimalbeträge für die dortigen Senkungen von 6—12 m beweisen. Da an derselben Stelle darauf hingewiesen wird, daß die Litorinabildungen in Nordjütland jetzt 8—14 m unter dem Meere liegen, im südlichen Dänemark aber schon 2—4 m über dem Meere, so weist diese Angabe ebenfalls auf ganz unregelmäßige Schollenbewegungen hin und darauf, daß stellenweise die Litorinabildungen schon wieder gehoben sind, was ebenfalls nicht für eine allgemeine einheitliche Landbewegung, sondern für lokale, wechselnde Ereignisse — Schollenbewegungen — spricht.

Eine dritte Gruppe von Beweisen endlich betrifft das Vorkommen von verbogenen Terrassen und von tiefgelegenen sandfreien Gebieten, die ohne topographische Grenzen neben diesen Sandterrassen liegen. Hier sind zuerst die Forschungen von KÄSTNER über die Rostocker Heide zu erwähnen²⁾. Die Rostocker Heide ist eine alte Stauseeterrasse, die von feinen steinfreien Sanden gebildet

¹⁾ RÖRDAM, Saltvand alluviet. D. G. U. II, 2, 1891.

²⁾ KÄSTNER, Die nordöstliche Heide Mecklenburgs nach ihrer geolog. Beschaffenheit und Entstehung. Mitt. Meckl. geol. L.-A. XIII, 1901.

wird. Diese Sande liegen jetzt aber nicht mehr horizontal, sondern senken sich von 21 m Meereshöhe im Süden und Osten auf fast Meeresniveau im Norden und Westen; die Verbiegung der Terrasse nach Norden und Westen beträgt 18 m. Die Uferlinie der Sandablagerungen ist topographisch nicht gekennzeichnet; sie kreuzt von Osten nach Westen sämtliche jetzigen Höhenkurven; auch die ursprünglichen steinigen Ufer-(Rand)bildungen kreuzen ohne topographische Grenzen die Höhenkurven. 1 km westlich der Uferlinie liegen in tieferem Niveau Sölle, die nicht vom Talsand zugefüllt sind, ebenso fehlt in den entsprechenden, tiefer gelegenen Gebieten von Doberan, Rostock, Bentwisch die Heidesandbedeckung. All diese Verhältnisse sind nur zu verstehen durch eine intensive Verbiegung der Terrasse und durch unregelmäßige Senkungen der anliegenden Gebiete; die Verbiegung der Terrasse beträgt 18 m auf 18 km in O.-W.-Richtung, also 1 m auf 1 km im Durchschnitt, wobei zu bemerken ist, daß die Verbiegung oben im Lande weit stärker ist als nach der Küste zu; die Senkungspunkte, in ein Koordinatensystem eingetragen, bilden keine gerade Linie, sondern eine Parabel, was deutlich auf einen lokalen Einbruch mit Schleppung der Scholle am Bruchrande hinweist.

Ähnliche Beobachtungen haben KLOOSE bezw. ELBERT in Vorpommern gemacht (l. c. S. 87). Dieser beobachtete am südlichen Ufer des Haffstausees bei Rothmühl ein starkes Einfallen der Stauseeterrassen, und zwar war dieses Einfallen ebenfalls nicht rein nach N., sondern nach Nordwesten gerichtet und betrug 15 m auf 8 km Entfernung (von 30 m auf 15 m), also nur etwa $\frac{1}{2}$ m auf 1 km, also nur halb so viel wie bei der Rostocker Heide.

Die Terrasse verschwindet bei Gahlenbeck unter der Moorniederung, und diese senkt sich von 17 bis auf 9 m, während die Sohle des Moors sich von 15 auf 2 m senkt. Alles dieses weist ebenfalls auf eine unabhängige, lokale Senkung hin. Auch hier liegen westlich von den Talsandterrassen, in der Friedländer Gegend, Bezirke von jetzt 25—12 m Meereshöhe ohne Begrenzung

zum Talsand und doch frei von ihm, was ebenfalls auf lokale, unregelmäßige Senkungen hindeutet¹⁾.

Wir sehen also, daß die Achsen dieser Terrassenverbiegungen in Mecklenburg-Pommern nicht rein nach N., sondern nach NW. gerichtet sind, daß die Verbiegungen von einander unabhängig und in verschiedenem Ausmaß erfolgt sind, und wir haben vorher gesehen, daß im Gebiet des Lübischen Stausees keine oder keine wesentlichen derartigen Terrassenverbiegungen nachweisbar sind; die dahin gehende Prophezeiung von FRIEDRICH (l. c. S. 40) hat das Loos fast aller Prophezeiungen erlitten und ist nicht eingetroffen.

Wenn wir also nochmals die nachgewiesenen Senkungen rekapitulieren, so betragen sie an den dänischen Inseln etwa 6—12 m (versenkte Moore), bei Flensburg mindestens 8 m (versenkte Moore und versenkte frühneolithische Kulturstätten), bei Kiel mindestens (und höchst wahrscheinlich auch wirklich nur) 14—17 m (unregelmäßig versenkte Moore und Kulturstätten), bei Travemünde mindestens — und wahrscheinlich auch nur — 12 m (versenkter Waldboden und versenkte Kulturreste in der Untertrave); ebendasselbe bei Warnemünde mit mindestens 4,2—5 m; Rostocker Heide: Terrassenverbiegung nach Nordwesten von 18 m (1 m auf 1 km), bei Rothmühl Terrassenverbiegung von 15 m nach Nordwesten (etwa $\frac{1}{2}$ m auf 1 km), Rügen höchstens 10 m (submarine Waldböden), Oderbank etwa 14, vielleicht 20 m: versenkte Süßwasserkalke und Torfe unter marinen Sanden.

Es ist also an keiner Stelle eine Senkung von mehr als allerhöchstens 20 m bewiesen; an mehreren Stellen: dänische Inseln, Kiel, Rostocker Heide, Terrassenverbiegung bei Rothmühl, event. Peene - Ziese - Gebiet, sind lokale, unregelmäßige

¹⁾ In diesem Zusammenhang wäre vielleicht noch darauf hinzuweisen, daß das merkwürdige, O.-W. gerichtete Lauenburger Lebatal in Hinterpommern mitten drin in seinen Talsandterrassen jetzt eine Talwasserscheide hat, was ebenfalls auf eine lokale Verbiegung nach O. hindeutet. KEILHACH, l. c. S. 150 und JENTZSCH, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1890, Bd. 42, S. 617—618.

Senkungen höchst wahrscheinlich gemacht bezw. nachgewiesen, alle in geringerem Betrage als 20 m; bei Flensburg ist die Senkung erheblich nach der »Litorina« (= Buchen)zeit erfolgt; bei Kiel hat sie erheblich vor der Litorina (Buchen)zeit begonnen; alles das spricht nicht für ein großes, allgemeines Phänomen, das, wenn es überhaupt eingetreten ist, sicher nur eine sehr geringe Bedeutung und geringes Ausmaß besessen haben kann.

Die Angabe des Senkungsbetrages von 56 m (FRIEDRICH, Bohrung am Kohlenlager bei Travemünde) ist nicht nur unzulänglich bewiesen, sondern schwebt ohne irgend einen Beweis haltlos in der Luft. Für das Gebiet der Lübschen Ebene und deren Terrassenverbindungen nach der Elbe ist eine frühere höhere Lage und eine Terrassenverbiegung von irgendwie wesentlichem Betrage direkt ausgeschlossen.

Wenn nun neuerdings von der deutschen Nordseeküste ebenfalls die Hypothese von einer Litorinasenkung aufgestellt wird, so sind die Beweise dafür aus jenem Gebiet teils sehr problematischer Natur, teils deuten sie ebenfalls auf unregelmäßige und erheblich geringere Senkungsbeträge hin, als im allgemeinen angenommen wird. Die submarinen Torfe aus dem Gebiet der Nord- und Ostfriesischen Inseln, die meistens übrigens recht flach bis 12, höchstens 20 m tief liegen, und die unter Schlick begrabenen Moore und Wälder um die Nordseeküste beweisen in diesem Gebiet schon deshalb nicht ohne weiteres etwas für postglaziale Senkung, weil dieses Nordseegebiet schon außerhalb des Gebietes der letzten Vereisung liegt¹⁾, und weil hier nahe der Oberfläche interglaziale bezw. präglaziale Torfe auftreten (Tuul von Sylt, Töck von Helgoland), ebenso wie die Mammutfunde auf der Doggerbank nichts für eine postglaziale Senkung beweisen; es muß also von jedem dieser submarinen bew. unter Schlick begrabenen²⁾ Torfe erst der Nachweis seines alluvialen Alters

¹⁾ C. GAGEL, Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums, dieses Jahrb. 1909, II.

²⁾ Vergl. SCHUCHT, Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. 1910, Monatsber. S. 101,

geführt werden, wenn man damit die postglaziale Litorinosenkung beweisen will.

STOLLER (Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima; Zeitschr. der D. geol. Ges. 1910, S. 168) erklärt ganz neuerdings die versunkenen Wälder im Unterwesergebiet, die Eiche, Birke, Kiefer, Erle enthalten, für ungefähr dem Grenztorf gleichaltrig oder etwas jünger, sie sind z. T. unter einigen Metern Schlick begraben, z. T. liegen sie frei — bis zu 20 m Tiefe — unter der Nordsee; die Schlickdecke ist aber im allgemeinen nur schwach und höchstens 3—4 m stark. Auch Herr Dr. SCHUCHT hat mir persönlich freundlichst bestätigt, daß die durchschnittliche Mächtigkeit der Schlickablagerungen nur 2—6 m betrage und nur im Wesermündungsgebiet und in der Außenjahde die Torfe bis 20 m tief liegen, wie durch zahlreiche Bohrungen der Marineverwaltung bewiesen ist (STOLLER, l. c. 168). Weitere Bohrungen aus dem Gebiet der Nordseeküsten beweisen, daß die Torfe auf Borkum unter 12 m marinem Sand liegen (Ergebnisse von Bohrungen II, dieses Jahrbuch 1904, XXV, S. 815—816), bei Marienhaf, Emden und Leer unter 3, 3,5 und 4 m Schlick (ebenda S. 816—817), was also — vorausgesetzt, daß alle diese Torfe wirklich gleichaltrig sind — auf recht verschiedene Senkungsbeträge — lokale Senkungen von geringem Ausmaß — schließen läßt.

KÖRT hat schon 1904¹⁾ mit allem Nachdruck darauf hingewiesen, daß der stark zusammengepreßte, geschieferte, von Diluvialgeschieben bedeckte Töck Helgolands nicht alluvialer (postglazialer) Torf sein könne, sondern vom Eise überschritten sein muß, also interglazial oder präglazial ist, und daß die Verhältnisse Helgolands keinerlei Anhaltspunkte für die Annahme einer postglazialen Senkung gewähren, und diese Angaben KÖRT's sind bisher nicht bestritten oder widerlegt worden.

Und wenn ganz neuerdings als Beweis für die Litorinosenkung im Nordseegebiet angeführt wird, daß jetzt die alluvialen Weser-

¹⁾ Kört: Geolog. Beobachtungen auf Helgoland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1904, S. 13.

kiese unter der Schlickdecke, die eine Folge der Litorinasenkung sein soll, in 6 m Tiefe unter Seespiegel liegen, dann muß man doch einigermaßen erstaunt fragen, wie hoch oder wie tief denn diese alluvialen Weserkiese vor der Senkung gelegen haben sollen, und welcher Betrag der Senkung dann mit diesen 6 m jetziger Lage unter See bewiesen werden soll.

Ein so gewaltiger Strom wie die Weser muß doch unter allen Umständen selbst an seiner Mündung eine erhebliche Tiefe haben und muß sein Bett unter Seespiegel erodieren — schon wegen des verstärkt auslaufenden Ebbestroms —; um davon überzeugt zu sein, daß Elbe und Weser das können, muß man nur einmal ein richtiges Hochwasser dort gesehen haben. Aber selbst angenommen, was aus obiger Angabe nicht ersichtlich ist, daß diese, jetzt 6 m unter Seespiegel liegenden Alluvialkiese eine alte Hochwasserterrasse dargestellt haben, so wäre doch damit nur ein Senkungsbetrag von höchstens 6 m erwiesen.

Daß das Alluvium im Elbtal bei Hamburg nur 9—14 m mächtig ist, ist schon erwähnt. Es reicht also auch nicht oder nicht wesentlich tiefer herunter, als für ein so gewaltiges (Urstrom-) Tal natürlich ist.

Bei Wilhelmsburg (Ergebnisse von Bohrungen 1904, S. 826, 1907, S. 750) liegt unter 2,2—2,6 m Schlick und Sand Torf bis zu 5,5 m Tiefe; nach STOLLER (l. c. S. 184) liegen im Elbbett bei Schulau ausgedehnte Torflager, die, da sie bei der Regulierung der Fahrinne gefunden wurden, auch nicht tiefer als 6—8 m liegen können. Bei Krempe liegt Torf in 7,3—8,3 m Tiefe unter Alluvialsand (l. c. S. 822), also kann die Senkung im Gebiet der Unterelbe allerhöchstens 2,5—7 m betragen haben.

Aus allen diesen Thatsachen scheint mir der ziemlich sichere Schluß abzuleiten zu sein, daß die großartigen Verbiegungen der skandinavischen Masse in postglazialer Zeit höchstens in ihren letzten, minimalen Ausklängen und auch nicht überall bis an den südwestlichen Ostseerand gereicht haben und sich hier in unregelmäßige, kleine Schollenbewegungen umgesetzt haben, daß diese Schollenbewegungen nicht alle gleichzeitig aufgetreten sind —

z. T. erheblich vor der Litorinaüberflutung, z. T. erst lange nach der Höhe derselben und nach dem Erscheinen der Buche —; daß der Betrag der Senkung nirgends 20 m überschritten hat und oft erheblich darunter geblieben ist; daß ferner die Senkungen im Gebiete der Nordseeküsten ebenfalls nicht gleichmäßig und ebenfalls höchstens (Außenjahde) 20 m tief erfolgt sind, im Mündungsgebiete von Weser und Elbe aber nicht mehr als allerhöchstens 6 m bzw. 2,5 bis höchstens 7 m betragen haben können.

Berlin, 28. April 1910.

Jungtertiäre und altdiluviale pflanzenführende Ablagerungen im Niederrheingebiet.

Von den Herren **G. Fliegel** und **J. Stoller** in Berlin.

Die vorliegende Arbeit soll dazu beitragen, die Zweifel, welche allgemein über die Abgrenzung von Pliocän und Diluvium des Niederrheingebietes herrschen, zu heben. Dabei sollen die geologischen Verhältnisse und die in den Schichten enthaltenen Floren gleichmäßig gewürdigt werden. Demgemäß behandelt der erste Teil der Arbeit das Geologische, der zweite das Floristische.

I. Geologisches.

Von G. FLIEGEL.

A. Pliocän.

Die Kieseloolithschichten des Niederrheingebietes gestatten, wie bekannt, aus den Lagerungsverhältnissen allein keine hinreichend genaue Bestimmung ihres Alters. Sie sind zwischen die Schichten der miocänen Braunkohlenformation im Liegenden und die diluvialen Kiese in ihrem Hangenden eingeschaltet, wobei es durch verschiedene Umstände, besonders auch durch den petrographischen Charakter der Schotter, wahrscheinlich geworden ist, daß sie nicht zum Diluvium zu stellen sind, sondern noch dem Pliocän angehören. Demgemäß hat sich E. KAISER¹⁾ in seiner Arbeit über die Entwicklung dieser Schichten im Rhein-

¹⁾ E. KAISER, »Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht«. Dieses Jahrbuch für 1907, Bd. 28, S. 57—91.

gebiet zwischen Coblenz und Bonn nur unter Vorbehalt, »bis zum Beweise des Gegenteils« für das pliocäne Alter ausgesprochen. Ich¹⁾ meinerseits habe schon damals in meiner gleichzeitigen Veröffentlichung über die Ausbildung derselben Schichten in der Niederrheinischen Bucht auf die Bedeutung der dort an mehreren Stellen in den Kieseloolithschichten gefundenen Floren hingewiesen und bin auf Grund des mediterranen Charakters dieser Floren entschieden für ein pliocänes Alter eingetreten.

Meine Auffassung ist nicht unwidersprochen geblieben; man hat versucht, aus den Quarzschottern eine diluviale Ablagerung zu machen. Besonders LORIE²⁾ hat mit Nachdruck das interglaziale Alter der Tone der Kieseloolithstufe vertreten, während er die Quarzschotter selbst als das Äquivalent einer der Hauptterrassenzeit vorangegangenen älteren Eiszeit anspricht.

Diese Deutung findet schon insofern in den Tatsachen keine Rechtfertigung, als die pflanzenführenden Tone zwar häufig, aber keineswegs immer im Hangenden der Quarzschotter — zwischen diesen und dem diluvialen Kies — auftreten: die schöne Flora von Kreuzau (= Nieder-Drove) entstammt einem Ton, der tief unten, innerhalb der Kieseloolithschichten liegt. Bei Altenrath (Meßtischblatt Wahlscheid), einem ganz neuerdings von mir gefundenen Vorkommen pflanzenführender Tone, ist die Gleichaltrigkeit von Ton und Quarzkies evident: Hier bildet der Ton eine große Linse im Quarzschotter; er vertritt also den Kies der Kieseloolithstufe. Daß andererseits auch die Quarzschotter selbst nicht als das Äquivalent einer Eiszeit betrachtet werden können, habe ich bereits wiederholt³⁾ dargelegt.

Für die stratigraphische Stellung der Kieseloolithschichten

¹⁾ G. FLIEGEL, »Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht«, ebenda S. 92—121.

²⁾ J. LORIE, »De Terrassen langs den rechter Rhijnoever, beneden het Zevengebirgte«. Tijdschr. Kon. Nederl. Aardr. Genootsch., 2. Ser. XXV, 1908, S. 282, 283.

³⁾ G. FLIEGEL, »Pliocäne Quarzschotter usw.« a. a. O. S. 116—119. — »Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn«. Zeitschr. Deutsch. geolog. Gesellsch. Bd. 59, 1907. Monatsberichte S. 257.

ist bei der weiteren Erforschung ihrer Verbreitung der durch C. MORDZIOL¹⁾ geföhrte Nachweis wichtig geworden, daß diejenigen des Rheindurchbruchstaales mit den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens zusammenhängen und daher als Unterpliocän zu betrachten sind.

Zu ganz dem gleichen Ergebnis hinsichtlich der stratigraphischen Stellung der Kieseloolithstufe im Bereich der Niederrheinischen Bucht ist J. STOLLER bereits vor drei Jahren gekommen. Mir liegt ein Brief von ihm vom 15. April 1907 vor, in dem er das altpliocäne Alter der Stufe auf Grund seiner Bearbeitung der Flora von Weilerswist, Beißelsgrube und Kreuzau eingehend begründet²⁾.

Die ausführlichere Veröffentlichung dieser Untersuchungsergebnisse ist trotz der erwähnten Beobachtungen MORDZIOL'S von besonderer Bedeutung, weil diesen die Angabe von P. TESCH gegenübersteht, daß die Kieseloolithschichten weiter im Norden, im Maastale bei Venlo, das jüngere Pliocän mitumfassen.

Da die der Bearbeitung von STOLLER zugrunde liegenden Floren sämtlich aus diesen Schichten der Niederrheinischen Bucht stammen, darf ich auf Grund der floristischen Angaben im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit heute aussprechen, daß das unterpliocäne Alter der Kieseloolithstufe damit für das Gebiet, für das bei der Kartierung der Geologischen Landesanstalt diese stratigraphische Stufe aufgestellt worden ist, den Bereich der Niederrheinischen Bucht, endgültig erwiesen ist.

Hinsichtlich der Ausbildung und Verbreitung der Kieseloolithstufe verweise ich auf die angeführten Arbeiten; hier sollen nur solche Angaben folgen, die eine Erweiterung unserer bisherigen Kenntnisse bedeuten.

¹⁾ C. MORDZIOL, »Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein«. Sitzungsberichte des Niederrheinischen geologischen Vereins 1907.

²⁾ Diese STOLLER'sche Auffassung findet sich auch niedergelegt bei P. TESCH: »Der niederländische Boden und die Ablagerungen des Rheines und der Maas aus der jüngeren Tertiär- und der älteren Diluvialzeit« Mitteilungen der staatlichen Bohrverwaltung in den Niederlanden Nr. 1. 1908, S. 67.

Als die östliche Grenze der Verbreitung der Stufe in der südlichen Niederrheinischen Bucht mußte bisher das »Vorgebirge«, westlich von Cöln, gelten. Nur an einigen wenigen Stellen konnten hier die Kieseloolithschichten früher bereits bis an den westlichen Rand des Rheintales nachgewiesen werden. Nachdem ich sie jedoch während der drei letzten Jahre auch rechts vom Rheine, dort wo der Steilanstieg des Bergischen Landes die Bucht nach Osten hin begrenzt, aufgefunden habe, deckt sich ihre Verbreitung auch hier in den Hauptzügen in bemerkenswerter Weise mit der der jüngeren, diluvialen Rheinschotter:

Am Ost- und Westrande des bekannten westdeutschen Fußartillerieschießplatzes »Wahner Heide« stehen im Hangenden von Tonen und Sanden, die zur Braunkohlenformation zu stellen sind, in ausgedehnten Flächen weiße Quarzschotter an. Sie werden ebenso wie links des Rheines als Material für die Herstellung feuer- und säurefester Steine im Altenforst bei Spich (Blatt Wahn) und bei Altenrath (Blatt Wahlscheid) in einer ganzen Reihe kleinerer und größerer Gruben gewonnen. Die Aufschlüsse bei Spich liegen auf einem Höhenrücken, der nach Westen zur Mittelterrasse, meist aber zur Niederterrasse des Rheines, nach Osten zu dem in den tertiären Untergrund größtenteils eingesenkten Schießplatz abfällt. Die Höhenlage des Quarzschottervorkommens schwankt zwischen rund 88 und 133 m über N.N. Die Schotter liegen also erheblich tiefer als in der Gegend von Bonn, wo sie zwischen 125 und 145 m auftreten. Eine Bedeckung durch diluvialen Kies fehlt.

Diese Quarzschotter gehören zur Kieseloolithstufe: sie teilen mit den linksrheinischen Vorkommen die außerordentliche Armut an leichter verwitternden, bunten Geröllen; auch fehlen größere Geschiebe, während andererseits alle die bezeichnenden Gerölle der Kieseloolithstufe, die Lydite, Kieseloolithe und verkieselte Organismenreste, z. B. Crinoidenstielglieder und Ostreenbruchstücke, zu finden sind.

Am Ostrand des Schießplatzes treten in genau der gleichen Höhenlage wiederum Quarzschotter auf. Ihr unmittelbarer Zu-

sammenhang mit denen des Altenforstes ist durch die vom Schießplatz eingenommene Senke unterbrochen. Das Liegende besteht auch hier aus älteren tertiären Schichten, denen sie ungleichförmig auflagern. Hangende, diluviale Schichten fehlen wiederum, vielmehr finden wir die Schotter der Hauptterrasse erst östlich vom Sülztal, wo sie als bescheidene Erosionsreste dem höheren Anstieg des alten Gebirges seitlich angelagert sind, so bei Wielpütz (Blatt Wahlscheid) in etwa 155 m und östlich von Rösrath (Blatt Wahlscheid) in etwa 150 m über N.N. Das ursprünglich vorhanden gewesene alte Diluvium des Rheintales ist also im Bereich der Verbreitung der Quarzschotter der späteren Abtragung zum Opfer gefallen, mit einem Teile dieser selbst, was auch aus der unebenen, welligen Oberfläche der Quarzschotter hervorgeht.

Den besten Aufschluß bietet die Grube des Herrn WINTER an der Ludwigshütte bei Altenrath. Es standen im September 1909 hier an:

Gelber und brauner Sand mit Kiesstreifen und einzelnen Geröllen	0 bis 1 m	} Gehänge- schutt
Weißer z. T. sandiger Quarzkies	bis 3 »	
Brauner, wohlgeschichteter, meist magerer, z. T. sandiger Ton (sogenannter Schokoladenton) mit Blattabdrücken, eine große Linse bildend	bis 3 »	} Unter- Pliocän
Weißer Quarzkies, z. T. sandig, wechselnd mit weißem Quarzsand und kiesstreifigem Quarzsand	bis 4 »	
diskordant auf:		
Ton, in der unteren Hälfte mit mehreren Braunkohlenflözen (das unterste Flöz von 1,2 m dient zur Kessel- feuerung)	bis 6 »	} Miocän
Sehr feiner, hellgrauer Quarzsand, sogenannter Hartsand	1,8 »	
Feuerfester Ton, weißgrau,	angeblich bis 7 »	

Durch die Grube setzt eine steile, widersinnig fallende Verwerfung, an der die Schichten so gegeneinander verschoben sind, daß der Quarzschotter seitlich neben den braunkohlenführenden Ton zu liegen kommt.

Die Linse von Schokoladenton in dem Quarzschotter ergab eine reiche Flora, die nach Herrn STOLLER durchaus mit der linksrheinischen Pliocänfundpunkte übereinstimmt.

Eigentümlicherweise habe ich bisher in diesem Gebiet östlich

von der Wahner Heide in den Quarzschottern die bezeichnenden Kieseloolithe und verkieselten Organismenreste nicht zu finden vermocht. Trotzdem ist nach der geringen Entfernung von den typischen Quarzschottern des Altenforstes, der gleichen Höhenlage, den gleichen Lagerungsverhältnissen, der Flora, an der Gleichalterigkeit beider Vorkommen kein Zweifel. Wenn die typischen Gerölle sich etwa doch noch finden sollten, so sind sie jedenfalls sehr selten, und ich stehe nicht an, in diesen Quarzschottern, deren einzelne Gerölle übrigens größtenteils auffällig wenig gerundet sind, eine Randfacies der echten Kieseloolithschichten zu sehen.

Ob die geringere Höhenlage der Quarzschotter am Ostrande der Niederrheinischen Bucht gegenüber denen in der Gegend von Bonn und vom Vorgebirge eine Folge derselben jungen, jedoch hier stärkeren tektonischen Bewegungen der Oberpliocänen ist, die das Unterpliocän der Niederrheinischen Bucht allgemein betroffen und die Überschüttung der pliocänen Schichten durch die diluvialen Rheinkiese ermöglicht haben, ist heute noch zweifelhaft. Es könnte sich, soweit bisher festzustellen ist, sehr wohl auch um ein späteres Nachsinken einzelner Schollen nahe dem östlichen Bruchrande der Niederrheinischen Bucht in diluvialer Zeit handeln. —

Auf die tektonischen Bewegungen zur Pliocänenzeit werfen ferner einige Bohrungen neues Licht, in denen die Kieseloolithschichten so mächtig werden, daß sie nur auf sinkendem Lande aufgeschüttet worden sein können. Westlich des Abbruchs der Ville erreicht nämlich das fluviatile Pliocän auf der Rur-Erft-Scholle in der Bohrung

Nieder Empt	(Bl. Bergheim)	48 m	unter	32 m	} Diluvium + Alluvium
Buir	(» Buir)	54 »	»	31 »	
Nörvenich	(» »)	66 »	»	14 »	
Müddersheim II	(» Erp)	83 »	»	7 »	
Poll	(» »)	98 »	»	7 »	

und unmittelbar östlich von dem tiefen Abbruch zum Rurtalgraben in der Bohrung

Merzenich	(Bl. Buir)	49 m	unter	16 m	Diluvium
Broich	(» Jülich)	43 »	»	29 »	»

Nur in der Bohrung Nieder-Empt ist das Liegende erreicht. Im Rur-talgraben selbst aber hat die Bohrung Dürboslar (Bl. Linnich), die vom Braunkohlenbriketsyndikat in Cöln zur Feststellung des genauen tertiären Schichtprofils bis aufs Steinkohlengebirge niedergebracht worden ist, ein überraschendes Ergebnis gehabt. Unter 40 m Diluvium folgen 385 m Kieseloolithschichten, ganz überwiegend in Form eigentümlich scharfer Sande mit den bezeichnenden Geröllen. Nur die obersten 15 m werden von Ton gebildet. Von 140—155 und von 296—299 m unter Tage tritt je ein Braunkohlenflöz auf. Die Grenze gegen die im Liegenden folgenden weißen, feinen, glimmrigen, 65 m mächtigen Quarzsande des Miocäns ist deutlich.

Es ergibt sich daraus, daß Schollenbewegungen am Niederrhein auch zur älteren Pliocänzeit stattgefunden haben, und daß der Niederrheinische Graben wohl in der ganzen Zeit, mindestens vom Beginn des Miocäns an bis ins Diluvium, ja bis in die Gegenwart hinein nicht zur Ruhe gekommen ist. Bemerkenswert ist ferner, daß auch im Pliocän mächtige Flöze erdiger Braunkohle, die durchaus der aus dem Miocän gleicht, vorkommen. —

Hinsichtlich der weiteren Verbreitung des Pliocäns über Jülich und München-Gladbach hinaus ins nördliche Niederrheinische Tiefland habe ich es früher als »ganz ausgeschlossen bezeichnet, daß sich die Ablagerungen der Stufe weiter nach Norden und Nordwesten etwa nicht finden sollten«. Über neuere Beobachtungen in dieser Richtung ist Folgendes zu bemerken:

In einer Sandgrube inmitten von Erkelenz — ein Vorkommen, auf das mich Herr W. WUNSTORF freundlichst aufmerksam gemacht hat — stehen unter dem Kies und Sand der diluvialen Hauptterrasse Kieseloolithschichten von etwa 4 m Mächtigkeit an; das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Es sind, wie so häufig in der nördlichen Niederrheinischen Bucht, weiße Quarzsande, denen zahlreiche Streifen groben, scharfen Sandes und feinkörnigen Kieses eingeschaltet sind. Darin treten die Kieseloolithe, verkieselte jurassische Versteinerungen und die sonstigen be-

zeichnenden Gesteine der Stufe auf; u. a. fand ich den verkieselten Kelch einer Koralle.

Besonders bemerkenswert ist der Aufschluß dadurch, daß trotz der typischen Entwicklung der Kieseloolithschichten eine gewisse Beeinflussung durch westliche bzw. südwestliche Zuflüsse zu beobachten ist. Es finden sich nämlich einzelne größere Gerölle von bis zu 15 cm Länge, besonders Feuersteine. Überhaupt sind diese letzteren viel häufiger als in den Kieseloolithschichten mehr im Osten und Süden. Ich sah sie in zwei Formen: als mit Schlagnarben versehene, eiförmige Gerölle von ausgezeichneter Rundung und als löcherige, unregelmäßig gestaltete Klumpen. Übergänge zwischen beiden — gut gerollte narbige Stücke mit einzelnen mehr oder minder großen Vertiefungen — zeigen, daß die eiförmigen, gerollten Feuersteine durch Abrollung in fließendem Wasser entstehen können. Unter den größeren Geröllen fanden sich ferner einzelne hellgraue Quarzite aus dem Cambrium der Ardennen mit würfelförmigen Eindrücken von Schwefelkieskrystallen.

Die Bedeutung des Aufschlusses liegt darin, daß hier in den feinkörnigen Kieseloolithschichten rheinischen Ursprungs die fast fremdartig anmutenden großen Gerölle von Feuerstein und cambrischem Quarzit auftreten. In dieser Mischung der Gerölle spricht sich das Zusammenfließen der Quarzschotter von Rhein und Maas und damit das Zusammenfließen der beiden pliocänen Ströme aus. —

Einige allgemeinere Bemerkungen über die Geröllführung der Quarzschotter an der Maas im Vergleich zu denen am Rhein werden hier am Platze sein: Die verkieselten Jura-versteinerungen und die Kieseloolithe haben an der Maas in den Quarzschottern nicht denselben, unbedingten Wert als Leitgeschiebe wie am Rhein; denn die Maas fließt ja von der jüngeren Tertiärzeit an bis zur Gegenwart durch die Ardennen, sie hat also auch während der verschiedenen Phasen der Diluvialzeit stets Gerölle aus dem ostfranzösischen Juragebiet in den Terrassen entlang ihrem Tale abgelagert. Tatsächlich kann man dieselben Gerölle auch in der

Hauptterrasse der Maas und in den jüngeren Talstufen finden. Andererseits fehlen auch an der Maas leichter verwitternde Gesteine, Sandsteine, Grauwacken u. dergl. nicht ganz. Wenngleich dadurch die Unterscheidung der Quarzsotter von den diluvialen Kiesen erschwert wird, so liegt doch auch hierin eine Analogie mit den Verhältnissen am Rhein; denn auch dort treten, wie das von E. KAISER¹⁾ beschrieben worden ist, in dem Quarzsotter zwischen Coblenz und Bonn immer wieder, wenn auch nicht häufig, Gerölle lokaler Herkunft, Sandsteine, Quarzite, Grauwacken, Basalte auf. In der Niederrheinischen Bucht habe ich Ähnliches in den letzten Jahren wiederholt beobachtet. So z. B. fand ich bei Weilerswist außer einem Porphyrgeröll nicht ganz selten eine grünliche Grauwacke, wie auch die Sande der Stufe nicht überall frei von Glimmer sind. In jedem Falle bleibt für die Maas wie für den Rhein die Tatsache bestehen, daß ein durchgreifender Gesteinsunterschied zwischen den weißen Quarzsottern und den sehr viel mannigfacher zusammengesetzten, diluvialen Kiesen vorhanden ist.

Durch einen weiteren Aufschluß, zu dessen Beschreibung ich jetzt komme, rückt die nachgewiesene Verbreitung der Kieseloolithschichten um nicht weniger als 50 km. von dem bisher äußersten Punkte München-Gladbach aus gemessen, nach Nordwesten vor: Bekanntlich fließt die Niers von München-Gladbach aus über Geldern und Goch in einem außerordentlich breiten Tale zur Maas, das nichts anderes als die Niederterrasse eines heut verlassenen diluvialen Rheinlaufes ist. Der Südrand dieses Tales wird nahe der niederländischen Grenze, südlich von Goch, von dem steilen Anstieg eines diluvialen Plateaus, der Hees, gebildet, das ich trotz seiner verhältnismäßig geringen, wohl aus jungen tektonischen Bewegungen zu erklärenden Höhenlage von nur etwa 30 m über NN. nur als Hauptterrasse ansprechen kann. An diesem Steilrande steht am Silberbergshof bei Baal (Meßtischblatt Goch), deutlich diskordant von 5—6 m braunem, grobem, diluvialen Kies überlagert,

¹⁾ A. a. O. S. 66, 67.

6 m feiner, weißer Quarzsand mit dünnen Streifen eines feinkörnigen Kieses an. In diesen dünnen Kiesstreifen, denen jede Beimengung leicht verwitternder, bunter Gerölle zu fehlen scheint, findet man unschwer die für die Kieseloolithschichten bezeichnenden kieseligen Gesteine, Lydite, Kieseloolithe und Bruchstücke jurassischer Versteinerungen. Zum ersten Mal fand ich hier auch im niederrheinischen Pliocän ein Knochenbruchstück, das leider keine, auch nur annähernde Bestimmung gestattete.

Auf niederländischem Boden erreichen die Kieseloolithschichten, wie ich der eingehenden Arbeit von P. TESCH¹⁾ entnehme, eine der von Dürboslar ähnliche Mächtigkeit, welche die normale Entwicklung der Kieseloolithstufe um ein Vielfaches übertrifft. So wurden, wenn wir hier von den Bohrungen des Maastales, in denen die Mächtigkeit geringer ist, absehen, im Rurtalgraben südwestlich vom Elmpter Wald, also in dem Mündungsgebiet von Rur und Maas, in den Bohrungen

Asenray unter 135 m Diluvium 283 m fluviatiles Pliocän,

Vlodrop » 189 » » 371 » » »

erbohrt. TESCH sieht darin das Äquivalent der Kieseloolithstufe, schränkt diese Gleichstellung mit dem Pliocän des Rheines jedoch insofern ein, als er geneigt ist, in diesen mächtigen Flußaufschüttungen im wesentlichen jüngeres Pliocän zu sehen, während er die dem rheinischen Pliocän genau entsprechenden Ablagerungen in dem marinen Pliocän im tiefen Untergrunde erblickt. Ähnlich ist die Auffassung von RUTOT²⁾: Nach ihm würden im Maastal und auf dem Peelhorst die Kieseloolithschichten konkordant auf marinem Poederlien liegen und nach oben allmählich in die »Série de Tegelen« übergehen. Beide fluviatile Bildungen betrachtet er als fluviomarines Ober-Pliocän.

Wenn die Auffassung der Herren TESCH und RUTOT richtig

¹⁾ A. a. O. Hinsichtlich der sonstigen Literatur über das Pliocän und das älteste Diluvium an der Maas, auf die ich hier nicht eingehen kann, sei auf die Literaturangaben der genannten Arbeit verwiesen.

²⁾ A. RUTOT: Sur l'âge des dépôts connus sous le nom de sable de Moll pp. « Mémoire, publ. p. la classe des sciences de l'Académie royale de Belgique. II. Sér. Coll. in 4^o, tome II, 1908.

ist, so müßte die »Kieselolithstufe« als ein stratigraphischer Begriff für das ältere Pliocän hier besser durch den die Facies bezeichnenden Namen »Kieselolithschichten« ersetzt werden, da eine Gliederung dieser Bildungen bisher nicht möglich ist. Ich habe aber Zweifel, ob das jungpliocäne Alter allgemein begründet ist. Es ist schwer auszudenken, daß die bis an das Maastal heranreichenden unterpliocänen Flußablagerungen plötzlich verschwunden sein sollen. Vielmehr müßte sich, wenn diese im Maastale durch marine Schichten vertreten sind, der Facieswechsel in einer Wechsellagerung mariner und fluviatiler Schichten innerhalb einer bisher nicht bekannt gewordenen Übergangzone in jenem Gebiet aussprechen.

Daß das marine Pliocän nicht so allgemein verbreitet ist, betont auch VAN WATERSHOOT VAN DER GRACHT. Er schreibt in seinem Werk über *The deeper geology of the Netherlands and adjacent regions*¹⁾ auf S. 419 wörtlich: »In the Peel region the fossiliferous Miocene is overlaid by some 70—80 Metres of non-fossiliferous glauconitic sands, which we formerly considered to be Pliocene, but which we are now induced to class with the Upper Miocene, as in a recent boring at Reek near Grave, and at Oploo, they were found to be overlaid by a fauna of a similar character to that of the Glimmerton of North Western Germany.«

Dagegen bin ich überzeugt, daß die 385 m auf miocäner Braunkohlenformation ruhenden Kieselolithschichten von Dürboslar das gesamte Pliocän in fluviatiler Facies umfassen, und ich möchte vorläufig offen lassen, von wo ab sich in der nordwestlichen Fortsetzung des Rurtalgrabens marine Schichten pliocänen Alters einstellen.

In jedem Falle ist sehr bemerkenswert, daß im Rurtalgraben die aufschüttende Tätigkeit des Flusses auf niederländischem wie auf deutschem Gebiet mit dem langsamen Absinken der Scholle gleichen Schritt hielt, so daß im nordwestlichen Teil des Grabens nicht nur die pliocänen Flußsedimente in ihrer ganzen Mächtig-

¹⁾ Memoirs of the Government Institute for the geological exploration of the Netherlands. Nr. 2, 1909.

keit von mehreren hundert Metern unter dem heutigen Meeresspiegel liegen, sondern auch die diluvialen Flußaufschüttungen bis tief unter ihn herabreichen.

Hinzufügen möchte ich hier noch, daß es mir nicht ganz sicher erscheint, ob die allerdings sehr schwierige Abgrenzung von Diluvium und Pliocän nach Bohrproben in den von TESCH veröffentlichten Bohrprofilen überall richtig durchgeführt ist. Die an sich sicherlich wertvolle Methode der Trennung der pliocänen und diluvialen Kiese nach dem in Prozenten ausgedrückten Quarzgehalt muß naturgemäß dort versagen, wo etwa die ältesten Diluvialschichten im wesentlichen aus der Aufarbeitung pliocäner Ablagerungen hervorgegangen sind. Das ist dort leicht möglich, wo, wie in der Bohrung Leemhorst, die jungen Aufschüttungen in verhältnismäßig geringer Mächtigkeit auf einem Horst liegen. Ich vermute, daß die von TESCH aus dieser Bohrung im Liegenden des Tones angegebenen Schichten noch zum Diluvium gehören. Daß sie Gerölle von Feldspat und Basalt führen, spricht sicherlich nicht dagegen; ebenso muß man hier nach dem von DUBOIS¹⁾ mitgeteilten Profil der liegenden Schichten Diluvium erwarten, wenn anders der Ton zur Tegelenstufe gehört.

B. Altdiluviale Ablagerungen.

Man betrachtet im Niederrheingebiet zumeist den gewaltigen, seit PHILIPPSON als Hauptterrasse bezeichneten Schuttkegel, in den sich die Gesamtheit der diluvialen Täler eingeschnitten hat, und der daher allgemein das die Täler umrandende Plateau bildet, als die älteste diluviale Aufschüttung. Man konnte in dieser Auffassung bestärkt werden durch den Nachweis der ausgedehnten pliocänen Flußablagerung im Niederrheinischen Tieflande, als deren Hangendes immer wieder die Hauptterrasse erschien. Obwohl ich schon früher der Vermutung Ausdruck gegeben habe, daß unter der Hauptterrasse noch ältere Diluvialschichten folgen²⁾, so war

¹⁾ E. DUBOIS: »La pluralité des périodes glaciaires dans les dépôts pleistocènes et pliocènes des Pays-Bas.« I. Archives du Musée Teyler. 1906.

²⁾ Vergl. J. LOMÉ, »De Terrassen langs den rechten Rijnsoever pp.« a. a. O., S. 283.

es doch überraschend für mich, als ich im September 1908 unter der liebenswürdigen Führung des Herrn J. LORIÉ am Wylerberg (Blatt Zyfflich) einen Ziegeleiaufschluß kennen lernte, den dieser²⁾ seinerzeit wegen der intensiven, durch Eisdruck bewirkten Stauchung der Schichten beschrieben hat.

Hier steht, halbwegs zwischen Cleve und Nimwegen, nur wenig von dem bekannten holländischen Hotel Berg en Dal entfernt, unmittelbar an der die Grenze bildenden Landstraße, typischer Kies und Sand der Hauptterrasse mit einzelnen untergeordneten Bänken von gelbem und grünlich-gelbem Ton an. Das Liegende wird von einer mächtigen Tonablagerung gebildet, in die ein 30 cm starkes Braunkohlenflöz eingelagert ist. Es gelang mir in dem Ton Pflanzenreste zu finden und eine reiche Flora herauszuschlämmen, über deren Charakter J. STOLLER im zweiten Teil der vorliegenden Arbeit nähere Angaben macht. Eine von der Königlichen Geologischen Landesanstalt in diesem Tone angesetzte Bohrung ergab, daß die Mächtigkeit des Tones und des nach unten zu folgenden feinen, kalkigen Sandes dort über 11 m beträgt, und daß als Liegendes wiederum typischer Diluvialkies folgt. Das Profil ist folgendes:

Ton, meist dunkelgrau bis braun	1,20 m	} 11,70 m
Braunkohle	0,30 »	
Ton, blaugrau	5,00 »	
Ton, gelb, kalkig	1,70 »	
Kalkiger, toniger Feinsand, weißlichgrau bis gelblichweiß	1,50 »	
Schwachtoniger, kalkiger, gelber, feiner Sand	1,00 »	} 12,00 m
Kalkiger, gelbgrauer, etwas gröberer Sand	1,00 »	
Grober, gelber Kies, kalkfrei	4,00 »	
Kalkfreier Sand	3,00 »	
Kiesstreifiger, kalkfreier Sand	3,00 »	
Grober, kalkfreier Kies	2,00 »	

Die obere und untere Grenze der kalkhaltigen Ton- und Feinsandablagerung ist außerordentlich scharf, zumal der hangende und liegende Kies völlig frei von Kalk ist. Auch der in dem hangenden Kies als Einlagerung auftretende Ton unterscheidet sich

¹⁾ J. LORIÉ »Le Rhin et le glacier scandinave quaternaire.« Bull. Soc. belge de géol. XVI 1902 M. S. 133.

sichtlich, nicht nur durch die Farbe, von dem Ton im Liegenden: Auch beim Schlämmen verhält er sich anders, da er leicht, der Ton im Liegenden dagegen erst nach stundenlangem Kochen im Wasser zerfällt.

Die Braunkohle ist sehr unrein, blättert meist auseinander oder zerfällt zu Staub. Nur ihre oberen Lagen sind überwiegend fest. Sie ist dann im frischen Anbruch rötlich. An vielen Stellen geht sie ganz unmerklich in bituminösen Ton über.

Da das Liegende des pflanzenführenden Tones wieder von echtem Diluvialkies gebildet wird, der sich übrigens von der Hauptterrasse dadurch zu unterscheiden scheint, daß Rheingerölle gegenüber dem Maasmaterial stark zurücktreten, so muß der Ton vom Wylerberg als diluvial bezeichnet werden. Nach dem Ergebnis der botanischen Untersuchung von STOLLER wird man nicht fehl gehen, wenn man in ihm den Vertreter des ältesten Interglazials sieht. Der Kies im Liegenden stellt dann eine älteste diluviale Bildung dar, die hier, im Unterlaufe des Flusses, von den Aufschüttungen der nächst jüngeren Periode überschüttet ist.

Meines Erachtens sind gerade diese Beobachtungen vom Wylerberg geeignet, die viel umstrittene Frage¹⁾ nach der stratigraphischen Stellung der bekannten Tone von Tegelen und Belfeld am Rande des Maastales ihrer Lösung näher zu führen. Nach den in zahlreichen Begehungen gewonnenen Beobachtungen kann es nicht zweifelhaft sein, daß die Schotter der Hauptterrasse bis ans Maastal heranreichen. Die pflanzenführenden Tone, die dort in ihrem Liegenden auftreten, sind um so mehr das stratigraphische Äquivalent der Tone vom Wylerberg, als auch bei Tegelen nach E. DUBOIS im Liegenden bunt zusammengesetzte Kiese auftreten, nicht Schotter vom Charakter der Kieseloolithschichten. Dasselbe zeigen auch die Aufschlüsse in der weiteren Umgebung

¹⁾ Auch hier versage ich es mir, auf die Literatur einzugehen, nachdem P. TESCH (a. a. O.) die historische Entwicklung der Frage und die Auffassung der verschiedenen Autoren dargestellt hat. Die Ansicht des Herrn RUROR über das Alter der „Série de Tegelen“, die ungefähr gleichzeitig mit der Arbeit des Herrn TESCH erschienen ist, habe ich oben (S. 236) bereits berührt.

von Tegelen: Der Ton von Tegelen setzt sich nämlich südwärts und nach Südosten¹⁾ auf deutschem Gebiet bis weit über Brüggen (Blatt Burgwaldnie) hinaus fort. Ein prächtiger, vermutlich hierher gehörender Aufschluß, der von Herrn W. WUNSTORF genauer untersucht worden ist, und den ich durch ihn kennen gelernt habe, liegt bei Hückelhoven (Bl. Erkelenz) am Rande des Rurtales. Auch hier steht eine mächtige Tonablagerung zwischen dem Kies der Hauptterrasse und einem älteren Schotter im Liegenden an.

Schon aus diesen wenigen Angaben geht hervor, daß dieser ältere Schotter ein Horizont von allgemeiner Verbreitung ist. Er hat keine Ähnlichkeit mit dem Kies der Kieseloolithstufe, er ist von bunter Zusammensetzung und führt größere Geschiebe. Es fehlt also, obwohl sich die im Niederrheingebiet bekannten pliocänen Sedimente von den diluvialen Bildungen unterscheiden lassen, jede Möglichkeit, eine natürliche Formationsgrenze innerhalb dieser Schichtfolge zu ziehen: Der liegende Schotter, dessen vollständig andere petrographische Zusammensetzung sich nur durch einen ebenso vollständigen Wechsel der physikalischen Verhältnisse, d. h. durch den Beginn der Eiszeit erklären läßt, muß zum Diluvium gestellt und der pflanzenführende Ton von Tegelen muß ebenso wie der vom Wylerberg als erstes Interglazial betrachtet werden. Die floristischen Betrachtungen des Herrn J. STOLLER über den durchaus abweichenden Charakter der Flora vom Wylerberg gegenüber der der Kieseloolithstufe sind damit völlig in Einklang.

Hinsichtlich der weiteren Verbreitung dieses Interglazials und des »Ältesten Diluvialschotters« im Niederrheinischen Tieflande sei auf meinen Vortrag in der Versammlung des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens zu Crefeld am 3. Juni 1909²⁾, sowie auf die in Vorbereitung befindliche Festschrift zum diesjährigen Allgemeinen Deutschen Bergmannstage in Aachen verwiesen.

¹⁾ Vergl. den Nachtrag auf S. 252.

²⁾ G. FLIEGEL, »Rheindiluvium und Inlandeis«. Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens. Jahrgang 66, 1909, S. 327.

II. Floristisches.

Von J. STOLLER.

A. Pliocän.

Das umfangreiche und z. T. sehr gut erhaltene Material an Pflanzenresten aus den Aufschlüssen von Beißelsgrube, Weilerswist, Kreuzau (= Nieder-Drove), Altenrath und Odenkirchen, mit dessen Bearbeitung ich von der Kgl. Geol. Landesanstalt betraut wurde, entstammt, wie aus dem ersten Teil der vorliegenden Arbeit und der dort angeführten älteren Literatur hervorgeht, einem geologischen Horizont, der Kieselloolithstufe. Die Pflanzenreste bestehen zum überwiegenden Teil aus Laubblättern von Phanerogamen und sind teils kohlig erhalten, teils nur als Abdrücke vorhanden. Das einschließende Gestein besteht aus Tonen, die in dem Aufschluß von Kreuzau überaus plastisch und meist von grauer Farbe sind, während die Tone der übrigen Aufschlüsse feinsandig, stark eisenschüssig und teils von schokoladebrauner, teils von rostgelber Farbe sind, stellenweise sogar in stark tonigen Toneisenstein übergehen. In den Aufschlüssen von Beißelsgrube und Weilerswist handelt es sich zumeist um Abdrücke der Blätter und Blattreste, wogegen in dem plastischen Ton von Kreuzau und dem mageren Ton von Altenrath die Pflanzensubstanz selbst feinkohlig erhalten ist. Die Untersuchungen konnten leider aus verschiedenen Gründen bis heute noch nicht zum endgültigen Abschluß gebracht werden. Es kann sich deshalb im Folgenden nur um eine vorläufige Mitteilung über die bisherigen Ergebnisse meines Studiums jener Flora handeln, und ich beschränke mich auf die kurze Wiedergabe einiger wenigen ausgewählten Arten, deren Vorkommen in jener Flora durchaus sicher erwiesen ist, und die vollständig genügen, den Charakter und das Alter der Flora erkennen zu lassen. Von den meisten der weiter unten aufgeführten Arten liegen u. a. Blätter und Blattabdrücke vor, die mit Abbildungen in allgemein bekannten Werken über tertiäre Floren vollständig übereinstimmen, auf welche deshalb Bezug ge-

nommen wird, um eine weitläufige Beschreibung an dieser Stelle zu ersparen.

1. *Taxodium distichum* L. (pliocenicum KINKELIN).

Abdrücke von belaubten Zweigen dieser Art sind überaus häufig in den feinsandig-eisenschüssigen Tonen, z. B. von Beißelsgrube, Odenkirchen, Altenrath.

2. *Populus latior* AL. BRAUN.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. LVI, Fig. 1, 5.

Von den sehr variablen Blattformen dieser Art kommen namentlich die Formen *P. latior rotundata* und *P. latior grosse-dentata* vor. Beißelsgrube, Kreuzau.

3. *Populus attenuata* AL. BRAUN.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. LVII, Fig. 12. Taf. LVIII, cfr. Fig. 2.

Auch die Blätter dieser Art sind sehr veränderlich nach Umriß und namentlich nach Bezahnung. Beißelsgrube, Kreuzau.

4. *Populus glandulifera* HEER.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. LVIII, Fig. 6.

Ein Blatt zähle ich dieser Art zu, obwohl der Blattgrund nicht erhalten und also eine Drüsenbildung nicht zu konstatieren ist. Das Blatt stimmt aber nach Umriß, Bezahnung und Nervatur vollkommen mit der typischen Blattform dieser Art überein. Beißelsgrube.

5. *Populus* cfr. *melanaria* HEER.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. LIV, cfr. Fig. 7a. Taf. LVII, cfr. Fig. 1.

Es liegt ein Blatt vor, das sich von der typischen Form namentlich dadurch unterscheidet, daß der Rand nicht scharfzählig ist wie bei jener, ferner daß der Blattgrund schwach herzförmig, und daß er nicht ganzrandig, sondern weit gezähnt ist. Das Blatt hat in mancher Beziehung Ähnlichkeit mit den Blättern der rezenten *Populus marrophylla* LINDL. Kreuzau.

6. *Fagus ferruginea* AIT. fossilis NATHORST.

NATHORST, Bidrag till Japans fossila Flora 1. Floran vid Mogi, Taf. 7-8.

Drei wohl erhaltene Blätter bezw. Blattabdrücke von eilanzett-

lichem Umriß gehören hierher. Der Rand ist wellig ganzrandig oder von der Mitte ab gegen die Spitze fein buchtig gezähnt. Die Zahl der Sekundärnerven ist größer als bei der rezenten Art. Beißelsgrube.

7. *Fagus* cfr. *silvatica* L.

Mehrere Blattabdrücke, die sich auf Toneisensteinschichtflächen finden, ähneln sehr den Blättern der rezenten Rotbuche. Beißelsgrube, Weilerswist.

8. *Castanea* cfr. *vesca* GAERTN.

Mehrere Blätter liegen vor, die sich von den stark variierenden Blättern der rezenten Art wesentlich nur dadurch unterscheiden, daß die Randzähne scharf, aber nicht stachelspitz sind. Einzelne der Blätter stehen jedenfalls der rezenten Art bedeutend näher als der tertiären *Castanea atavia* UNGER, obgleich sich auch Formen finden, die an jene tertiäre Art erinnern. Beißelsgrube.

9. *Carpinus grandis* UNGER.

Die vorliegenden Blätter dieser Art zeigen eine große Mannigfaltigkeit nach Größe und Gestalt. Beißelsgrube.

10. *Ulmus pyramidalis* GÖPP.

Ulmus cfr. *carpinoides* GÖPP.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. LXXXVII, Fig. 7 f. Taf. CL, Fig. 28.

MENZEL, Über die Flora der Senftenberger Braunkohlen-Ablagerungen. Taf. IV, Fig. 5 usw.

Es liegen von dieser Art mehrere Blätter vor, die sich vor allem durch schlanke Form, langausgezogene Spitze, größere Zahl der Sekundärnerven, Steilstellung der Sekundärnerven und durch schwach asymmetrischen Bau von *Carpinus grandis* unterscheiden. Beißelsgrube, Weilerswist.

11. *Planera* cfr. *Ungeri* ETTINGSH.

Es liegt ein Blatt vor, das nach seiner Gestalt, Nervatur und ganz besonders nach der charakteristischen Bezeichnung des Randes in nächste Beziehung zu obiger Art zu bringen ist. Beißelsgrube.

12. Benzoin antiquum HEER.

HEER, Flora fossilis arctica Bd. 7, Taf. 79, Fig. 10.

— Flora tert. Helv., Taf. XC, cfr. Fig. 6.

Zwei zart gebaute Blätter, von denen das eine allerdings nur teilweise erhalten ist, stimmen sehr gut in ihrem Gefäßbündelverlauf und ihrer Form mit den a. a. O. abgebildeten überein; ich rechne sie deshalb dieser Art zu. Kreuzau.

13. Ficus cfr. tiliacifolia AL. BRAUN.

Ein Blatt von 7 cm Breite, im unteren Drittel gemessen, schwach asymmetrischem Bau, nicht ausgerandeter Blattbasis, unterscheidet sich von der typischen Blattform der Art wesentlich nur dadurch, daß in beiden Blatthälften gleich viel Hauptnerven auftreten. Das Blatt stellt also wohl ein Zwischenglied dar zwischen *Ficus tiliacifolia* AL. BRAUN und der rezenten *Ficus nymphaeaeifolia* LIN. Kreuzau.

14. Liquidambar europaeum AL. BRAUN.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. LI, Fig. 4, 9.

Es liegen sowohl dreilappige als fünflobige Blätter dieser Art vor. Beißelsgrube.

15. Zizyphus integrifolius HEER.

Vergl. HEER, Flora tert. Helv., III, S. 315.

Zu dieser Art rechne ich ein fast vollständiges Blatt von ovalem Umriß, mit anscheinend breiter Spitze und mit etwas asymmetrischer Lamina. Die Blattbasis ist abgerundet. Der Hauptnerv ist bis zur Ansatzstelle der beiden kräftigen, gegenständigen Seitennerven, die etwa 7 mm über der Blattbasis entspringen, sehr stark. Kreuzau.

16. Cinnamomum Rossmässleri HEER.

(var. b) foliis lanceolato-oblongis).

HEER, Flora tert. Helv., Taf. XCH, Fig. 2.

Einige Blätter gehören zu dieser Art. Beißelsgrube, Altenrath.

17. Cinnamomum Scheuchzeri HEER.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. XCI, Fig. 4—22.

Die Blätter dieser Art variieren sehr nach Größe und Form

und nähern sich vielfach denen von *Cinnamomum lanceolatum* UNG. derart, daß alle Übergänge zu konstatieren sind. Kreuzau.

18. *Cinnamomum lanceolatum* UNG.

» *sezannense* WAT.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. XCIII, Fig. 6—11.

— Flora foss. arct., Bd. 6, II, Taf. XXXIII, Fig. 11.

Es liegen mehrere gut erhaltene Blätter dieser Art vor. (NB! Zu derselben Art dürfte u. a. wohl auch das von LUDWIG in Palaeontogr. V, S. 156 erwähnte und dort in Taf. XXXV, Fig. 5 abgebildete Blatt aus den Basalttonen von Holzhausen bei Homberg gehören, das er zu *Populus nutabilis lancifolia* HEER zieht, da die Abbildung durchaus an *Cinnamomum lanceolatum* erinnert und nichts von dem für *Populus* charakteristischen Verlauf der Sekundär- und Tertiärnerven erkennen läßt.) Kreuzau, Altenrath.

19. *Cinnamomum Buchi* HEER.

» cfr. *Buchi* HEER.

HEER, Flora tert. Helv., Taf. XCV, Fig. 6—7.

Einige Blätter aus dem Aufschluß bei Kreuzau gehören dieser Art an.

Anhangsweise sei noch bemerkt, daß die Bohrung Müddersheim (siehe oben S. 232) in Tonen zwischen 38 und 45 m Tiefe außer unbestimmbarem kleinsten Pflanzenhäcksel Pollen von *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Quercus* ergeben hat.

Außer den erwähnten Arten sind noch mehrere andere durch Blätter, Blattabdrücke, z. T. auch durch Früchte vertreten, von denen erst ein Teil genau bestimmt ist. Viele sind auf Arten der folgenden Gattungen zurückzuführen:

Salix,

Quercus,

Juglans,

Fraxinus,

Laurus.

Es geht aber schon aus der mitgeteilten Florenliste mit Evidenz der durchaus tertiäre Charakter der in den Tonen einge-

schlossenen Flora hervor. Von heute im Gebiet vorkommenden Arten finden sich nur wenige Elemente, und auch ihnen gegenüber zeigen die rezenten Arten noch mehr oder weniger variierende Abweichungen. Sie können für die Altersdeutung der Gesamtflora nicht ins Gewicht fallen. Was aber die reinen tertiären Typen betrifft, so sehe ich, um ein möglichst einwandfreies Urteil über das geologische Alter der Flora zu gewinnen und eine subjektive Auffassung über ihre chronologische Einordnung auszuschalten, an dieser Stelle von einer Berücksichtigung aller der Arten ab, deren phylogenetische Weiterentwicklung und geographische Verbreitung in Europa über die Pliocänzeit hinaus verfolgt werden kann. Nicht durch eine schematische, auf die gegenwärtige Pflanzenwelt bezogene Zusammen- und Gegenüberstellung von »älteren« und »jüngeren« oder von »einheimischen« und »exotischen« Arten und ihrer quantitativen, prozentualen Beteiligung an der jeweils ermittelten »Gesamtflora« läßt sich deren mutmaßliches geologisches Alter ermitteln: unter Umständen kann eine einzige Art hierfür den entscheidenden Beweis liefern und können alle übrigen ermittelten Arten für die Altersbestimmung bedeutungslos sein. Es müssen eben alle Florenelemente einzeln auf ihre Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte wie auf ihre ökologischen Eigenschaften geprüft und danach, also qualitativ, gewertet werden. Ich beschränke mich deshalb auf den Hinweis des Vorkommens mehrerer Lauraceen, darunter namentlich der Gattung *Cinnamomum* in den Tonen. Diese Gattung war noch zur Miocänzeit nicht bloß in Europa ziemlich allgemein verbreitet, sondern fehlte auch z. B. selbst auf der Insel Sachalin nicht. Im Pliocän dagegen schrumpfen ihre Areale in Eurasien nördlich der heutigen tropischen Zone auffällig rasch auf kleine Gebiete zusammen, so sehr, daß sie in Europa bisher nur aus den unterpliocänen Cerithienschichten der Mittelmeerländer bekannt geworden ist, während sie in den nächst jüngeren Congerenschichten bereits fehlt. Sie fehlt übrigens schon den miocänen (obermiocänen?) Braunkohlenschichten der Senftenberger Gegend und namentlich auch den pliocänen Schichten von Meximieux trotz der niedrigen geographischen Breite dieser Lokalität, und sie fehlt den oberpliocänen Ablagerungen des Maintales.

Alle Arten der Gattung *Cinnamomum* sind treffliche Beispiele für klimatische Charakterpflanzen, wie ihre Verbreitungsgeschichte bis zur Gegenwart zeigt. Die Gattung, die heute nur in tropischen und subtropischen Ländern Asiens und Australiens vorkommt, verlangte von jeher eine so hohe Jahrestemperatur, wie sie zur Oberpliocänzeit in Mittel- und Westeuropa nicht mehr geherrscht haben konnte, selbst an sehr geschützten Stellen nicht. Die Gattung ist denn auch nirgends im Oberpliocän in Europa gefunden worden. Sie muß selbst für das Unterpliocän in Europa als ein seltenes, nur an besonders günstigen Standorten vorkommendes Relikt aus dem Miocän aufgefaßt werden, das trotz großer Formentwicklung — der Blätter wenigstens (es ist zu beachten, daß von den lediglich aus den Laubblättern abgeleiteten fossilen »Arten« einer Gattung wohl viele nur den Wert von Standorts- oder Wachstumsvarietäten einer und derselben Art haben) — im Miocän keine einzige klimatisch weniger empfindliche Art als die übrigen hervorzu- bringen vermochte, daß die Gattung also mit andern Worten nicht die Kraft besaß, sich der im Pliocän rasch weiter schreitenden, ins Diluvium hinüberleitenden Temperaturerniedrigung in Europa anzupassen, und darum im ganzen Gebiet in kurzer Zeit aussterben mußte.

Dies erwägend wird man mit gutem Grund unserer Flora mindestens ein unterpliocänes Alter zuschreiben dürfen; — jünger kann sie keinesfalls sein. Wenn nicht stratigraphische Gründe für die unsere Flora einschließenden Tone als untere Grenze ein unterpliocänes Alter verlangten, könnte man sogar versucht sein, die Flora noch für miocän zu halten.

B. Diluvium.

Aus einem grauen, mageren, feinsandigen Ton vom Wylerberg bei Cleve stammt ein reiches Material von Früchten und Samen der verschiedensten Phanerogamenarten, dazu von feinem und feinstem unbestimmbaren Pflanzenhäcksel. Der Ton charakterisiert sich als ein in schwach strömendem Wasser abgelagertes Sediment; die Pflanzenreste sind aus größerer oder geringerer Entfernung

hereingedrifft und gehören teils Wasser- teils Landpflanzen an. Die in großer Zahl im Ton vorkommenden Früchte und Samen, die z. T. Spuren des Transportes in fließendem Wasser zeigen, z. T. aber völlig intakt erscheinen, gehören, soweit sie bis jetzt bestimmt werden konnten, folgenden Arten an oder sind doch in allernächste Beziehung zu ihnen zu bringen, so daß sie höchstens Varietäten derselben darstellen:

1. *Stratiotes aloides* L.
2. *Sparganium* sp. sp.
3. *Alisma Plantago* L.
4. *Sagittaria sagittifolia* L.
5. *Potamogeton perfoliatus* L.
6. » *praelongus* WULF.
7. » *gramineus* L.
8. » *pusillus* L.
9. » *rutilus* WOLFG.
10. » *trichoides* CHAM.
11. » *pectinatus* L.
12. » *densus* L.
13. » sp. sp.
14. *Najas minor* ALL.
15. » *tenuissima* AL. BR.
16. *Scirpus* sp. sp.
17. *Carex* sp. sp.
18. cfr. *Pterocarya* sp.
19. *Rumex maritimus* L.
20. » sp. sp.
21. *Nuphar luteum* SM.
22. *Ceratophyllum demersum* L.
- 22a. » » **apiculatum* CHAM. et SCHLECHT.
23. *Ranunculus aquatilis* L. (= *Batrachium aquatile* L.)
24. » *nemorosus* DC.
25. » *repens* L.
26. *Acer* sp. (*campestre*? L.)
27. *Vitis vinifera* L.

28. *Viola* cfr. *Riviniana* REICHENB.
29. *Trapa* (*natans* L.)
30. *Myriophyllum spicatum* L.
31. *Umbelliferae* sp.
32. *Menyanthes trifoliata* L.
33. *Lycopus europaeus* L.
34. *Bidens tripartitus* L.
35. *Compositae* sp.

Es ist bemerkenswert, daß die ermittelte Flora nur rezente Arten aufweist. Die meisten von ihnen kommen heute noch im Gebiet des Niederrheins vor. Der heutigen europäischen Flora gänzlich fremd ist nur *Pterocarya*. Von besonderem Interesse ist ferner das Vorkommen von *Najas minor*, *Najas tenuissima*, *Vitis vinifera* und *Trapa natans*. Von ihnen findet sich *Najas minor* heute z. B. noch in der Oberrheinischen Tiefebene, während *Najas tenuissima* auf Finnland beschränkt zu sein scheint. *Trapa natans* kommt zerstreut z. B. im Elbgebiet noch vor und *Vitis vinifera* ist am Rhein nur als Kulturpflanze vorhanden. Alle Arten deuten auf ein gemäßigtes, z. T. warm gemäßigtes Klima, dessen Jahrestemperatur im Vergleich zu der heutigen der Gegend nur um ein Geringes höher gewesen sein kann. Wie weit die einzelnen Pflanzenreste vom Wasser transportiert worden waren, ehe sie am Ort unseres Aufschlusses zur Ablagerung gelangten, läßt sich zwar nicht ermitteln, doch dürfte, wenn man die meist zu konstatierende gute Erhaltung selbst von zarten und leicht zerstörbaren Samen und Früchten in Betracht zieht, bei keiner Art ein Transport aus einer solchen Entfernung vorauszusetzen sein, daß ihr Standort außerhalb des Niederrheingebietes liege. Alle diese Erwägungen rechtfertigen den Schluß, daß die Flora nicht pliocänen, sondern diluvialen Alters ist, ferner, daß sie nicht einer Glazialperiode des Diluviums, sondern einer Interglazialzeit zuzurechnen ist. Da dem sie einschließenden Ton aus stratigraphischen Gründen ein unterdiluviales Alter zukommt, so wird man seine Ablagerung auf Grund unserer Flora in die Zeit des I. Interglazials verweisen dürfen.

Mit der Flora vom Wylerberg hat die Flora von Tegelen viele Elemente gemein, und ich bin überzeugt, daß bei einer fortgesetzten Aufsammlung und Untersuchung am Wylerberg noch mehr von den Arten gefunden werden, die aus dem Ton von Tegelen¹⁾, namentlich durch die umfassenden Untersuchungen von CL. REID und EL. M. REID, bisher bekannt geworden sind. Ich halte die Flora von Tegelen für gleichalterig mit unserer Flora vom Wylerberg, demnach also den Ton von Tegelen für diluvial im Gegensatz zu E. DUBOIS und CL. REID, welche ihm ein oberpliocänes Alter zusprechen. Wenn jene von DUBOIS zuerst ausgesprochene Ansicht nicht durch einwandfreie stratigraphische Gründe gestützt werden kann, aus der Flora läßt sie sich keinesfalls beweisen. Denn die Flora von Tegelen kann sowohl pliocänen als diluvialen Alters sein. Die Stichhaltigkeit der phytopaläontologischen Beweise, die nach REID (a. a. O.) für ein pliocänes Alter des Tones von Tegelen sprechen sollten, wurde denn auch bereits von anderer Seite bezweifelt²⁾. M. E. enthält die Flora von Tegelen kein einziges Element, das der Annahme eines diluvialen Alters der Flora widerspräche. Das Vorhandensein einer pflanzenführenden Schicht mit exotischen Arten, auch wenn sie der heutigen Pflanzenwelt selbst von ganz Europa fremd sind, ja selbst von solchen, die sich nicht in allen Teilen mit heute lebenden Arten identifizieren lassen, genügt nicht, sie ohne weiteres als vor-diluvial zu betrachten. Das ist durch neuere Funde von mehreren solchen Arten aus zweifellos diluvialen Schichten erwiesen. Es zeigt sich mehr und mehr, daß viele der circumpolaren Gattungen und Arten, die heute in Europa fehlen, hier erst im Verlauf der Diluvialzeit ausgestorben sind. Bei den erst während der Dilu-

¹⁾ DUBOIS, E. L'âge de l'argile de Tégelen et les espèces de cervidés qu'elle contient. Extrait des Archives Teyler, série II, T. IX, quatrième partie. Haarlem 1905.

REID, CL. and EL. M. REID, The fossil flora of Tégelen-sur Meuse, near Venloo, in the Province of Limburg. Verhandl. der Koninkl. Akad. van Wetenschappen te Amsterdam. III. sect. Deel III, No. 6, Amsterdam 1907.

²⁾ J. VAN BAREN, Over den ouderdom der fossile flora van Tegelen. Tijdschrift van het Koninkl. Nederl. Aardrijkskundig Genootschap. XXV, 1908.



vialzeit in Europa ausgestorbenen Arten handelt es sich aber stets um solche, die der gemäßigten, höchstens der subtropischen Zone eigentümlich sind¹⁾. Die speziellen Gründe für ihr Aussterben aber, die jedenfalls durchaus nicht immer lediglich in einer abnormen Kälteentwicklung während der Glazialzeiten zu suchen sind, kennen wir heute nur zum geringsten Teil.

Berlin, den 27. Februar 1910.

Nachtrag während des Druckes.

Auf einer gemeinsamen Begehung im Niederrheingebiet anfangs Juli d. J. hatten wir Gelegenheit, die im vorstehenden wiederholt genannten Tone der Tegelenstufe am Ostrande des Maastales eingehender zu studieren. Wir besuchten dabei nicht nur die bekannten Gruben jenseits der Grenze in der Nachbarschaft von Venlo und Tegelen, sondern auf den freundlichen Rat des Herrn P. TESCH auch die 8—9 km weiter im Süden, 4 km östlich der niederländischen Eisenbahnstation Reuver auf preußischem Gebiet gelegene Gruppe von Aufschlüssen im Brachter Wald (Blatt Elmpt).

Allen diesen Gruben und ebenso den dazwischen gelegenen von Belfeld ist gemeinsam, daß der Ton im Liegenden der Hauptterrasse an deren Abfall zum Maastal abgebaut wird. Nur in der südlichsten unter den von uns besuchten Gruben im Brachter Wald steigt der Ton bis fast zu Tage an und trägt teilweise nichts als eine dünne Geröllbestreuung. Die von Haus aus hier weniger mächtige Hauptterrasse ist also bis auf diesen dünnen Rest der Abtragung zum Opfer gefallen. Sonst beträgt die Mächtigkeit der aus wechselnden Kies- und Sandschichten bestehenden, oft prächtige Kreuzschichtung zeigenden Hauptterrasse allgemein zwischen 6 und 8 m.

¹⁾ Vgl. auch: J. STOLLER, Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* MICHX. in Europa, speziell Mitteleuropa. Dieses Jahrb. Bd. 29, I, S. 62. Berlin 1908. — Derselbe, Über das fossile Vorkommen der Gattung *Dulichium* in Europa. Dieses Jahrb. Bd. 30, I, S. 157. Berlin 1909.

Daß der Ton und der stellenweise damit eng verbundene Sand im Liegenden der Hauptterrasse am Talrande von Venlo über Tegelen und Belfeld bis zum Weißen Stein im Brachter Wald, also auf eine Strecke von rund 10 km, — und auch noch darüber hinaus — eine einheitliche Ablagerung ist und allgemein zur Tegelenstufe gehört, wird niemand bestreiten, der die Aufschlüsse gesehen. Daher ist es für die Beurteilung der stratigraphischen Stellung der Tegelenstufe besonders wichtig, daß in einer der Gruben des Brachter Waldes (s. unten: Grube II), südlich vom Icksberg, das Liegende des Tones aufgeschlossen ist. Es besteht aus einem weißen Quarzkies, der längs des Abfuhrweges nur 10 bis 30 cm mächtig ist; darunter folgt glaukonitischer Sand. Der Kies führt trotz seiner weißen Farbe nicht selten Gerölle von Grauwacke, Quarzporphyr, Sandstein. Noch mehr äußert sich seine Zugehörigkeit zum Diluvium in dem Auftreten großer, kantiger Geschiebe; wir sahen z. B. einen Quarzitblock von 70 cm Seitenlänge. Diese Beobachtungen über das Liegende der Tegelenstufe ergänzen in sehr erfreulicher Weise das von E. DUBOIS veröffentlichte Profil einer Bohrung in die liegenden Schichten der Tongrube von HERFKENS, KANOY & CIE. zwischen Venlo und Tegelen.¹⁾

Von allgemeiner Bedeutung sind sodann unsere Beobachtungen über die Grenze der Tegelenstufe gegen den Kies der Hauptterrasse im Hangenden. Die Auflagerungsfläche ist eine durch fließendes Wasser vor Aufschüttung der Hauptterrasse modellierte Erosionsfläche. Naturgemäß sind die oberen Schichten des Tones im allgemeinen abgetragen. Nur in der nördlichsten, zwischen Venlo und Tegelen gelegenen Grube scheint eine solche Abtragung nicht stattgefunden zu haben. Hier wird der Ton in wechselnder, bis zu drei Meter anschwellender Mächtigkeit von Sand und tonigem Sand der Tegelenstufe überlagert. Der Sand ist horizontal geschichtet und charakterisiert sich durch das Fehlen jeder Kreuzschichtung als ein echter Beckensand. Zu oberst ist er bis zu etwa 30 cm Tiefe mäßig humifiziert. Die Ablagerungen der Stufe haben also nach ihrer Bildung hier so lange

¹⁾ Vergl. E. DUBOIS: »La pluralité des périodes glaciaires« etc., a. a. O.

trocken gelegen, daß eine dichte Pflanzendecke längere Zeit bestehen konnte. Wir haben eine alte Landoberfläche vor uns; Tegelenstufe und Hauptterrasse sind genetisch und stratigraphisch selbständige Bildungen, die zwei verschiedene Stufen des Diluviums umfassen.

Etwas anders ist das Bild in der nach Süden zu anschließenden Grube von Teeuven: Die Mächtigkeit des Tones hat auf Kosten des hangenden Sandes, der zu einem schmalen Bande zusammengeschrumpft ist, zugenommen. Die Oberfläche ist uneben. Die Hauptterrasse bildet wiederum das Hangende in großer Mächtigkeit, während die gesamte Mächtigkeit der Tegelenstufe der in der vorangegangenen Grube ähnlich zu sein scheint. Der Ton ist zu oberst stark eisenschüssig; es folgt nach unten ein dunkles Tonband; nach der Tiefe zu wechseln hellere und dunklere Bänke ohne scharfe Grenze. Der Ton wird nach unten zu plastisch und enthält dann und wann, wenn auch nicht häufig, einzelne Gerölle von Haselnuß- bis Walnußgröße.

Die petrographische Beschaffenheit der Schichten der Tegelenstufe in den Gruben im Brachter Wald ist ähnlich. Bemerkenswert sind ihre Fauna und Flora, die sich eng an die der Tone von Venlo und Tegelen anschließen: In der südlichsten und kleinsten der vier von uns besuchten Gruben (Grube I), in der die Hauptterrasse durch die erwähnte dünne Steinbestreuung teilweise vertreten ist, sahen wir Nadeln von *Pinus* (? *silvestris* L.) sowie Blattabdrücke von *Populus* (cfr. *nigra* L.) und *Quercus* (? *pedunculata* Ehrh.). In dem nach Norden zu folgenden Aufschluß (Grube II) ist die Tegelenstufe unter der normal entwickelten Hauptterrasse durch Ton und sandigen Ton vertreten. Noch mehr nach Norden (Grube III) schwillt die Hauptterrasse weiter an, während der Ton und sandige Ton von verschiedener Farbe und teils dickbankig teils dünnplattig ist. In ersterem, der schwach sandig und von hellbrauner und blaugrauer Farbe ist, fanden wir Blattabdrücke von *Quercus* und von *Fagus silvatica* L., ferner eine halbe Nuß von *Corylus Avellana* L. sowie reichlich Pflanzenhäcksel. Aus ihm wurden, meist in Form von Samen und Früchten, folgende Formen ausgeschlämmt;

1. *Picea excelsa* LK.
2. *Sparganium ramosum* HUDS.
3. *Alisma Plantago* L.
4. *Potamogeton densus* L.
5. *Najas major* ALL.
6. *Scirpus lacustris* L.
7. „ sp.
8. *Carpinus Betulus* L.
9. *Betula alba* L.
10. *Quercus* (? *pedunculata* EHRH.)
11. *Nuphar luteum* SM.

Das Liegende des Tones ist hier, im Gegensatz zu der vorhergehenden Grube, nicht aufgeschlossen. Gerölle von Quarz sind im Ton nicht selten.

In der vierten von uns besuchten Grube (Grube IV) endlich, am Nordabfall des Icksberges, ist der Ton wiederum z. T. plastisch, z. T. sandig. Seine oberste Schicht ist dunkel bis schwarz, dabei feinsandig und schiefrig. Sie führt viel eingeschwemmtes Holz und andere Pflanzenteile, besonders Blätter. An Blattabdrücken sammelten wir in höheren und tieferen Schichten u. a.:

1. *Salix* sp. sp.
2. *Fagus silvatica* L.
3. *Quercus pedunculata* EHRH.
4. *Ulmus campestris* L.

Außerdem ergab das Ausschlämmen einiger Tonproben folgende Flora:

1. *Picea excelsa* LK.
2. *Sparganium ramosum* HUDS.
3. *Scirpus lacustris* L.
4. „ sp.
5. *Betula* (*alba*).
6. *Alnus glutinosa* GAERTN.
7. *Polygonum* cfr. *tomentosum* SCHRNK.
8. *Nuphar luteum* SM.
9. *Papilionaceae* (? *Phaseolus* sp.).

Sonach liegt aus den Tonen des Brachter Waldes bisher folgende Flora vor, die weitgehende Uebereinstimmung mit einem Teil der von Cl. Reid von Tegelen beschriebenen zeigt:

1. *Pinus* (? *silvestris* L.)
2. *Picea excelsa* LK.
3. *Sparganium ramosum* HUDS.
4. *Alisma Plantago* L.
5. *Potamogeton densus* L.
6. *Najas major* ALL.
7. *Scirpus lacustris* L.
8. » sp.
9. *Salix* sp. sp.
10. *Populus* cfr. *nigra* L.
11. *Corylus Avellana* L.
12. *Carpinus Betulus* L.
13. *Betula alba* L.
14. *Alnus glutinosa* GAERTN.
15. *Fagus silvatica* L.
16. *Quercus pedunculata* EHRH.
17. *Ulmus campestris* L.
18. *Polygonum* cfr. *tomentosum* SCHRNK.
19. *Nuphar luteum* SM.
20. *Papilionaceae* (? *Phaseolus* sp.).

Auffällig ist, daß das Vorkommen mehrerer Arten von ausgesprochen warm gemäßigten, z. T. exotischen Gattungen (vgl. *Vitis*, *Pterocarya*, *Magnolia*) auf die Tone der nördlicher gelegenen Gruben von Tegelen und vom Wylerberge, also auf die Gegend des heptigen und des diluvialen Rheintales beschränkt zu sein scheint.

Interessant ist endlich das Auftreten einer Süßwasserfauna in dem Ton der zuletzt beschriebenen Grube IV vom Icksberg. Wir sammelten eine große Anzahl von Unioniden, deren Größe zwischen 3 und mehr als 20 cm schwankt. Z. T. waren die Muscheln nur mit der Epidermis erhalten, an anderen Stellen mit der Kalkschale; in den meisten Fällen aber waren sie in Toneisen-

stein umgewandelt. Wenn auch die Bestimmung der Arten noch aussteht, so ist doch sicher, daß sie keinerlei Ähnlichkeit mit dem von G. FLIEGEL früher von der Beißelsgrube¹⁾ beschriebenen *Unio* aus der pliocänen Kieseloolithstufe haben.

¹⁾ G. FLIEGEL, »Pliocäne Quarzsotter« usw., a. a. O.

Berlin, den 31. Juli 1910.

Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau.

Von Herrn **O. Tietze** in Berlin.

Hierzu Tafel 16—18.

Auf den folgenden Seiten wird über das Ergebnis der von Herrn Dr. BARSCH und dem Verfasser ausgeführten geologischen Aufnahmen zu beiden Seiten der Oder bei Breslau berichtet werden. In einer Notiz über die Auffindung eines Oses innerhalb des südlich dieser Stadt gelegenen Aufnahmegebietes (Dieses Jahrb. für 1909, XXX, T. 1, H. 1) gab ich einen kurzen Überblick über die Entwicklung der diluvialen Schichtenfolge, wobei die Frage nach dem Alter dieses Diluviums noch unentschieden bleiben mußte. Der bevorstehende Druck einer neuen Lieferung von 6 Blättern und eines für die Trebnitzer Landwirtschaftliche Schule aufgenommenen Lehrfeldes veranlaßt mich, nunmehr dieser Frage näher zu treten, um so mehr als jetzt zahlreichere Beobachtungen aus einem etwa 20 Meßtischblätter umfassenden Gebiet vorliegen.

Der vordiluviale Untergrund ist zu beiden Seiten der Oder derselbe: meist rotgeflamunte Tone, die wir, weil sie bis zu den Flammentonen der Provinz Posen hin fast überall nahe unter der Erdoberfläche angetroffen wurden, zu diesen letzteren, also zum jüngsten Miocän rechnen. Die untere Grenze dieser Tone ist in nächster Nähe Breslaus meines Wissens bisher nirgends erreicht worden. Aus der weiteren Umgebung aber seien die Bohrungen

von Herrnprotsch¹⁾ (Tertiär — 191 m, Keuper [nach MICHAEL] — 235 m), Groß-Zöllnig²⁾ (Tertiär — 125 m, Mittlerer Keuper — 625 m, Unterer Keuper — 687 m, Oberer Muschelkalk — 708 m, Mittlerer Muschelkalk — 732 m, Unterer Muschelkalk — 800 m), Kreika³⁾ (Tertiär — 149 m, Buntsandstein — 339 m, Zechstein — 374 m, Oberrotliegendes — 412 m, Glimmerschiefer — 424 m), Groß-Peterwitz bei Canth⁴⁾ (Tertiär — 110 Fuß, Glimmerschiefer — 186 Fuß) angeführt, aus deren Aufschlüssen sich freilich bei ihrer großen gegenseitigen Entfernung nicht viel mehr sagen läßt, als daß das genannte Tertiär überall das ältere Gebirge diskordant überlagert. Schichten älteren Gebirges erheben sich innerhalb meines Aufnahmegebietes, die tertiäre und diluviale Decke durchbrechend bis zu Tage, bei Stein (Bl. Koberwitz) und östlich Stein, 1½ km südöstlich Buchwitz. Bei Stein stehen in 180—190 m Meereshöhe graue Tonschiefer mit Einlagerungen von hartem Kieselschiefer und Lydit an. Diese, bekannt durch das Vorkommen von Kalait und Wawellit⁴⁾ auf den Klüften des Gesteins, bilden 3 deutlich abgesetzte, von SW. nach NO. streichende Rücken von annähernd 100 m Breite. Sie sind getrennt durch

¹⁾ F. ROEMER, Jahresb. der Schles. Gesellsch. für vaterl. Kultur 1891, S. 52; v. ROSENBERG-LIPINSKI, Die Verbreitung der Braunkohlenformation im nördl. Teile der Provinz Schlesien. Jahresb. f. 1891, S. 224; GÜRICH, Breslaus Untergrund, Festschrift zum 13. Deutschen Geographentag, Breslau 1901; MICHAEL, Über die Verbreitung des Keupers im nördlichen Schlesien, Jahresb. f. 1907, XXVIII, 2, S. 202.

²⁾ ZIMMERMANN, Über eine Tiefbohrung bei Groß-Zöllnig, östlich unweit Öls in Schlesien, Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1901, S. 22 ff.

³⁾ ROEMER, Über die Ergebnisse eines Bohrloches 1½ Meilen von Breslau (Kreika), Jahresb. der Schles. Gesellsch. f. vaterl. Kultur 1876, und Merkwürdige Erscheinung betreffend das Wasser eines Bohrloches (Kreika), dieselben Jahresber. 1877; GÜRICH, Erläuterungen zu der geol. Übersichtskarte von Schlesien, Breslau 1890, S. 96.

⁴⁾ F. ROEMER, Über ein Vorkommen von Glimmerschiefer bei Groß-Peterwitz bei Canth, Jahresber. der Schles. Gesellsch. für vaterl. Kultur 1882.

⁵⁾ F. GLOCKER, Beyträge zur mineral. Kenntnis der Sudetenländer, erstes Heft II, Über das Kieselschiefergebirge bey dem Dorfe Stein unweit Jordansmühl in Niederschlesien und über die in demselben vorkommenden Fossilien, vornehmlich über das Vorkommen des Kalaites, Breslau 1827 und GÜRICH, Erl. zur geol. Übersichtskarte von Schlesien, Breslau 1890, S. 46.

einige 100 m mächtige Lagen Tonschiefer, die nur schlecht aufgeschlossen sind. Sie verwittern zu einem weißen oder hellrosaroten, talkig sich anfühlenden Ton.

Das Vorkommen dieses Tones konnte auf einer Fläche von $2\frac{1}{2}$ km Länge und über 1 km Breite nachgewiesen werden. Wenn auch, wie die wenigen noch offenen Aufschlüsse ergeben, die Schichten z. T. durch Faltungen in sich stark gestört sind, so läßt sich doch mit einiger Sicherheit noch feststellen, daß das Einfallen nach NW. gerichtet ist und annähernd 30° beträgt. Östlich des Bahnhofes Stein erhebt sich ein lößbedeckter Hügel, dessen Kern, wie die zahlreich auf seinem Kamm liegenden Schieferplatten verraten, ebenfalls aus jenen Schichten besteht. Ein auf dem Kartenrand gelegener Bruch zeigt die Tonschiefer mit nordsüdlichem Streichen und östlichem(?) Einfallen. Sie gehen hier an vielen Stellen in schwarze Kieselschiefer über. Die Erhaltung dieses Hügels wie die der jenseits des Dorfes gelegenen Anhöhen ist wohl lediglich auf die Einlagerung dieser harten, verquarzten Gebirgsschichten zurückzuführen. Ein nordsüdlich streichender Quarzgang, der riffartig bei dem östlich vom Bruch vorbeiführenden Weg zutage tritt, scheint dies Vorkommen nach O. hin zu begrenzen. Das verschiedene Streichen der Gebirgsschichten in beiden Vorkommen steht vielleicht in Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen aus der Zeit der Bildung der Gabbrostöcke des Zobtens im W. und der Serpentin- und Kuppe bei Buchwitz im O¹⁾. Eine genauere Untersuchung letzteren, in einer jetzt gänzlich verfallenen Grube früher gewonnenen Gesteins steht noch aus. Das Gestein ist dunkelgrünlich, stark serpentinisiert und läßt, da es sehr stark verwittert ist, bei makroskopischer Betrachtung nichts genaueres erkennen. Seine Erhaltung ist vielleicht einer im Kern der Serpentinmasse steckenden Granit-intrusion aplitischer Art zu verdanken. Von dieser aus erfolgte eine Verquarzung des älteren Eruptivgesteins. Unter andern ist diese Erscheinung von Herrn Dr. FINCKH im südwestlichen

¹⁾ J. ROHR, Erl. zu der Geol. Karte vom niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden, 1867, S. 136.

Vorland ganz allgemein nachgewiesen worden. Jene beiden Reste alter Schiefer, die Herr E. ZIMMERMANN, dem ich Handstücke aus den Brüchen bei Stein vorlegte, wegen ihres gleichen Aussehens für gleichaltrig mit obersilurischen Schiefen aus den Sudeten hält, scheinen in nicht allzu großer Tiefe mit einander in Verbindung zu stehen. Ich erbohrte an der südlichen Umfassungsmauer des Gutes Stein, an einem zwischen jenen beiden Vorkommen gelegenen Punkte, nochmals jene rosenroten Tone, die als ein Verwitterungsprodukt der Tonschiefer erkannt worden sind.

Beachten wir die Entwicklung der jüngeren Formationen in den oben angeführten Bohrungen, so zeigt sich, daß ältere Schichten wie der Glimmerschiefer bei Groß-Peterwitz, das Silur und der Serpentin im Süden des Blattes Koberwitz noch in beträchtlicher Meereshöhe liegen, während sie in kurzer Entfernung nach der Oder hin abgelöst sind durch offenbar mächtige Schichtenkomplexe jüngerer Sedimente (Kreika mit 412 m jüngerem Gestein). Nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn E. ZIMMERMANN ist dies wahrscheinlich auf ein Absinken der älteren Gebirgsschichten östlich einer von SO. nach NW. streichenden Spalte zurückzuführen. Auch der Rummelsberg bei Strehlen würde zum stehengebliebenen Horst gehören, der ostwärts von jener angenommenen Spalte begrenzt würde.

Nach diesem Hinweis auf die kärglichen Kenntnisse, die wir bisher vom tiefsten Untergrund unseres Gebietes besitzen, kehren wir zur Betrachtung der tertiären Schichten zurück. Während die Flammentone auf den Blättern Schmolz, Koberwitz, Rothsürben und Wansen oft bis zu Tage anstehen oder doch in geringer Tiefe erbohrt wurden, senkt sich ihre Oberfläche nach dem Odertal hin ganz allmählich, um freilich jenseits des Flusses bald wieder zu beträchtlicher Höhe anzusteigen. In den Trebnitzer Bergen (dem Katzengebirge) liegt das Tertiär in Höhen von 220 m und mehr über dem Meeresspiegel, während es auf dem anderen Oderufer erst in der Nähe des Zobtens auf Blatt Mörschelwitz Höhen von 180 m und mehr erreicht. Ein von Herrn BARSCH auf Grund einiger Tiefbohrungen konstruierter

Schnitt zeigt das schwache Einfallen der Tertiär-Oberfläche in ostwestlicher Richtung südlich Breslau, Taf. 1. Im Untergrund der Stadt Breslau liegt nach KUNISCH¹⁾ die Oberfläche des Tertiärs in einer Tiefe von etwa 45 m; nach NO. und N. und nach SW. und W. steigt es schnell an. Ein auf Grund einer Anzahl von Tiefbohrungen konstruiertes Profil, Taf. 17, läßt dies deutlich erkennen. Die Bohrungen sind folgende: 1. eine Bohrung in der Zuckerfabrik Klettendorf¹⁾. Unter 2 m Diluvium folgen bis 89,5 m tertiäre Letten. Durch die Aufnahme ist nachgewiesen, daß diese Letten bei Klettendorf in großer Verbreitung bei geringer Tiefe unter einer dünnen Diluvialdecke anstehen. Sie sind nördlich vom Dorfe am Ufer der Lohe nachgewiesen und weiter östlich bei Krietern unter fettem Diluvialmergel in großen Ausschachtungen aufgedeckt worden, über die MICHAEL²⁾ bereits 1893 berichtete. Nach ORTH³⁾ hat man in einer Ziegelei des Vorwerkes bei Hartlieb unter zwei Fuß dunkler Ackerkrume einen gelben bis gelbgrauen, ganz vereinzelt rotbunten fetten Ton bis zu erheblicher Tiefe nachgewiesen. Es war uns nicht möglich, diesen Punkt bei der Aufnahme wieder zu finden. Es wäre dies das Breslau nächstgelegene Vorkommen von zu Tage ausgehendem tertiären Ton. Die östlich Kleinburg erbohrten Tone scheinen auf das Vorkommen verschleppter Schollen zurückzuführen zu sein.

Von Klettendorf bis zur nächsten für unser Profil in Betracht kommenden Bohrung beim Elisabethiner Kloster an der Gräbschenerstraße ist das Gelände geologisch aufgenommen. Nördlich Kleinburg kreuzt die Profillinie einen diluvialen Sandrücken, über dessen Natur weiter unten berichtet werden wird. Der Nordabhang des Rückens ist mit diluvialem Lehm bedeckt, den wir von dort aus bis an den Eisenbahndamm bei der Unterführung der Gräbschener Chaussee ununterbrochen verfolgten. Wenn somit

¹⁾ KUNISCH, Über den geol. Befund der jüngsten Bohrlöcher von Breslau und Umgegend. Jahresber. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1886, S. 135.

²⁾ MICHAEL, Über ein Vorkommen tertiärer Tone bei Breslau. Jahresber. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1893, S. 23.

³⁾ ORTH, Geogn. Durchforschung des Schles. Schwemmlandes. Berlin 1872, S. 34.

KUNISCH¹⁾, von dem wir auch die Angaben über diese zweite Bohrung übernehmen, das Profil hier mit 0—12 (m) Alluvium beginnen läßt, so könnte es sich höchstens um eine schmale, aber tiefe Rinne im Diluvium handeln, die aber so vollkommen ausgefüllt sein muß, daß man an der Oberfläche nichts mehr von ihr bemerkt. Wir übernehmen sie nicht in unser Profil und beginnen dieses mit dem von uns in jener Gegend sicher nachgewiesenen Diluviallehm.

Die dritte Bohrung unserer Profillinie wurde in der Berliner Straße Nr. 51 im Hofe der Molkereigenossenschaft niedergebracht²⁾. Von 45—46 m erwähnt KUNISCH fette gelbe Letten mit vielen festen Mergelkonkretionen. Da einerseits der darüber liegende Diluviallehm charakterisiert ist durch die Bezeichnung »sehr magerer dunkler Ton« und andererseits der unter dem Letten liegende fette blaue Ton gleichfalls reich an Mergelkonkretionen ist, glaube ich die gelben Letten schon zum Tertiär stellen zu dürfen.

Für die vierte Bohrung, die Langegasse 29—33 bei Kipkes Brauerei steht, stützen wir uns ebenfalls auf die Angaben KUNISCH's³⁾, doch mit der gleichen Einschränkung, daß wir die von 33—44 m aufgeführten festen, gelben Letten schon zum Tertiär rechnen, weil uns nirgends aus der Umgegend solche Letten aus dem Diluvium bekannt sind.

Für die Bohrung Rosenthal, die fünfte unserer Linie, konnten wir uns auf Angaben GÜRICH's⁴⁾ und KUNISCH's⁴⁾ über 2 Bohrungen stützen. GÜRICH legt die untere Grenze des Diluviums in der einen Bohrung bei 28 m, KUNISCH die obere Grenze des Tertiärs in der andern bei 24,5 m. Wir haben als Mittel aus beiden Bohrungen 26 m in unser Profil eingesetzt.

¹⁾ KUNISCH, a. a. O. S. 136.

²⁾ KUNISCH, Über die neueste Tiefbohrung im Weichbilde von Breslau. Jahresber. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1884, S. 253.

³⁾ Ders., Über die neuesten Tiefbohrungen im Weichbilde von Breslau. Jahresber. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1885, S. 151.

⁴⁾ GÜRICH, Über Tiefbohrungen bei Breslau. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur 1884, S. 234. KUNISCH, Über den geolog. Befund der jüngsten Bohrlöcher von Breslau u. Umgegend, Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1886, S. 135.

Im Profilpunkt Rosenthal sind wir gezwungen, unsere Profillinie zu brechen, da uns in der bisherigen Richtung weder weitere Bohrungen, noch Aufnahmeergebnisse zur Verfügung stehen. Doch besitzen wir im Archiv der geologischen Landesanstalt noch Bohrergebnisse vom Laboratorium in Carlowitz und von der Papierfabrik in Sacrau, die sich zur Ergänzung des Profils für das rechte Oderufer verwenden lassen.

Da die diluviale Ausfüllung des Tales vorwiegend aus Geschiebemergel besteht, so scheint das Tal, dessen Richtung der wahrscheinlichen alten Eisrandlage in dieser Gegend parallel lief, in seiner jetzigen Form bereits vor dem Eintritt der Vereisung bestanden zu haben. Nur an einer Stelle fanden sich unter dem Geschiebemergel und über dem Tertiär grobe Schotter mit nordischem Material. GÜRICH¹⁾ hält diese Schotter für einen letzten Rest einer früheren Vereisung. Da aus anderen weiter unten zu erörternden Gründen die Annahme einer zweimaligen Vereisung unseres Gebietes nicht ganz von der Hand zu weisen ist, so ist unser Tal wahrscheinlich bereits zur Zeit der ersten Vereisung bis zu seiner jetzigen Tiefe erodiert worden. Ältere Schotter, die frei von nordischem Material wären und dadurch den Beweis für ein noch höheres Alter des Tales erbrächten, sind bis jetzt in unserer Gegend freilich nicht beobachtet worden. Gleichwohl ist es wahrscheinlich, daß das Odertal bereits zu präglazialer Zeit ausgebildet war. Die größte Austiefung befindet sich auf der westlichen Seite des alten Tallaufes, wie auch aus weiteren zwei kleinen Teilprofilen durch den Untergrund Breslaus (Taf. XX) hervorgeht. Es dürfte dies darauf zurückzuführen sein, daß die von N. herankommenden Eismassen das Tal vom rechten Ufer her zunächst zufüllten und so durch Verengung der Stromrinne den Schmelzwassern eine größere erodierende Kraft verliehen.

Die Bohrungen, die mir zur Konstruktion dieser kleinen Profile zur Verfügung standen, sind folgende:

¹⁾ GÜRICH, Breslaus Untergrund in: Breslau, Lage, Natur und Entwicklung, eine Festgabe dem XIII. deutschen Geographentag, Breslau 1901.

1) Zu einem Profil von Woischwitz senkrecht zum Oderstrom bis zur Brauerei Oderschlößchen zunächst mehrere Bohrungen, die bei der chemischen Fabrik Silesia bei Woischwitz niedergebracht wurden. Die Bohrtabellen befinden sich in den Akten der Kgl. Geol. Landesanstalt und es sind hier die Mittelwerte der in Betracht kommenden Zahlen genommen worden. Eine weitere Bohrung, die bei der Haaseschen Brauerei abgesunken wurde, erwähnen KUNISCH und GÜRICH¹⁾. Diese Brauerei liegt auf dem Ohleufer, das hier zugleich das Ufer der Oder-niederung bildet. Eine dritte, in der gleichen Richtung gelegene Bohrung steht bei der Brauerei Oderschlößchen auf dem rechten Ufer der Oder. Sie wird von GÜRICH²⁾ erwähnt. Nähere Angaben über die einzelnen hier durchbohrten Gebirgsmächtigkeiten entnahm ich den Akten der geologischen Landesanstalt. Während die tertiäre Oberfläche auf der linken Talseite schnell zum Tiefsten abfällt, ist der Übergang von diesem Punkte zum Ufer der rechten Seite viel flacher. Das gleiche flache Ansteigen zeigt die in den beiden Bohrungen Seminargasse 3 und Zentralbahnhof angetroffene Tertiäroberfläche. Über jenes Bohrloch berichtet KUNISCH³⁾: »Von 30—38 m allmählicher Übergang in fette gelbe Letten«. Da wir diese gelben Letten zum Tertiär rechnen, liegt also dessen obere Grenze innerhalb dieser Schicht. Die Bohrung beim Zentralbahnhof liegt nach unseren Aufnahmen noch auf dem diluvialen Ufer; wir haben in seiner nächsten Nähe den Geschiebemergel noch mit dem Handbohrer gefaßt.

Die Bohrungen Berlinerstraße 51, Zentralbahnhof und Haase-Brauerei liegen auf einer Linie, die ungefähr dem Laufe der Oder parallel geht. Diese Linie verbindet diejenigen Punkte, an denen

¹⁾ KUNISCH, Über den geolog. Befund der jüngsten Bohrlöcher von Breslau u. Umgegend, Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1886, S. 135; GÜRICH, Breslaus Untergrund in: Breslau, Lage, Natur und Entwicklung, eine Festgabe dem XIII. deutschen Geographentage, Breslau 1901.

²⁾ GÜRICH, a. a. O. und: Über Tiefbohrungen bei Breslau, Jahresber. der Schles. Ges. für vaterl. Kultur 1884, S. 234.

³⁾ KUNISCH, Über die neuesten Tiefbohrungen im Weichbilde Breslaus, Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1885, S. 151.

die Tertiäroberfläche am tiefsten liegt. Nördlich dieser Linie, aber nur wenig von ihr entfernt, steht die älteste aus dem Weichbild Breslaus genauer bekannt gewordene Bohrung¹⁾, im Hofe der alten Kürassierkaserne, des jetzigen Landgerichts. Ihr Ansatzpunkt liegt bereits im Oderalluvium. Danach beginnt nach ORTH bei 11,61 m ein schwärzlichgrauer Ton mit groben Quarzkörnern, der in größerer Tiefe große Geschiebe nordischer Herkunft einschließt. Bei 35,62 m hören nach demselben Beobachter die Geschiebe auf, und es beginnt ein Wechsel verschiedenartiger Tone, die Braunkohle führen. Die Grenze gegen das Tertiär läge demnach bei 35—36 m.

Auch aus anderen Bohrungen, die auf dem linken Oderufer niedergebracht wurden, geht hervor, daß weiterhin im Oberlauf dieses Flusses gerade auf dieser Talseite das Tertiär stets erst in beträchtlicherer Tiefe ansteht. So hat man in Dürrgoy in einem Bohrloch in der Gasanstalt jene Formation erst bei 46 m Tiefe gefaßt²⁾, in der Nähe Brockaus bei 47—50 m, am roten Gänseloch bei Tschechnitz²⁾ im Südosten von Breslau in 40 m und in zwei Bohrungen in Ohlau bei 49—50 m Tiefe.

In der weiten vordiluvialen Mulde zwischen Zobten und den Trebnitzer Bergen, deren Muldenlinie wir soeben durch einige Punkte festlegten, bilden die tertiären Schichten flache Sättel von ungefähr nordwestlich-südöstlichem Streichen, deren Rücken mit zunehmendem Abstand von der Oder immer erheblichere Meereshöhen erreichen. Links der Oder zieht sich ein schmaler durch eine Anzahl von Flachbohrungen bekannt gewordener Tertiärrücken in einer geraden Linie von Hartlieb über Oltaschin, Dürrjentsch, Schönborn und Grunau auf Blatt Rothsürben hinüber. Vielleicht deuten einige Bohrungen bei Sillmenau und Groß-Oldern, in denen

¹⁾ E. F. GLOCKER, Über die nordischen Geschiebe der Oderebene um Breslau, Nov. Act. Ac. Leop. Carol. XVI, 1, Breslau, Bonn 1854, p. 409; F. ROEMER, Darstellung der geogn. Zusammensetzung des Bodens von Breslau. Jahresber. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1863—64, S. 43; ORTH: Geogn. Durchforschung des schles. Schwemmlandes, Berlin 1872, S. 27 u. GÜRICH, Breslaus Untergrund in Breslau, Lage u. s. w.

²⁾ GÜRICH, a. a. O.

Ton getroffen wurde, an, daß ihm ein etwas tiefer gelegener Rücken östlich vorgelagert ist. Nach Nordwesten hebt sich der Rücken weiter heraus und nimmt in breiter Fläche fast den ganzen nördlichen Teil des Blattes Schmolz ein, von Groß-Mochbern, wo man den Ton in einer bei der Schöller'schen Zuckerfabrik niedergebrachten Bohrung von Tage bis zu 120 m Tiefe anstehend antraf¹⁾, bis Jäschgüttel in der Mitte des Blattes. Zwischen Hartlieb und Klettendorf durchschneidet ihn die Lohe, mehr im Westen die Weistritz, an deren Ufer von Romberg bis Deutsch-Lissa die Tone zu Tage ausgehen. Die ihn verhüllende Diluvialdecke besteht aus wenig Sand und Löß. Eine weitere Aufragung des Tertiärs folgt im SW., von der vorigen getrennt durch eine mehrere km breite, zum Teil noch mit Grundmoräne ausgefüllte Senke. Diese letztere kann nur sehr flach sein, da über sie hinweg beide Tertiärrücken durch vereinzelt Aufragungen, so z. B. bei Jäschgüttel miteinander in Verbindung stehen. Der Südrand der dritten Aufragung, die der eingangs erwähnte Os zwischen Weigwitz und Kreika kreuzt und die nach den Aufnahmeergebnissen von BEHR weiter im O. ganz untertaucht, wird auf Blatt Koberwitz durch eine Linie von Schauerwitz über Guckelwitz nach Pasterwitz bezeichnet. Nach Westen setzt sich diese Aufragung in den Kieferbergen in der Richtung auf Canth hin fort²⁾.

Von jener Südgrenze an bis zu den Steiner Bergen und weiter südlich bis Jordansmühl ist Tertiär zwar in vielen Bohrungen noch angetroffen worden, aber die diluviale Decke ist doch noch so mächtig, daß sie die Formen der Tertiäroberfläche verhüllt.

Wie die tertiäre Oberfläche in großen Zügen eine Orientierung in nordwest-südöstlicher Richtung aufweist, so verrät auch die Oberfläche der einzelnen Tertiärrücken eine feinere Fältelung in derselben Richtung. Wir konnten solche Spezialrücken von Klettendorf bis Groß-Mochbern und von Zweibrodts bis Schmolz

¹⁾ KUNISCH, Über den geolog. Befund der jüngsten Bohrlöcher von Breslau und Umgegend. Jahresber. der schles. Ges. für vaterl. Kultur 1886, S. 135.

²⁾ ORTH, a. a. O. S. 24.

verfolgen. Zwischen den beiden eben genannten zieht sich ein weiterer Rücken zwischen Oberhof und Kentschkau auf Kriptau hin. Ein 3 km langer derartiger Rücken streicht vom Gut Groß-Tinz über Bischwitz¹⁾ auf Pleische hin, ein anderer von Malsen über Paschwitz auf Groß-Schottkau. Weitere, wenn auch nicht so langgestreckte Rücken wurden auf Blatt Koberwitz beobachtet.

Auf dem rechten Oderufer stehen uns noch nicht genügend Beobachtungen zu Gebote, um über die Oberflächenformen des Tertiärs näheres aussagen zu können. Das Katzengebirge selbst besteht aus denselben Tertiärschichten, die links der Oder anstehen und streicht von WNW. nach OSO. Sein Südfuß taucht unter anscheinend ziemlich mächtige Diluvialschichten unter, die das Tertiär fast überall gänzlich verhüllen, doch treten bei Haasenau und Sacrau, also in der südlich des Katzengebirges sich ausbreitenden Ebene, die tertiären Schichten auch zu Tage heraus. Auf Blatt Nädlitz hat BARSCH nirgends das Tertiär angetroffen.

Wie die im Untergrund Breslaus tief in das Tertiärgebirge eingeschnittene Erosionsrinne, so halte ich auch die breiten Tertiärrücken links der Oder, wie die Aufragungen des Katzengebirges rechts dieses Flusses für präglaziale Formen, muß es aber unentschieden lassen, ob wir in ihnen reine Erosionsformen vor uns haben, erzeugt durch die Tätigkeit pliocäner Wässer, oder ob Krustenbewegungen zur Faltung des Tertiärgebirges beigetragen haben. Der innere Aufbau des Tertiärgebirges ist so gut wie unbekannt. Alle tieferen Bohrungen lehrten nur, daß sich die tertiären Schichten aus einem steten Wechsel von Tonen von allen möglichen Farben²⁾ mit Einlagerungen von Quarzsanden und

¹⁾ ORTH, a. a. O. S. 25.

²⁾ Als Beispiel hierfür möchte ich hier das Profil einer neuerdings in Kriertern niedergebrachten Bohrung anführen, die ungefähr 200 m Tertiär durchteufte:

9	m	Löß und glaziales Diluvium
9	»	Blaugelber, rotgeflammter Ton
14	»	Gelbe, sandige Tone
2	»	Gelber, feinsandiger Ton mit Kalkseptarien
15,5	»	Bläulich gelbe, rotgeflammte, feinsandige Tone
26,70	»	Blaue fette Tone und Tonmergel

Braunkohlenflözchen zusammensetzen. Nirgends hat sich irgend eine Schicht über eine größere Fläche hin als Leithorizont beobachten lassen. Bunte, vor allem rotgeflamnte Tone, werden ja meistens in den flachen Bohrungen angetroffen, aber sie fehlen keineswegs in größeren Tiefen, wie vereinzelte Tiefbohrungen beweisen. Neben den roten Tönen sind blaue, graue und gelbe Tone recht häufig. Mit der Annäherung ans Gebirge mehren sich die Funde von grauweißen und ganz weißen Tönen (Ziegeleien bei Kiefendorf). Es sind die noch nicht durch langen Transport verunreinigten Verwitterungsprodukte der dort anstehenden Eruptivgesteine. Ebenso nimmt die Korngröße der Sandeinlagerungen gegen das Gebirge hin zu, und aus dem Umstand, daß die Quarze im Sand oft noch scharf ausgebildete Krystallformen aufweisen, und ihnen Bröckchen von Anstehendem anhaften und beigemischt sind, läßt sich schließen, daß das benachbarte Gebirge in hervorragendem Maße mit seinen Verwitterungsprodukten zur Bildung der tertiären Schichten beigetragen hat¹⁾.

Auch die Braunkohlenflöze finden sich in allen Tiefen. Selten erreichen sie größere Mächtigkeit — nach ORTH soll die Braunkohle von Wilschkowitz und Poppelwitz eine Mächtigkeit von 40—66 Fuß besitzen. Sie soll beim letztgenannten Ort unter dem Löß ausbeissen, doch ist es uns nicht gelungen, das Ausgehende wieder aufzufinden. Unter Breslau hat man Flözchen

13,40 m	Wechsel von meist grauen, z. T. rotgeflamnten Tönen und Tonmergel und grauen Sanden und Feinsanden
20,90 »	Graugelber Ton
3 »	Grauer Sand
5,50 »	Hellgraur Ton
6 »	» Sand
13 »	Graugelber Ton
6 »	Weißgrauer Ton
4,50 »	Hellroter Ton
7,50 »	Weißer, sandiger Ton
20 »	Weißlicher, rotgestreifter Sand
1 »	Roter Ton
13 »	Gelber Sand
10 »	Roter toniger Feinsand (ob miocän?).

¹⁾ ORTH, a. a. O. S. 24.

in Tiefen von 45—70 m beobachtet. Jedenfalls halten alle diese Braunkohlenvorkommen, wenigstens innerhalb der Grenzen des von uns untersuchten Gebietes, nie über größere Flächen aus, und dieser Umstand mag neben Ursachen, die im Wasserreichtum der Sandeinlagerungen und deren schwimmiger Beschaffenheit liegen, dazu beigetragen haben, daß die kleinen Versuche, jene Braunkohlen abzubauen, immer wieder nach kurzer Zeit aufgegeben werden mußten.

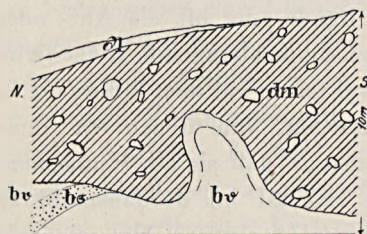
Die geschilderte Zusammensetzung des Tertiärgebirges spricht für eine Ablagerung der Schichten in einer großen Flußniederung mit Wasserläufen von häufig wechselnder Stromgeschwindigkeit und wiederholten Verlegungen von Wasserläufen, womit Zerstörungen der in einzelnen Becken sich entwickelnden Moorbildungen verknüpft waren.

Sehen wir die groben Formen der tertiären Oberfläche im allgemeinen als ein Erzeugnis zur Pliocänzeit wirkender Kräfte an, so ist jedoch die feinere Fältelung auf den Schub und Druck der zur Diluvialzeit herankommenden Eismassen zurückzuführen. Daß Aufpressungen von Tonen und Auswalgungen der aufgepreßten Falten stattgefunden haben, ist sicher. Wir beobachteten in zwei Ziegeleiaufschlüssen nördlich und südlich Trebnitz derartige Aufpressungen. Die Falten haben eine Streichrichtung von O. nach W., dem von N. heranrückenden Eissaum entsprechend. Eine kleine Skizze verdeutlicht die Lagerungsverhältnisse in der nördlich Trebnitz bei Kellerhof gelegenen Ziegeleigrube nach dem Stand des Abbaus im Oktober 1909, Fig. 1. In der Ostwand der Ziegeleigrube, in deren Grund die tertiären Ziegeltoner gewonnen werden, sieht man in dem mächtigen graubraunen Geschiebemergel, der von Löß überlagert wird, eine mehrere Meter hohe Falte tertiärer Tone eingepreßt. In der südlich Trebnitz gelegenen Ziegeleigrube von Heisich, Wagwitz und Baier (Fig. 2) ragt in der Südwand eine Falte tertiärer Tone in gleicher Weise in den diluvialen Geschiebemergel hinein, deren Südschenkel beinahe überkippt ist. Der darüber liegende Geschiebemergel wird nach oben von Bänderthonbänken, die mit Sanden wechsellagern, begrenzt.

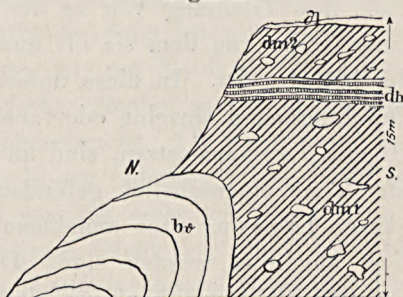
Ferner beobachtete man bei einigen Bohrungen in der Nähe Breslaus, so bei Woischwitz und Klettendorf, daß unter einer tertiären Schichtenreihe wieder diluviale Schichten auftraten. Es liegen also überkippte Falten vor oder selbst abgetrennte verschleppte Schollen. Für Druck und Faltungsvorgänge in den hangendsten Tertiärschichten sprechen auch die schönen Rutsch- und Gleitflächen in den roten Flammentonen, die in der Ziegelei bei Schmolz im Sommer 1909 aufgeschlossen waren.

Von den Ablagerungen des Pliocäns hat sich nichts erhalten. Die Pliocänzeit scheint in unserem Gebiet vorwiegend abtragend gewirkt zu haben. Schotter von Milchquarz und Lydit, denen

Figur 1.



Figur 2.



Material vom benachbarten Gebirge in abgerollten Stücken beigemischt ist, bilden bisweilen den oberen Abschluß der tertiären Tone. Wenn sie nicht von den pliocänen Wassern dort abgelagert wurden, so müssen sie mindestens als ein Auswaschungsprodukt älterer tertiärer Tone und Sande durch diese Wasser betrachtet werden. Wo wir im Diluvium als liegendste Schicht Sande antreffen, gehen diese bisweilen nach der Tiefe durch Zunahme des Quarzgehaltes und Abnahme des Gehaltes an bunten zersetzbaren Gemengteilen in ganz verarmte graue Sande über, wodurch sie pliocänen Sanden sehr ähnlich werden. Es mögen in der Tat auch pliocäne Sande mit aufgearbeitet und in die diluvialen Sande eingemischt sein.

Die Schichtenfolge des Glazialdiluviums ist eine sehr einförmige: Zu unterst Sande, darüber die Grundmoräne, darüber wieder

Sande bei häufiger lokaler Ausscheidung der einen oder andern, zweier oder selbst aller drei Schichten aus dem Profil. Die liegenden Sande zeichnen sich meist durch ihren Reichtum an Milchquarz und Lydit aus und sind oft außerordentlich fest gepackt. Selbst Verkittung zu kalkigen Konglomeraten wurde bisweilen, so in den Trebnitzer Bergen beobachtet. Die weiter unten zu erwähnenden, aus den unteren Sanden stammenden Dreikanter waren zum Teil von einer harten Kalkkruste überzogen und mit den Schottern, in die sie eingebettet sind, verbacken. Sie gehen durch Zunahme der gröberen Bestandteile bisweilen in kiesige Sande, Kiese und Schotter über, oft aber auch durch Verfeinerung des Kornes in feine Sande und Feinsande, in welchem Falle ihre Trennung von in der Tiefe folgenden feinen Tertiärsanden oder von dem sie oft unmittelbar bedeckenden Löß kaum durchführbar ist. In diese unteren Sande, die oft als Auf- oder Durchragungen einzelne oder auch zusammenhängende Reihen von Hügeln zusammensetzen, sind an zwei Orten auf dem linken Oderufer Tone eingeschaltet gefunden worden, von denen wir ihrer ganzen Lagerung nach annehmen müssen, daß sie als Staubeckentone abgesetzt worden sind. Das Lohetal bei Jordansmühl ist tief eingesenkt zwischen unregelmäßigen Hügelzügen, die wir wohl als Erosionsreste deuten müssen. Die Hügel zeigen folgende Schichtenfolge: Zu unterst wohl tertiärer Ton, nach dem nächsten Vorkommen bei Poppelwitz zu schließen, darüber untere Sande und Kiessande, darüber eine Tonbank, deren Ausbiß östlich Jordansmühl bei allen Hügeln in ungefähr der gleichen Höhe zu beobachten ist, darüber wieder Sand, und dieser trägt dann und wann kleine Reste der Grundmoräne.

Die Tone sind vor der Grundmoräne abgelagert worden, als offenbar der Eisrand wenig weiter nördlich lag und die Wasser zwischen ihm und dem Gebirge keinen Abfluß mehr fanden. Über die genauere Mächtigkeit der Tonbank läßt sich nichts sagen, doch wird sie kaum wenige Meter übersteigen. Ähnlich sind die Lagerungsverhältnisse bei dem zweiten Vorkommen von diluvialem Ton in der westlich Rankau gelegenen kleinen Grube. Der Ton von grauer, bzw. dort, wo er von der Dreikantertschicht

bedeckt ist, von grellroter Farbe, ist unterlagert von diluvialen kiesigen Sanden, die einen Hügel bilden, auf dem der genannte Ort liegt. — Diejenigen diluvialen Schichten, die jünger als der Ton sind, sind auf der Höhe bis auf die Dreikantertschicht vernichtet, an den Flanken aber legt sich diluvialer Sand an, im Osten auch wohl etwas Geschiebemergel. Auch hier ist die Tonbank nur schmal, kaum 1 m mächtig. Ihre Entstehung ist wohl gleicher Art, wie die oben geschilderte von Jordansmühl.

Auch unter dem Geschiebemergel bei Trebnitz fanden sich an vielen Orten, namentlich auch in der Ziegeleigrube von Heisich, Wagwitz und Baier eine oder mehrere Bänke Bänderton wechselagernd mit Unteren Sanden (Fig. 2). Die Bänderung ist prächtig braunweiß, der Kalkgehalt dieses Tones ist groß. Oft ist er in die Grundmoräne verarbeitet und färbt sie dann intensiv braun oder er bildet selbst eine Lokalmoräne, wie am Nordende des Hügelzuges westlich Neuhof in der zwischen Neuhof und Groß-Märtinau gelegenen Sandgrube gut zu beobachten ist. Ob eben dieser Ton mit jenem Vorkommen auf dem linken Oderufer gleichalterig ist, scheint fraglich. Er wird nicht nur von einer mächtigen Grundmoräne überlagert, sondern, wie jenes Profil zeigt, auch von einer solchen unterlagert. Er wurde jedenfalls abgesetzt, als der Eisrand nördlich vom Katzengebirge in dessen unmittelbarer Nähe lag, und die Wasser zwischen dem Eis und dem Gebirgsrücken aufgestaut wurden. Auf dem südlichen Abhang der Trebnitzer Berge haben wir ähnlichen Ton nur einmal bei Gr. Totschen beobachtet. Er ist reich an septarienartigen Kalkkonkretionen und liegt zwischen Grundmoräne und gestörtem Gebirge im Untergrund. Es handelt sich hier vielleicht um eine ganz lokale Bildung in einem durch einen Eisstrom abgeschnittenen Seitentälchen.

Infolge der starken Denudation, der unsere Glazialbildungen nach ihrer Ablagerung ausgesetzt waren, treten vielfach die unteren Sande mit denjenigen Formen an die Oberfläche, die sie vor ihrer Einhüllung durch die Grundmoräne und die jüngeren Gebilde besessen haben. Übrigens mag man es nicht in allen Fällen, wo Sandhügel emporragen, deren Ränder noch mit Geschiebemergel

bedeckt sind, mit unterem Sande zu tun haben, vielmehr ist es nicht ausgeschlossen, daß auch wohl Einlagerungen mächtigerer Sandlinsen im Geschiebemergel, wie solche überall beobachtet worden sind, durch die Denudation herausgearbeitet worden sein können, so daß sie jetzt freiliegen und sich über ihre leichter zerstörbare Umgebung erheben.

Im allgemeinen sind die äußeren Formen, unter denen die unteren Sande uns entgentreten, schwer zu deuten. Sie mögen älterer Entstehung und durch die dem Eis vorausgehenden Schmelzwasser erodiert worden sein, sie mögen aber auch erst von diesen Schmelzwässern abgesetzt und dann vom Eis durch Druck und Schub umgestaltet worden sein. Sie bilden bald Gruppen flacher Hügel, bald quadratkilometergroße ebene Flächen, wie zwischen Zweibrod und Bettlern, bald lehnen sie sich an die Flanken von Tertiärkuppen an; eine Orientierung nach einer bestimmten Himmelsrichtung fehlt im allgemeinen. Doch fällt immerhin der regelmäßig ostwestliche Verlauf eines über 12 km langen Landrückens auf, den wir von Kriptau über Großmochbern Gräbschen, Kleinburg, Herdain und Dürrgoy bis ans Oderufer verfolgen konnten — seine Fortsetzung im Odertal bilden wahrscheinlich die hochgelegenen Sande, auf denen Gr. Tschansch steht. Auf ihm liegen die sämtlichen südlichen Kirchhöfe der Stadt Breslau. Er ist durch zahlreiche Sandgruben in seinem ganzen Verlauf von O. nach W. aufgeschlossen und läßt überall dieselbe gleichartige Zusammensetzung aus wohl geschichteten Sanden und Kiesen erkennen, denen bisweilen große Geschiebeblöcke eingelagert sind. Der Geschiebemergel, der im südöstlichen Teil der Stadt Breslau (Lehmkulenweg) in mehreren Ziegeleigruben gewonnen wurde, bedeckt den nördlichen Abhang des Sandrückens und zieht sich südlich Herdain auch über den Rücken hinüber nach Kleinburg, wo er in Verbindung mit den breiten Geschiebemergelflächen steht, auf denen Oltaschin, Woischwitz und Brockau liegen. Die Sande in den Gruben bei der jetzigen Kürassierkaserne sind also keine Bildungen einer Interglazialzeit, die jünger wäre als unsere Grundmoräne, wie GÜRICH¹⁾ meinte, und man

¹⁾ GÜRICH, Breslaus Untergrund, in: Breslau, Lage, Natur usw.

wird unter ihnen vergeblich nach Geschiebemergel suchen und hat ihn auch tatsächlich in der Tiefbohrung bei der Gasanstalt in Dürrgoy nicht gefunden.

Über die Entwicklung des Geschiebemergels in dem untersuchten Gebiet ist wenig zu bemerken. Im Oderbett steht er auf größere Erstreckungen hin in beträchtlicher Mächtigkeit an. In einiger Mächtigkeit beobachtet man ihn auch in den oberen Teilen der nach N geöffneten Täler der Trebnitzer Höhen. Hier lagerte das von N. kommende Eis, ehe es den Kamm überschritt, große Massen des mitgeschleppten Grundmoränenmaterials ab. — Es füllte erst die durch Erosion entstandenen Hohlformen des präglazialen Gebirges aus, ehe es auf der durch die Auffüllung erzeugten Abdachung von schwächerer Neigung seine Moräne hinüberdrücken konnte. Auf dem linken Oderufer ist die Mächtigkeit der Grundmoräne vielfach auf Null reduziert, nicht nur auf vereinzelt, sich über das allgemeine Niveau erhebenden Sandrücken, die sie sicher einst umkleidete, sondern auch in der flachen Ebene auf dem Rücken der tertiären Aufragungen, wo oft nur eine Lage von Blöcken und Steinen von allen Größen zwischen Löß und Flammenton die ehemalige Anwesenheit glazialer Schichten verrät. Umsomehr fällt es auf, daß in einigen Tiefbohrungen südlich Breslau, deren Ansatzpunkt im flachen Land weit ab von der Oder gelegen ist, bedeutendere Mächtigkeiten des Diluviums beobachtet wurden, so in dem von uns schon erwähnten Bohrloch von Kreika und in einigen Bohrungen in der Gegend von Bohrau und Schönfeld, deren Proben von SCHMIERER untersucht worden sind¹⁾. Hier reicht Geschiebemergel, von Sand und Tonlagen (ungelagertem Tertiärton) unterbrochen, bis fast in 100 m Tiefe hinab. Bei Kreika reichten nach den im Archiv der Landesanstalt vorhandenen Bohrproben die diluvialen Schichten bis in 78 m Tiefe. Solche Mächtigkeiten sind vielleicht so zu erklären, daß wir annehmen, daß der Geschiebemergel präglaziale Täler ausfüllte, deren ehemaliger Verlauf freilich auf diese Weise vollständig ver-

¹⁾ Veröffentlicht in *Ergebnisse von Bohrungen*, V. Gradabteilung 1—83. Dieses Jahrb. für 1907, XXVIII, Heft 4, Berlin 1909, S. 953 und 954.

wischt wurde. Deckt sich doch auch das präglaziale Oderbett nicht vollkommen mit dem heutigen. Die absolute Höhe der unteren Grenze der diluvialen Schichten liegt freilich in diesen Bohrungen tiefer als bei den sämtlichen aus der Nähe der Oder bekannt gewordenen Tiefbohrungen. Aber das Netz solcher Bohrungen ist zurzeit noch so weitmaschig, daß es nicht ausgeschlossen ist, daß uns noch bedeutendere Tiefenlagen des Diluviums bekannt werden könnten, und andererseits wissen wir so gut wie nichts über die Wege, welche die Entwässerung in pliocänen und präglazialer Zeit nahm.

Wo der Geschiebemergel die hangendste Schicht des Glazialdiluviums bildet, ist er den zerstörenden Einwirkungen des auf die Vereisungen folgenden ozeanischen Klimas ausgesetzt gewesen. Es muß eine Zeit starker Erosion und Denudation gewesen sein, sodaß es nicht zur Ausbildung einer tiefgehenden Verwitterungsrinde kommen konnte. Deshalb finden wir dort, wo kalkiger Löß die Grundmoräne bedeckt, letztere auch kalkig. Es müßte denn sein, daß der bereits in oberen Teilen entkalkten Grundmoräne durch Sickerwässer aus dem kalkigen Löß sekundär neuer Kalkgehalt zugeführt worden wäre. Es möchte für diesen Vorgang vielleicht die Beobachtung sprechen, daß sich zwischen kalkigem Löß und kalkiger Grundmoräne bisweilen eine Schicht kalkigen Sandes unter der Dreikantertschicht einschleibt. Doch können das auch Einlagerungen in der Grundmoräne sein. Wo aber die Grundmoräne von entkalktem Löß bedeckt wird, ist sie meist auch in den oberen Dezimetern entkalkt, und man kann den bekannten Übergang von lehmigem Sand in sandigen Lehm und dann in kalkige Grundmoräne recht oft beobachten. In diesem Falle ist die Entkalkung wohl nicht sehr hohen Alters.

Über die petrographische Zusammensetzung der Grundmoräne läßt sich nichts Neues berichten. Nur selten begegnet man typischer Lokalmoräne (vergl. S. 273). Doch ist der Geschiebemergel meist ziemlich tonig durch Aufnahme der allenthalben nordwärts des untersuchten Gebietes in geringer Tiefe anstehenden tertiären

Tone. Über die Geschiebeführung haben GLOCKER¹⁾, ROEMER¹⁾ und LIEBISCH¹⁾ eingehend berichtet.

Was schließlich die oberen Sande betrifft, so ist es bei der starken Zerstörung, der die glazialen Schichten unterworfen waren, in den meisten Fällen schwer festzustellen, wie viel von diesen Sanden glazialen Vorgängen oder postglazialer Denudation ihre Entstehung verdanken. Nur vereinzelt läßt sich mit Sicherheit, nämlich dort, wo der Sand auf Anhöhen unterlagert von Geschiebelehm auftritt, angeben, daß er glazial abgelagert ist, so im Zuge des früher beschriebenen Oses und mancher ähnlichen Gebilde in dessen Nachbarschaft, bei denen man auf Ablagerung aus subglazialen Schmelzwassern schließen muß. Ähnlicher Entstehung sind die Sande, die den Parnaß bei Groß-Tinz (Blatt Jordansmühl) zusammensetzen. In einer auf der Südostseite dieses nord-südlich gestreckten Hügels gelegenen Sandgrube ist dessen innerer Bau gut aufgeschlossen. Unter einer auf den höchsten Punkten fehlenden dünnen Lößdecke liegen geschichtete und ungeschichtete Diluvialsande in fast 10 m Mächtigkeit. Im Grunde der Grube ragt ein schmaler Rücken graubraunen Geschiebemergels in die Sande hinein, dessen Längerstreckung mit der des Hügels gleich gerichtet ist. Ein ähnliches Bild bietet uns eine Grube auf Blatt Koberwitz, 1 km östlich Buchwitz. Doch besteht die hier in die Sande eingepreßte Falte aus blauem und grauem, Pflanzenreste führendem tertiärem Ton. In beiden Fällen scheinen in einer Spalte des Eisrandes die unter diesem lagernden Massen, Grundmoräne oder bei Buchwitz, wo der Geschiebemergel bereits zerstört war, tertiäre Tone aufgepreßt worden zu sein. Die dem Eisrand entströmenden Wasser benutzten ihrerseits auch die

¹⁾ E. F. GLOCKER, Über die nordischen Geschiebe der Oderebene um Breslau. Nov. Act. Ac. Leop. Carol. XVI, 1. Breslau, Bonn 1854, p. 409. — Ders.: Neue Beiträge zur Kenntnis der nordischen Geschiebe und ihres Vorkommens in der Oderebene um Breslau. Nov. Act. Ac. Leop. Carol. XXV, 1856, p. 767. — ROEMER, Über die Diluvialgeschiebe von norddeutschen Sedimentär-gesteinen in der norddeutschen Ebene. Ztschr. d. Deutschen Geol. Ges. 1862, u. a. a. O. — LIEBISCH, Über die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Inaug.-Diss. Breslau 1874.

Spalte zum Abfluß und überschütteten dort das Vorland mit ihren Sedimenten, die sich nicht flach ausbreiten konnten, sondern sich zwischen den Eismauern, solange diese noch standen, aufhäufen mußten.

Abgesehen von diesen Oberflächenformen, die der aufschüttenden Tätigkeit der dem Eisrand zum Teil subglazial entströmenden Wasser ihre Gestaltung verdanken, bietet die Oberfläche des untersuchten Gebietes mit Ausnahme derjenigen Stellen, wo älteres Gebirge die diluviale Decke durchbricht, ungefähr den Anblick einer flachen Grundmoränenlandschaft¹⁾, wie er aus den Gebieten der jüngsten Vereisung bekannt ist, wo der Obere Geschiebemergel in ausgedehnten Flächen auftritt. Es sind schwache Geländeanschwellungen, dem Auge oft kaum sichtbar und auf dem Meßtischblatt gekennzeichnet durch spärliche, in weitem Abstand einander fast parallel verlaufende Höhenkurven, so besonders gut zu beobachten auf Blatt Nädlitz auf dem rechten Oderufer. Links der Oder verwischt die Lößdecke, die aber der ursprünglichen Oberfläche des Glazialdiluviums fast parallel läuft, die Höhenunterschiede freilich noch mehr. Während aber in Bereiche der Moräne der jüngsten Vereisung solche Flächen durch ein System schmaler, oft tief eingeschnittener, meilenweit zu verfolgender Rinnen sowie durch zahlreiche vereinzelte oder in Züge angeordnete Pfuhle und Sölle mit meist ungleich hohen Talböden eine Art von Gliederung erhalten, fehlen derartige Hohlformen unserem Gebiet vollkommen. Hier findet die Entwässerung durch flache Täler mit durchaus gleichmäßigem Gefälle statt; Gefällknicke, unvollkommene Täler fehlen. Und wo sich zwischen den Hügeln Moore und kleine Seen finden, sind sie nur flach und fast ausgefüllt mit den kalkigen und feinsandigen Abschlämmmassen aus der Lößdecke. Die osartigen Bildungen und vor allem der Os sind ganz selbst flach; seine Flanken, die bei gleichen Gebilden aus dem Gebiet der jüngsten Vereisung steil wie Schanzen oder in Form von Ziegenrücken aus der Umgebung

¹⁾ Im Sinne WAHNSCHAFFK'S. Vergl. seine Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Auflage 3.

emporragen, sind gleichmäßig flach abgeböschet und ihre äußeren Formen im Gelände meist nur bei günstiger Wahl des Beobachtungspunktes überhaupt zu erkennen. Es ist dies ein ähnlicher Gegensatz, wie er nach PENK und BRÜCKNER in dem Gebiete der alpinen Vergletscherung zwischen den Formen der Jung- und Altmoränen herrscht¹⁾. Neben diesen morphologischen boten sich jenen Forschern freilich noch andere Kennzeichen, auf die wir uns im Gebiet unserer nordischen Vereisung bei der Unterscheidung von jüngeren und älteren Moränen leider nicht immer verlassen können, nämlich die Verwitterungserscheinungen. Stets und ohne Ausnahme sind die Altmoränen im Alpengebiete wesentlich stärker verwittert wie die jungen Moränen. Der Gegensatz ist so stark, daß es den genannten Forschern, im Falle alle andern Unterscheidungsmerkmale versagten, genügte, wenn sie allein die ungefähre Mächtigkeit der Verwitterungsrinde feststellen konnten. Aus deren Differenzen schlossen sie dann ohne weiteres auf das Alter der Moränen. Nun ist die Verwitterungsarbeit, die im Alpengebiet im wesentlichen, innerhalb des Moränengebietes wenigstens, abgesehen von der Oxydation, im Weglösen der kalkigen Bestandteile des Moränenmaterials besteht, nur dann möglich, wenn der Grundwasserspiegel tief genug liegt, um den frischen atmosphärischen Wassern den Zutritt ins Innere des Moränenmaterials zu gestatten. Diese Bedingung konnte sich aber im Alpengebiet bei den dortigen günstigen orographischen Verhältnissen sehr bald einstellen, denn schon zur Abschmelzzeit begannen wohl die Schmelzwasser in die eben aufgeschütteten Terrassen erodierend einzuschneiden und damit den Grundwasserspiegel wieder abzusenken. Bei der relativen Enge der Täler und den verhältnismäßig großen Wassermassen war der Effekt der Erosionsarbeit bedeutend. Große Mächtigkeiten frisch aufgeschütteten Moränenmaterials lagen bald über dem Grundwasserspiegel und waren während einer ganzen Interglazialzeit dem zersetzenden Einfluß reichlicher Regenfälle, wie sie dem ozeanischen Klima dieser Zeitepoche entsprechen,

¹⁾ PENK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. S. 125 u. 126 u. a. a. O.

ausgesetzt. Ganz anders bei uns. Bei dem geringen Gefälle zum Meeresspiegel und der weiten Entfernung vom Meere konnten hier die Schmelzwasser nicht tief einschneiden. Breit aber flach waren die Täler, welche die Wasser abführten; gering nur war die durch die Erosion der Flüsse bewirkte Absenkung des Grundwasserstandes, dessen relativer Stand unter der Erdoberfläche wohl nicht wesentlich von dem der Jetztzeit abwich. Unter dem Grundwasserspiegel aber ist das Moränenmaterial vor der Entkalkung geschützt. Lokale Einflüsse, wie entsprechende petrographische Beschaffenheit oder bestimmte Lagerungsverhältnisse sind im norddeutschen Flachland offenbar wesentlich mehr für die Konservierung des Moränenmaterials bestimmend gewesen als im Alpengebiete. So ist die tiefe Entkalkung in gewissen Bezirken Pommerns im unbestrittenen Gebiet der jüngsten Vereisung zu erklären¹⁾ und andererseits das Vorkommen kalkreicher Grundmoräne in der Münsterschen Bucht auf den das Südufer des Uremstales bildenden Anhöhen, in einem Gebiete also, das unseres Erachtens seiner alten Formen wegen unbedingt außerhalb des Bereiches der jüngsten Vereisung gelegen ist.

Vergleichen wir unser Gebiet bezüglich der Oberflächenformen mit Gebieten, die unbestritten von der jüngsten Vereisung berührt wurden, wie solchen aus den Provinzen Ost- und Westpreußen, Pommern, dem nördlichen Posen oder Brandenburg, und berücksichtigen wir hierbei nur flache Grundmoränenlandschaften im Sinne WAHNSCHAFFE's, so ist die Unähnlichkeit der Formen, die uns im einen und andern Fall vor Augen treten, eine ganz auffällige. Erst der südliche Teil der Provinz Sachsen und Hannover, Gebiete an der Ems und südlich der Elbe bieten ähnliche Landschaftsbilder. Das sind aber Gegenden, die das jüngste Eis entweder nicht berührt hat, oder wo es, wie in der Lüneburger Heide²⁾

¹⁾ Entkalkungskarte der Gegend von Schlawe und Rügenwalde in KEILHACK, Einführung in das Verständnis der geol.-agron. Karten des norddeutschen Flachlandes. IV. Aufl. Berlin 1908.

²⁾ STOLLER, Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide vom geologischen Standpunkt betrachtet. 2. Jahresbericht des niedersächsischen geol. Vereins 1909.

nicht mehr die Kraft besaß, die alten Landschaftsformen durch eigenen Druck und Schub oder durch mächtige Aufschüttungen umzuformen. Da in dem südlich der Trebnitzer Berge gelegenen Gebiet keinerlei Beobachtungen vorliegen, die zur Annahme eines solchen einmaligen Vorstoßes einer schwachen Eiszunge, wie sie STOLLER für jenes Gebiet der Lüneburger Heide annimmt, zwingen, so rechnen wir die glazialen Bildungen aus der Gegend von Breslau zur älteren Vereisung, lassen es aber offen, ob nicht vielleicht die Trebnitzer Berge, wenigstens auf ihrem Nordhang, von der jüngsten Vereisung berührt worden sind. Uns veranlaßt zu dieser Annahme nur der einzige Umstand, daß wir an einem Punkt¹⁾ zwei durch fluviatile Bildungen deutlich getrennte mächtige Geschiebemergelbänke beobachteten. Wohl ist dieses Profil durch die Annahme einer schwachen Oszillation des Eisrandes auch zu erklären. Die starke Zerstörung des Geschiebemergels, der eigentlich nur noch in Form kleiner Hauben auf den Gipfeln²⁾ und vielleicht unten im Tal unter dem Schutz der herabgespülten Sande erhalten ist, spricht für eine langdauernde Denudation, die erst durch die Ablagerung des Lößes unterbrochen worden ist. Dieser eigentümliche Erhaltungszustand der Geschiebemergeldecke ist mir in auffallend ähnlicher Weise bereits bei dem Schafberg bei Osnabrück bekannt geworden. Auch hier findet sich die Grundmoräne auf den von Löß bedeckten obersten Teilen der Rücken erhalten, die Gehänge sind zwar lößbedeckt, aber frei von Grundmoräne. Die Analogie in der Entwicklung der diluvialen Schichten an beiden Orten geht noch weiter: Die größten Anhäufungen von Grundmoränenmaterial finden sich im oberen Ende der nach Norden gerichteten Täler, so beim Schafberg besonders im oberen Ende des Bockrader Tales, und die Lößdecke fehlt bei beiden Erhebungen auf dem westlichen Teil, dessen Flanken beim Schafberg von den Sanden des Uremstales, beim Trebnitzer Katzengebirge von den Alluvionen der Oder umgeben werden.

Wir halten deshalb die Vereisung des Katzengebirges für

¹⁾ Der Ziegelei von Heisich, Wagwitz und Baier.

²⁾ SCHARENBERG, Über die allgemeinen geognostischen Verhältnisse des Trebnitzer Gebirges. Jahresber. der Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1852, Breslau.

gleichaltrig mit der des linken Oderufers. Unter keinen Umständen können wir die Ansicht FRANK LEVERETT's¹⁾ teilen, der das Katzengebirge offenbar für eine Endmoräne der jüngsten Vereisung hält, denn im südlichen Vorland des Katzengebirges breitet sich unsere Grundmoränenlandschaft aus, in die das alluviale Tal der Oder ohne jede Andeutung von Talterrassen, soweit bis jetzt bekannt, eingeschnitten ist. Im Hinterland, wo wir die Grundmoränenlandschaft erwarten müßten, dehnen sich weite ebene Sandfelder aus. Soweit uns der Hügelzug bekannt geworden ist, haben wir nirgends Blockpackungen beobachtet, wenn auch Sandmassen namentlich am Südwestgehänge nicht selten zu sein scheinen. Die ganzen Formen des Hügelrückens sind nicht die einer am Rande eines lobenförmigen Eiswalles aufgepreßten Falte des vordiluvialen Untergrundes — eine andere Erklärung für das ganz aus tertiären Tonen bestehende Gebirge wäre ja nicht möglich (siehe auch das Profil N). Auch scheint es uns äußerst unwahrscheinlich, daß das Eis so weit von seinem Zentralnährgebiet entfernt noch derartige Wirkungen auf den Untergrund hätte ausüben können. Schließlich liegt kein Grund vor, anzunehmen, daß die äußersten Randlagen des nordischen Inlandeises stets durch Endmoränen gekennzeichnet sein müßten. Auch das Inlandeis, das den nordamerikanischen Kontinent bedeckte, hat keine Endmoränen an seinem Rande hinterlassen.

Schotterterrassen oder ähnliche Bildungen aus der Abschmelzzeit der älteren Vereisung wurden im aufgenommenen Gebiet bis jetzt nicht beobachtet. Trotz der nicht unbeträchtlichen Eisschicht, die unser Gebiet bis zu einer Meereshöhe von über 500 m bedeckte, haben die Schmelzwasser offenbar keine wesentlichen Spuren ihrer aufschüttenden Tätigkeit hinterlassen, wenn man hierher nicht die unter den alluvialen Sedimenten des Odertales liegenden und von der Grundmoräne unterlagerten Schotter rechnen will, die z. T. sehr grob sind. Es mag das mit in dem Umstande begründet

¹⁾ In K. КЕИЛНАК, Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. Dieses Jahrbuch für 1909, XXX. Teil I, S. 508.

liegen, daß die Entwässerung des Gebietes sich während der Abschmelzzeit einmal vollkommen ändern mußte, insofern ursprünglich den Schmelzwässern nur der Abfluß zur Senke des Schwarzen Meeres hin offen stand, und erst nachdem die Oberlausitz eisfrei geworden war, derjenige zur Nordsee. Wir setzen dabei freilich voraus, daß das Abschmelzen im O. und W. ungefähr gleichen Schritt hielt. Die Wasser haben, nachdem einmal der Weg nach NW. frei war, wahrscheinlich dieselben Wege benutzt, die ihnen heute noch dienen. Die interglaziale Erosionszeit mag die alten Rinnen vertieft haben, doch wohl nicht bedeutend, denn die Ablagerung der eben erwähnten, im Oderbett den Geschiebemerges bedeckenden gröberen Schotter muß man doch wohl noch in die Abschmelzzeit verlegen. Während der letzten Eiszeit werden die Wasserrinnen bei dem sehr trockenen Klima der Lößsteppenzeit nur periodisch Wasser geführt haben, und erst mit Rückkehr eines mehr ozeanischen Klimas begannen die Flüsse wieder stärker Wasser zu führen.

Es scheint, daß das Odertal, dessen Ufer oft ganz flach in die Bildungen des Höhendiluviums übergehen, neuerdings, vielleicht infolge der Ausfüllung seines Talbettes mit seinen Sedimenten, die Tendenz hat, sich weiter auszudehnen. Das Oderwasser überschreitet bei größtem Hochwasser Gebiete des Höhendiluviums, die ihrer ganzen Oberflächengestaltung nach ursprünglich nicht ins Talgebiet der Oder gehörten. Ich meine damit die merkwürdige Parallelrinnenlandschaft, die es sich im NW. des Blattes Nädltitz aus der Grundmoränenlandschaft umgeformt hat. Zu dem bedeutenden Anschwellen des Stromes zur Zeit der Überschwemmungen mag aber auch nicht wenig die Kultivierung des ursprünglich den Wasserabfluß stark hemmenden Lößbodens und in neuester Zeit die Eindämmung des Flusses durch Deiche und Bühnen besonders viel beigetragen haben.

Kehren wir zu unserem Glazialdiluvium zurück, so müssen wir noch erwähnen, daß dessen Bildungen überall nach oben hin durch eine ganz ausgezeichnete Dreikantererschicht abgeschlossen werden. Wo die glazialen Schichten den zerstörenden Kräften der Abschmelzperiode und der Interglazialzeit vollkommen zum

Opfer fielen, deutet wenigstens noch eine manchmal freilich nur spärlich gesäte Schicht vereinzelter großer Geschiebeblöcke, die aber alle die deutlichsten Spuren starken Windschliffs tragen, ihr ehemaliges Vorhandensein an. Nur an wenigen Orten fehlen auch diese letzten Spuren, so z. B. in einem großen, durch die Ziegeleien von Groß-Glauche geschaffenen Aufschluß, wo wir auf der auf einige 100 m Länge aufgeschlossenen Grenze zwischen tertiären Schichten und Löß außer einem einzigen ganz kleinen, völlig verwitterten Steinchen keinerlei Anzeichen einer ehemaligen Bedeckung durch glaziale Schichten beobachten konnten. Auch sind auf den höchsten Kuppen der Trebnitzer Berge, auf denen Grundmoräne oder Diluvialsande lagern, keine typischen Dreikanter zu finden, wenn auch windgeschliffene Geschiebe keineswegs fehlen. Bei der stark geneigten Unterlage mögen Regenfälle unterstützt durch die ausblasende Wirkung des Windes das die Oberfläche bildende Steinmaterial so schnell abwärts gerollt haben, daß es nicht zum Anschleifen von Kanten kam, wozu doch immer längere Zeit bei ruhiger unveränderter Lage des bearbeiteten Geschiebes nötig ist. Wie die zahlreich von uns beobachteten Dreikantersohlen lehren, liegen die angeschliffenen Geschiebe sehr oft so gedrängt, daß sie sich gegenseitig fast berühren. Nach oben kehren sie dann in den weitaus meisten Fällen nur eine der angeschliffenen Seiten. Die zuletzt angeschliffenen Kanten liegen ungefähr in einer Ebene mit dem Horizont. Die Entstehung der Kanten auf die Einwirkung zweier aus verschiedener Richtung kommender Windströme zurückzuführen und andere noch kompliziertere Theorien halte ich für verfehlt. Es ist die Tendenz der Staubstürme, die ihnen auf ihrem Weg entgegenstehenden Hindernisse zu zerstören, also alle Erhebungen über dem allgemeinen Niveau des Erdbodens abzuschleifen. Falls ein Steinblock allein liegt, wird er auf allen Seiten mit Ausnahme derjenigen, auf der er aufliegt, abgeschliffen und, da auch seine Unterlage zerstört und weggetragen wird, so daß er von Zeit zu Zeit seine Lage ändert, so wird er zwar allmählich kleiner werden, ohne daß sich aber bestimmte Richtungen stärkerer Winderosion (abgesehen von solchen vielleicht, die durch die verschiedene Härte der ihn zusammensetzenden Gesteins-

schichten bedingt wären) an ihm erkennen ließen. Anders, wenn ungefähr gleichgroße Blöcke durch die einebnende Tätigkeit des Windes in ein Niveau gelangten und so gleichsam eine Art Köpsteinpflasters bildend, der Winderosion ausgesetzt wurden. Die Unterlage dieses Pflasters war dann im wesentlichen vor den Angriffen des Windes geschützt. Die Steine lagen ruhig und der Wind konnte nur ihre oberflächliche Seite bearbeiten und tat dies so lange, bis alle Unebenheiten entfernt waren und sämtliche Steine nach oben nur mehr eine Fläche kehrten. Wo aber derartige Pflaster, die unter der Lößdecke häufig genug unzutreffen sind¹⁾, irgendwie verletzt wurden, so daß der Wind ihre Unterlage von neuem angreifen konnte, da fiel das alte Pflaster auseinander und gelangte nicht eher zur Ruhe, ehe nicht alle Angriffspunkte der Unterlage wieder gegen die Angriffe des Windes gesichert, und dieser von neuem nur mehr an den oberen Seiten der Steine seine abschleifende Wirkung ausüben konnte. Die Folge war dann die Ausbildung recht kantenreicher Kantengeschiebe, wie denn solche, die rundum wohl ausgebildete Kanten zeigen, nicht selten sind (s. auch Fig. 6 auf Taf. 18, eine Quarzitplatte, die auch auf der Rückseite kräftige Spuren der Winderosion aufweist).

Wenn WAHNSCHAFFE²⁾ die Entstehung dieser Dreikanterpflaster auf gewaltige Stürme zurückführt, so ist dies ganz meine Meinung. Auch die Ablagerung des die Steinpflaster deckenden Lößes fand zu der selben Zeitperiode statt, wenn auch wahrscheinlich wesentlich später. Denn die Abschleifung der Steinpflaster setzt ein extrem trockenes Klima, die Ablagerung des Lößes aber ein Steppenklima mit einigen Niederschlägen, die das Aufkommen der Steppenvegetation ermöglichen, voraus.

In unserem Gebiet bildet fast allgemein der Löß den obersten Abschluß aller Bildungen des Höhendiluviums. Er fehlt nur auf

¹⁾ Bei Kattern, Sacherwitz, Sägewitz, Buchwitz u. a. O. hat man früher bei der Steinarmut dieser Lößgegend das Steinmaterial der Dreikanterebenen im großen abgebaut (E. F. GLOCKER, Über die nordischen Geschiebe der Oderebene um Breslau, Nov. Act. Ac. Leop. Carol. XVI, 1. Breslau, Bonn 1854, p. 409).

²⁾ WAHNSCHAFFE, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, Stuttgart 1909, 3. Aufl., S. 235.

Blatt Nädlitz auf dem rechten Oderufer und auf einem sich nach W. verbreiternden Streifen unmittelbar auf dem linken Ufer dieses Flusses. Auf dem Nordabhang der Trebnitzer Berge scheint er die nördliche Grenze seines Vorkommens zu finden, während die Dreikantertschicht noch weiterhin sich nach Norden ausdehnt.

Sein außerordentlich verbreitetes Vorkommen in diesem flachen Teile Schlesiens, das nach Osten hin in Verbindung steht mit den Lößgebieten Oberschlesiens und des Vorlandes der Karpathen und nach W. hin mit denjenigen der Lausitz, Sachsens und Thüringens, und seine typische Entwicklung mögen es erklären, daß wir in folgendem etwas näher auf die Lößfrage eingehen. Unter Löß verstehe ich in unserem Gebiet einen tonhaltigen, sehr feinen Quarzstaub, dessen Ablagerung vorzugsweise durch Winde unter der Herrschaft eines kontinentalen Klimas erfolgte. Seine Bildung ist bekanntlich für den mittleren Teil von Europa abgeschlossen, während sie in den abflußlosen Gebieten und benachbarten Ländern Zentral-Asiens zurzeit noch vor sich geht. Zwei Bedingungen sind es, die nach v. RICHTHOFEN dem Zustand der Abflußlosigkeit Zentral-Asiens zugrunde liegen: Die Existenz des die Feuchtigkeit der südlichen Winde auffangenden Gebirgswalles und die außerordentliche Ausdehnung des Kontinents¹⁾. Ähnliche Bedingungen, wenn auch nicht in so ausgedehntem Maße boten sich in Europa nur zur Eiszeit: Im Süden der bis tief ins Vorland vergletscherte Wall der Alpen und im Norden das sich weit ausdehnende Inlandeis, das die Fläche des Kontinents in nördlicher und nordwestlicher Richtung um bedeutendes vermehrte. Das Zentrum der Lößbildung scheint für Mitteleuropa die ungarische Tiefebene gewesen zu sein; als kleinere abflußlose Becken mögen die Senken zwischen den deutschen Mittelgebirgen und den Alpen erschienen sein, aus denen Stürme die Produkte der Windaufbereitung über ihr Vorland nach Westen bis ans Meer, nach N. bis an die Grenzen des Inlandeises trugen. Die eigentümliche Erscheinung, daß der Löß einen großen Teil Norddeutschlands vollkommen frei läßt, deutet

¹⁾ v. RICHTHOFEN, China I, 1877, S. 169.

darauf hin, daß ihn in diesem Gebiet etwas an seiner Ablagerung verhindert haben muß, und das kann nur das Inlandeis gewesen sein. Mit der größten Entwicklung der Eisfläche mußte die extremste Ausbildung kontinentalen Klimas zusammenfallen und wir kommen daher zum Schluß, daß ungefähr der Hauptausbreitung der letzten in Norddeutschland aufgetretenen Vereisung die Hauptentwicklung des Lößes entspricht, und daß mit dem Wegfall der durch das Vorhandensein jener Eisdecke gegebenen Bedingung eines kontinentalen Klimas die Umwandlung der abflußlosen Lößgebiete in Übergangslandschaften im (Sinne v. RICHTHOFEN's) einsetzte, ein Vorgang, der auch heute noch zum Teil nicht abgeschlossen ist¹⁾.

Unsere hangendste Lößdecke und die jüngste Moräne mit den sie begleitenden Bildungen in Norddeutschland sind somit nichts weiter, als verschiedene Facies gleichalteriger terrestrischer Ablagerungen. Mit dem Verschwinden des Inlandeises gestatteten große Buchten den Eintritt des Meeres bis tief in den ehemaligen Eiskontinent hinein, womit die Ausbreitung eines mehr oder minder ozeanischen Klimas verbunden und die Bildung neuer Lößmassen ausgeschlossen war. Immerhin mag eine durch Windbewegungen verursachte Umlagerung solcher Massen noch eine Zeitlang angedauert haben²⁾, bis die sich ausbreitende, die Jahreszeiten überdauernde Pflanzendecke endgültig den Staub festlegte und nunmehr im wesentlichen nur noch eine durch Wasserbewegung verursachte Umlagerung der Lößmassen erfolgen konnte.

Es ist wohl kaum zuviel gewagt, wenn man die Vorgänge nach dem Zurückschmelzen des letzten Inlandeises auch auf die letzte Interglazialzeit überträgt, d. h. die höchste Entwicklung der Fauna und Flora einer der Interglazialzeiten mit dem weitesten Vorstoß ozeanischen Klimas ins Innere des europäischen Kontinents zusammenfallen läßt. Wir brauchen blos an das Vorkommen marinen Interglazials in Ost- und Westpreußen, an die Auffindung von Pflanzen, die unbedingt ozeanisches Klima verlangen, in

¹⁾ Noch ist die Aussüßung der ehemaligen ungarischen Salzsteppe nicht abgeschlossen (v. RICHTHOFEN, a. a. O. S. 159).

²⁾ PENK und BRÜCKNER a. a. O.

echten interglazialen Ablagerungen tief im Innern Norddeutschlands zu erinnern. Unter solchem Klima waren die Bedingungen für die Bildung abflußloser Lößsteppen im Innern Europas wohl so wenig gegeben, als heutigen Tages. Es können zur Interglazialzeit im wesentlichen also auch nur Umlagerungen von früher abgesetztem Löß durch Wasser erfolgt sein.

Unsere Ausführungen werden gestützt durch den Befund der im und unter dem Löß begrabenen Fauna. Die Schneckenfauna des Lößes ist außerordentlich artenarm und zugleich ausgezeichnet durch das massenhafte Vorkommen gewisser weniger Arten, die ein kaltes Klima vertragen. Die Säugetierfauna zeigt Tierformen entweder durchaus arktischen Charakters oder solche, die für Steppen kennzeichnend sind. Die Aufeinanderfolge der in den Diluvialprofilen aufgedeckten Tierreste verrät oft ein Vorwiegen der rein arktischen Fauna in gewissen Schichten, dem kälteren Klima der Zeit des nahe liegenden Eises entsprechend, und ein Vorwiegen der Steppenfauna in andern, der Abschmelzperiode mit offenbar wärmeren Sommern entsprechend. Inwieweit den früheren Eiszeiten und Interglazialzeiten ähnliche Absätze entsprechen, ist noch wenig geklärt.

Selbst den Fall vorausgesetzt, daß während der Eiszeit die das derzeitige feuchte gemäßigte Klima Europas bedingenden Winde schon geherrscht haben, was die Beobachtungen PENK und BRÜCKNER's im alpinen Vergletschungsgebiet als sehr wahrscheinlich erscheinen lassen, muß stets die weit ins Vorland herabreichende Vergletscherung der Alpen und die weite Eisdecke im Nordwesten des Kontinents außerordentlich kondensierend auf die von SW. und NW. kommenden Winde eingewirkt haben, so daß diese dem nicht eisbedeckten Kontinent nur mehr wenig Feuchtigkeit zuführen konnten. Schon am Südostrande des Inlandeises war die Luftfeuchtigkeit so gering, daß die Karpathen¹⁾ während der letzten Eiszeit fast gletscherfrei blieben und das Riesengebirge

¹⁾ E. TIETZE, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg, Jahrb. der Geol. Reichsanstalt 1882, 7.

nur schwach vergletschert war¹⁾. Auch während der früheren Eis- und Zwischeneiszeiten muß ein ähnlicher Wechsel zwischen kontinentalem und ozeanischem Klima stattgefunden haben. Die Beobachtungen in dem anderen europäischen Vergletscherungszentrum, den Alpen, führen zu diesem Resultat. In den Alpen finden sich in den ältesten Schottern, den Schottern der Günzvergletscherung, bereits Lößlehmester mit der typischen Lößfauna (Ybbstal). Der Lößlehm schiebt sich zwischen die von tiefen »Orgeln« bedeckten Schotter der Mindelvergletscherung, der drittletzten und die Schotter der Rib-, der vorletzten Vergletscherung ein. Schließlich findet sich die letzte Lößdecke fast überall dort, wo nicht die jüngsten Schotter der Würmzeit liegen. Von den früheren Lößbedeckungen sind nur wenig Reste erhalten, aber eins scheint sicher: neben der Ablagerung der Schotter gingen während der ganzen Dauer des eigentlichen Eiszeitalters eine nur durch die Interglazialzeiten unterbrochene Ablagerung von Löß vor sich. Nach PENK fällt nun die Ablagerung des Lößes jeweils in die Zeiten zwischen die Schotteranhäufungen. Letzteren folgte aber jedesmal eine Zeit tiefgehender Verwitterung der Schotter. Meines Erachtens ist diese tiefgehende Verwitterung nur zu Interglazialzeiten, zu Zeiten ozeanischen Klimas mit reichen Niederschlägen kohlenensäurehaltigen Wassers möglich. Die Ausbreitung kontinentalen Klimas verminderte die Niederschläge durch Anhäufung der den feuchten Winden im zentralen Teil der Hochalpen entzogenen Feuchtigkeit. Mit der zunehmenden Ausbreitung der Eisfelder breitete sich der Löß aus. Mit dem Maximum der Entwicklung der Gletscher fällt die der Lößbedeckung zusammen. Im Randgebiet berühren sie sich und es kommt selbst, wenn auch selten, zur Deckung (PENK u. BRÜCKNER, a. a. O. S. 125). Die Rückkehr ozeanischen Klimas vermehrte den Abfluß der Gletscher und führte vielfach zur Zerstörung des Lößes (Lehmester in den Schottern) bzw., wenn auch nur in ganz vereinzelten Fällen, zu Überlagerung des Lößes

¹⁾ PARTSCH, die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882, S. 51 u. ff.

durch die Schottermassen. Daneben ist der andere Fall einer Überdeckung der äußersten Schottergebiete der letzten Vereisung durch Löß gleichfalls einige Male einwandfrei beobachtet worden. Es entsprechen somit auch in diesem Vereisungsgebiet die Lößzeiten mit ihrer kälteliebenden Fauna den Eiszeiten. In die Interglazialzeiten ist die tiefgehende Verwitterung der Schotter zu verlegen.

Obgleich PENK von Anfang an nicht zu diesem Schluß gekommen ist, so fiel ihm diese Lücke in der Aufeinanderfolge der Ablagerung der Schichten doch auf: Er betont S. 112, daß wir den Löß in einer ganzen Reihe von Fällen in unverwittertem Zustand auf verwittertem Schotter auflagern sehen, weswegen wir auch zeitlich keine unmittelbare Aufeinanderfolge von Geröll und Lößablagerung annehmen dürfen. An anderer Stelle, S. 126, betont er, daß die Lößbildung der Ablagerung der Altmoränen nicht unmittelbar folgte, sondern von ihr durch eine Zeit kräftiger Denudation getrennt sei. Den Widerspruch sucht er dadurch zu lösen, daß er seiner jüngsten Eiszeit, der Würmzeit, noch eine Präwürmzeit vorangehen läßt, eine Annahme, die etwas gesucht erscheint, wenn man bedenkt, daß die arктоalpine Fauna und die paläolithischen Werkzeuge, die der Löß stellenweise birgt, aufs nächste denen verwandt sind, die an das Ende der Würmzeit gehören. Man versteht nicht, warum hier gerade zur Maximalentwicklung der jüngsten Eiszeit, der eigentlichen Würmzeit, eine Lücke in der Ablagerung des Lößes klaffen soll, um so mehr, als gerade in dieser Zeit alle klimatischen Vorbedingungen für die Lößbildung gegeben waren. Schließlich gibt PENK im dritten Bande Seite 1159 auch zu, daß die Verbreitung des Lößes nicht seiner Bildung während einer Vergletscherung widersprechen würde.

Gibt man dies zu, so versteht sich von selbst, daß lokal in einigen Gebieten im Alpenvorlande wie auch in Norddeutschland im Randgebiet der Verbreitung des jüngsten Eises der Löß auch in postglazialen Ablagerungen vorkommen kann. Es herrschten eben noch da und dort, während das Eis im Rückzug war, die zu seiner Ablagerung günstigen Bedingungen, so auch vielleicht

vorzugsweise in dem von drei Seiten gegen feuchte Winde geschützten Gebirgskessel von Turin. Von dort berichtet PENK von einem ausgedehnten Vorkommen postglazialen Lößes; aber diesem Löß fehlen die Reste der charakteristischen Lößfauna.

Um zu unserem Gebiete in Norddeutschland zurückzukommen, so hat neuerdings auch WIEGERS¹⁾ für das rheinische und sächsisch-thüringische Lößvorkommen den Nachweis dessen glazialen Alters geführt.

Der in Norddeutschland mit Löß bedeckte Boden gehört vorzugsweise dem Nordabfall der mitteldeutschen Gebirge an. Es kann daher nicht wundern, wenn man hier oft sandige, ja selbst recht grobe Einlagerungen im Löß beobachtet. Wir sahen am Fuß des Zobten Bänke von meist scharfkantigem Gebirgsschutt des Zobtengesteines untermischt mit gerollten Lyditen und Milchquarzen der Präglazialzeit und ebenfalls gerolltem nordischem Material dem Gehängelöß eingelagert. In vielen Aufschlüssen im Katzengebirge, wo der Löß nicht selten in Mächtigkeiten von 8—10 m auftritt, ist es vorzugsweise rein nordisches Material, das dem Löß in dem Gehänge parallelen Bänken eingeschichtet ist. Während die zur Zeit der Hauptentwicklung des Lößes fallenden Regen infolge ihres plötzlichen Auftretens und weil sie offenbar einen nur mit spärlicher Vegetation bedeckten Gebirgsboden trafen, im wesentlichen nur abtragend wirkten, indem sie den mit Löß vermischten Gebirgsschutt im Vorland der Gebirge ausbreiteten und dann im weiteren Verlauf nach den vorgelagerten Senken hin versickerten oder verdunsteten, übten die mit dem Rückzug des Eises und der neuen Ausbreitung ozeanischen Klimas häufiger fallenden Regen auch eine chemische Wirkung aus. Die sich allmählich ausbreitende Walddecke verlangsamte den Ablauf des Wassers, das besser eindringen und dem Boden jetzt auch schwerer lösliche Salze, wie kohlensauren Kalk entziehen konnte. Dieser Kalk wurde in den Senken des Flachlandes wieder ausgeschieden; wir beobachteten oft in den flachen Lößmulden südlich Breslau

¹⁾ WIEGERS, Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Löß. Prähist. Zeitschr. 1, 1. Südende-Berlin 1909.

derartige Kalklager. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Kalklager von Paschwitz¹⁾ und die schon im 18. Jahrhundert ausgebeuteten Kalklager von Trebnitz²⁾ hierher zu rechnen sind.

Der flache Stand des Grundwassers und der Reichtum an Kalk beförderten das Wachstum der Pflanzen in diesen Senken im besonderen Maße. Die in den Mulden zusammenlaufenden Wasser trugen zur besseren Erhaltung der absterbenden Pflanzenteile bei, so daß dieser tief gelegene Boden infolge der Humusanreicherung tiefschwarz ist. Diese Humifizierung des Bodens ist dann anderer Art als die sogenannte Schwarzerdebildung. Letztere hat man zurückgeführt auf die Erhaltung des aus der Steppenvegetation hervorgegangenen Humus. Die absterbenden Steppengräser reicherten mit ihrem durch eine Art Trockenhumusbildung erzeugten Humus die obersten Schichten des stets durch neuen fallenden Staub höher wachsenden Lößes an. Wenn dadurch auch die tiefgehende Humifizierung des Lößes erklärt wird, so bleibt das nur lokale Auftreten der Schwarzerde doch ein Rätsel und andererseits auch das Vorkommen einer alten tiefgehenden Humifizierungsrinde auf anderen Böden (wie z. B. Geschiebemergelboden in Westpreußen, Sachsen), für die man aus der Vegetation der Jetztzeit keine Erklärung finden kann. Oben erwähnte beide Arten der Humifizierung sind jedenfalls im Felde nicht zu trennen. Treffen wir humosen Löß auf den Höhen an, so liegt Schwarzerdebildung vor; in den Mulden werden wir es im allgemeinen stets mit jener anderen wahrscheinlich jüngeren Humifizierung zu tun haben. In der Kartendarstellung sind beide Erscheinungen in gleicher Weise ausgedrückt. Sind sie doch auch für den Landwirt von gleichem Wert! Nur wo in Mulden die Anreicherung des Humus so weit vorgeschritten ist, daß das Anstehende mehr einem Gemisch von Humus und Mineralstoffen nach Art der Moorerde oder des Moormergels gleicht, haben wir

¹⁾ GÖPPERT, Über das Kalklager zu Paschwitz bei Canth, Jahresber. der Schles. Ges. für vaterl. Kultur 1854, S. 35.

²⁾ Nachricht von dem sog. Kalkmergel, welcher bey Trebnitz in Schlesien gegraben und zu Kalk gebrannt wird. Oekon. Nachr. der Patriotischen Ges. in Schles. I, 1773, II, 1774.

aus praktischen Rücksichten solche Gebilde abgegrenzt, obwohl wir uns wohl bewußt sind, daß diese Grenzen ziemlich willkürliche sind und eine künstliche Hebung oder Senkung des Wasserspiegels in wenigen Jahren eine Verschiebung dieser Grenzen mit sich führen muß.

Wir beobachteten sowohl in der weiten Lößebene südlich Breslau Einlagerungen von Kalkkonkretionen, namentlich dort, wo der Pflug bisweilen in der Tiefe eine derartige Lößkindelbank zerstört hatte, und das Feld nun mit den merkwürdig geformten Kalkknöllchen wie besät ist (z. B. bei Peltschütz und an anderen Orten), als auch in den mächtigen Lößaufschlüssen im Katzengebirge in der Umgegend von Trebnitz. VON RICHTHOFEN¹⁾ beobachtete, daß diese Lößkindelbänke sich jeweils in der Fortsetzung der Schuttbänke nach dem Muldentiefsten zu einstellen und führt die Ausscheidung des Kalkes gerade in diesen Flächen auf eine Änderung in der homogenen Beschaffenheit des Materials entlang der jeweiligen Oberfläche zurück. Es ist selbstverständlich, daß dieselben Wasser, welche die Schuttmassen am Gebirgsrande ausbreiteten, auch feinstes Material in großer Menge mit sich führten. Beim Einsickern in den Boden verschloß dieses die Poren in der Lößfläche, und diese Schicht muß dem Durchsickern der kalkhaltigen Wasser, wenn sich weitere Lößmassen über ihr abgelagert haben, einen gewissen Widerstand entgegensetzen. Während sonst die Kalkausscheidungen nur an den Wänden der im Löß zurückgebliebenen Wurzelröhrchen stattfindet, war der Wasserabfluß durch solche Zonen etwas gedrosselt und dadurch Gelegenheit zu reichlicherer Abscheidung von Kalk gegeben.

Es verlohnt sich hier, noch mit einigen wenigen Worten auf die Struktur des Lößes einzugehen und auf die Erscheinungen aufmerksam zu machen, die deren Zerstörung zur Folge hat. Während der frische nicht entkalkte Löß die Eigenschaft besitzt, das fallende Regenwasser sofort zu verschlucken und es bis auf die nächste ihn unterlagernde, wassertragende Schicht abzuführen, kommt diese Eigenschaft bei uns nur noch solchem Löß zu, der

¹⁾ a. a. O., S. 62.

noch nicht in intensive landwirtschaftliche Kultur genommen ist. Durch das Tiefpflügen und durch das Einmengen künstlichen Düngers wird die ursprüngliche poröse Struktur des Lößbodens vernichtet. Das Porenvolumen wird zwar unmittelbar nach dem Pflügen vergrößert sein. Der nächste Regenfall aber schichtet die einzelnen Staubkörnchen wieder dicht aufeinander, weit dichter, als sie vor dem Augenblick lagen, als ihre Struktur durch das Umpflügen vernichtet wurde. Die Folge ist, daß nunmehr bei einem Regenfall nur noch ein gewisser kleiner Bruchteil Wasser in den Boden eindringen kann. Sobald die Poren in der obersten Bodenschicht vollgesogen sind, muß alles weitere Wasser oberirdisch abfließen; Lößwege sind zu Regenzeiten grundlos. Auf diese Erscheinung mag zum Teil das schnelle Steigen und Fallen aller Bäche und Flüsse in der Oderebene nach selbst unbedeutenden Gewitterregen zurückzuführen sein. Aus demselben Grunde macht sich mehr und mehr eine künstliche Drainage des Bodens notwendig, da seine fortschreitende Verdichtung ihm allmählich die Eigenschaften eines Tonbodens verleiht¹⁾.

Sowohl in der Nähe seiner Auflagerungsfläche wie auch gegen die Ränder seines Vorkommens hin stellen sich im Löß Einlagerungen von Sand ein. Der allmähliche Übergang des Lößes in Sand, namentlich auf dem Nordhang des Katzengebirges bereitete beim Abgrenzen einige Schwierigkeiten, ebenso am linken Oderufer auf den Blättern Kattern und Ohlau. Auf dem rechten Oderufer im Bereich der Blätter Nädilitz, Wiese und Sibyllenort scheint der Löß nicht zur Ablagerung gekommen zu sein, oder Winde haben ihn wieder hinweggeräumt. Wir neigen ersterer Ansicht mehr zu, weil sich über der in manchen Fällen noch deutlich erhaltenen Steinsohle, worauf Herr BARSCH mit Recht aufmerksam macht, auf Blatt Nädilitz noch eine Sandschicht findet; wenn sich auch infolge der Bewirtschaftung des Bodens die ursprüngliche Beschaffenheit dieses Sandes nicht mehr feststellen läßt, so ist wohl jede andere Erklärung als die durch Windtransport bewirkte für seine Ablagerung ausgeschlossen. Im Be-

¹⁾ Vergl. auch v. RICHTHOFEN, a. a. O., S. 58.

reich dieser Blätter wird also der Löß durch feineren Sand vertreten, wie dies auch vom nördlichen Vorland der Karpathen berichtet wird¹⁾. Auch dem in Oberschlesien auf dem rechten Oderufer liegenden Löß mit *Succinea oblonga* DRAP., *Pupa muscorum* L., *Helix hispida* L. und vielen Lößkindeln ist nach ECK ein Gehalt an Sand nicht fremd. Doch tritt er stets nur in schwachen auseinanderliegenden Lagen auf. Es ist ein hellgelber, mehlig, lockerer Löß, frei von nordischem Material, aber unterlagert von Diluviallehm mit zahlreichen nordischen Geschieben. Dementsprechend wird auch aus weiter im W. gelegenen Gebieten, so aus dem Königreich Sachsen von SAUER²⁾ erwähnt, daß dort nach N. hin der Löß sandig wird. KLEMM weist in den Erläuterungen zur Sektion Großenhain-Skässchen der Geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen darauf hin, daß in vielen Aufschlüssen der sandige Löß (oder Lößsand, wie er ihn auch nennt) noch in 1,5 m Mächtigkeit auf den typischen Dreikantern der Steinsohle liegt.

Es leuchtet ein, daß die trocknen Winde der Eiszeit je nach ihrer Kraft ganz verschiedene Wirkung ausüben mußten; während sie an einem Ort alles lockere Material bis zum groben Sand aufjagten, nur Steine liegen ließen und diese durch einen Hagel von Sandkörnern abschliffen und zerstörten, lagerten sie an anderen Orten die emporgehobenen Massen wieder ab und zwar nach der Korngröße gesondert als Sande, Feinsande oder Staub. Nun ist es bekannt, daß dieser feinste Staub außerordentlich weit transportiert wird. Der bei uns abgelagerte Lößstaub stammt also wahrscheinlich von weit her. Wenn man bedenkt, daß diese ganze Wüsten- und Lößsteppenzeit im Innern Asiens und im südlichen Rußland uralt ist und heute noch besteht, so ist es wohl nicht gewagt anzunehmen, daß die zur Zeit unserer Vereisung bei uns erwiesene Lößbildung nichts weiter als eine Projektion jener asiatischen Wüsten- und Lößzone bis zum Atlantischen Ozean³⁾ hin

¹⁾ Briefl. Mitteilung von ECK an BEYRICH über das Vorhandensein von Löß in Oberschlesien, Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1863, S. 463.

²⁾ A. SAUER, Zur Lößfrage. Neues Jahrbuch für Min. u. s. w. 1890, II.

³⁾ M. DE TRIBOLET, Über Spuren der Eiszeit in der Bretagne. Ann. d. l. Soc. géol. d. Nord, V, 1878.

darstellt. Der Lößstaub hat seinen Ursprung also in den durch die außerordentliche Trockenheit zu Wüsten gewordenen Becken Innereuropas, und Ostwinde trieben ihn vor sich her nach Westen. Die Winde aus dem Westen, die zur Abschmelzzeit wasserreicher wurden, wuschen ihn an den Westflanken aller Anhöhen wieder ab. Wir beobachten daher in unseren Lößgebieten eine ungleiche Verteilung der Lößmassen und zwar besonders deutlich bei Tälern, deren Richtung wesentlich meridian ist.

Wenn Dreikantersteinsohlen und Lößablagerungen uns hier als die Zeugen einer Wüsten- und Steppenzeit entgegentreten, so müssen wir diese Kennzeichen, auch wenn sie uns an anderer Stelle begegnen, als Zeugen einer gleichen Zeit gelten lassen. So erwähnten wir schon die Lößnester in den älteren und auch jüngeren Ablagerungen von Glazialschottern in den Alpen, die Zeugen vorhergegangener wiederholter Lößperioden zu sein scheinen. Aus dem norddeutschen Flachland kennen wir freilich nur aus seinem Randgebiet durch Geschiebemergelbänke oder ihre Vertreter getrennte Lößablagerungen, die vielleicht zwei verschiedenen Vereisungen entsprechen. Hier in Schlesien haben wir eine ähnliche Beobachtung bezüglich der Dreikanter gemacht. Außer in der Dreikanterzone sind uns auch an einer anderen Stelle des Diluvialprofils windgeschliffene Geschiebe begegnet, die einer viel früheren Zeit entstammen müssen. So fanden wir in den kiesigen Sanden einer Grube auf dem Kubitzkeberge bei Guckelwitz derartige Geschiebe in größerer Anzahl. Drei Stücke, die wir aus der Wand der Kiesgrube selbst herausgruben und von denen es also unzweifelhaft ist, daß sie mit dem dort abgelagerten Kies zusammen abgelagert wurden und nicht etwa aus der auch über dem Kies vorhandenen Dreikantererschicht stammen, haben wir photographiert und daneben zum Vergleich ein aus der Dreikanterzone stammendes Stück und einen rezenten Wüstenschliff gestellt. Die Kiessande sind älter als die Grundmoräne, die von allen Seiten die Anhöhe umlagert und auf ihren Flanken nach oben hin auskeilt, so daß die Sande eine Durchragung bilden. BARSCH fand auf Blatt Ohlau windgeschliffene Geschiebe in einer

Grube westl. Seiffersdorf bei Ohlau in Sanden, die unmittelbar unter Geschiebemergel liegen¹⁾. Es erübrigt darauf hinzuweisen, daß die Gestalt der Geschiebe, der Verlauf ihrer Kanten, die glänzende, zum Teil narbige Oberfläche dafür sprechen, daß sie nur durch Windschliff derartiges Aussehen erhalten haben konnten. Die Kanten selbst sind freilich nicht so scharf erhalten, wie bei den Dreikantern aus der Geschiebesohle unter dem Löß. Es erklärt sich dies aber immerhin dadurch, daß die Stücke etwas abgerollt worden waren, ehe sie in den Sandschichten zur Ablagerung gelangten. Das Vorkommen von derartigen Geschieben innerhalb der Glazialablagerung unserer Gegend scheint allgemeiner zu sein. So berichtet FRECH²⁾ schon von Facettengeschieben aus dem Geschiebemergel der Gegend von Trebnitz und Wiese, deren Material ein Porphyrgestein ist. Unsere Dreikanter bestehen freilich aus allem möglichen nordischen Material und eine besondere Bevorzugung irgendwelcher Kluftrichtungen bei der Ausbildung der Facettenflächen ist nicht zu beobachten. Auch bemerken wir auf den Abbildungen der FRECH'schen Facettengeschiebe keinerlei Kritzung, die sich doch wohl bei den noch im Geschiebemergel steckenden Stücken einigermaßen hätte erhalten müssen. Auch sonst weisen die abgebildeten Stücke nur sehr entfernte Ähnlichkeit mit echten Facettengeschieben auf. FRECH selbst gibt zu, daß eine intensivere Politur und Kritzung an seinen Stücken fehlt. Wir stehen nicht an, auch seine Funde für Windschliffe anzusprechen, welche die Grundmoräne aus dem Untergrund aufgenommen hat. Diese Windschliffe müssen natürlich schon gebildet gewesen sein, als die Grundmoräne unserer Vereisung, oder die vor ihr vorausströmenden Gletscherwasser sie aufnahmen und umlagerten. Sie sprechen dafür, daß beim Herannahen des Eises bereits ein Wüstenklima sich ausgebreitet haben mußte, wenn man sie nicht als Überreste einer noch älteren Wüsten- bzw. Lößperiode ansehen will, in welcher die

¹⁾ Ein Stück ist auch auf Taf. 18 photographiert.

²⁾ FRECH, Über glaziale Druck- und Faltungserscheinungen im Odergebiet Zeitschr. der Ges. für Erdkunde, XXXVI. Berlin 1901, S. 227.

Reste einer weiteren älteren nordischen Vereisung aufgearbeitet worden sind.

Fassen wir alles über das Diluvium Gesagte kurz zusammen, so war unser Gebiet vielleicht zweimal vereist, beide älteren Vereisungen durch eine Interglazialzeit, von der freilich gar keine Spuren erhalten sind, getrennt. Erhalten sind uns nur die Bildungen einer älteren Eiszeit und die der letzten Vereisung (die unser Gebiet aber wahrscheinlich nirgends berührte) zeitlich entsprechende Lößdecke. Der ganzen Glazialzeit ging eine Zeit starker Erosion und Denudation voraus. Die in dieser Präglazialzeit erzeugten Formen beherrschen auch das heutige Landschaftsbild noch in großen Zügen, während dessen feinere Gliederung den abtragenden Einwirkungen der letzten Interglazialzeit auf die vielleicht nur wenig mächtige Decke der glazialen Ablagerungen der vorletzten Vereisung beizumessen ist. Die Lößdecke suchte die Unebenheiten des Bodens auszugleichen, die Gegenwart setzt die Arbeiten der Interglazialzeit wieder fort.

Berlin, den 1. Februar 1910.

Über einige neue Funde von Diluvialfossilien aus Bohrungen in Ostpreussen.

Von Herrn **F. Tornau** in Berlin.

Hierzu Tafel 19.

Bei der Bearbeitung einer Anzahl ostpreußischer Bohrungen stellte Verf. bei Mehlsack (Kr. Braunsberg), ferner bei Draulitten unweit Grünhagen (Kr. Preußisch-Holland), sowie bei Groß-Wohnsdorf (Kr. Friedland) Diluvialschichten mit z. T. auf primärer Lagerstätte befindlichen Fossilien fest. In Anbetracht der Wichtigkeit, welche solche namentlich in Ostpreußen immerhin ziemlich seltenen Vorkommnisse für die Geologie des Diluviums besitzen, sollen die Ergebnisse der betreffenden Bohrungen im Folgenden kurz beschrieben werden. Auf Tafel 19 sind die Profile der Bohrungen dargestellt worden.

Proben und Fossilien der Bohrungen befinden sich in den Sammlungen der Kgl. Geologischen Landesanstalt zu Berlin.

Von Mehlsack (Meßtischblatt Mehlsack, Gr. Abt. 17, Nr. 47) lagen Proben von 4 im Interesse der Wasserversorgung der Stadt niedergebrachten Bohrungen — Mehlsack I, II, III und IV — zur Untersuchung vor, und zwar von den Bohrungen II und III von jedem fallenden Meter eine Probe, während von I und IV nur von jeder vom Bohrmeister unterschiedenen Schicht eine Probe

zur Verfügung stand¹⁾. Alle vier Bohrungen liegen in der breiten Walschfluß-Niederung östlich der Stadt.

Die Bohrung I, deren Proben von Herrn Dr. KAUNHOWEN untersucht worden sind, hat zwar keine fossilführenden Schichten durchsunken, doch sollen ihre Ergebnisse zum Vergleich hier ebenfalls angeführt werden. Sie ist ungefähr 800 m nordnord-östlich von der Mitte der Stadt (Marktplatz), östlich von der Chaussee nach Layß, gestoßen worden und hat eine Tiefe von 103 m erreicht. Höhe des Ansatzpunktes über N. N. etwa 73 m. Es lagen 31 Proben vor, deren Untersuchung folgendes Profil ergab:

Tiefe in Metern:

0— 2,1	Toniger, bzw. schwach toniger Sand	} Alluvium
2,1— 5,0	Feinsandiger, sapropelhaltiger Tonmergel	
5,0—13,0	Feinsandiger, sapropelhaltiger Kalk	
13,0—15,4	Kalkiger, toniger, feiner Sand	
15,4—61,0	Geschiebemergel	} Diluvium
61,0—64,5	Feinsandiger Tonmergel	
64,5—67,0	Schwach kiesiger, kalkiger Sand	
67,0—71,0	Geschiebemergel, meist sehr sandig	
71,0—73,0	Stark kiesiger, kalkiger Sand	
73,0—75,0	Kalkiger, feiner Sand mit Geschiebemergelbrocken	
75,0—103,0	Geschiebemergel	

Der Ansatzpunkt der Bohrung Mehlsack II, die eine Tiefe von 94,35 m erreicht hat, liegt unmittelbar südlich des nach Lotterfeld führenden Weges, etwa 575 m von der Mitte der Stadt entfernt; seine Höhe über N. N. beträgt ca. 73 m. Die Bohrung ergab folgendes Profil:

Tiefe in Metern:

0— 1	Schwach humoser Lehm	} Alluvium
1— 2	Grauer Ton	
2— 3	Sehr sandiger Humus	
3— 4	Mergel mit Vivianitspuren und Schneckenschalen	
4— 5	Unreiner Kalk mit Vivianitspuren	
5— 6	Fester Tonmergel mit Muschel- und Schneckenschalen und Vivianitspuren	

¹⁾ Die Proben der Bohrung Mehlsack I verdankt die Kgl. Geologische Landesanstalt der Firma R. Scheven in Düsseldorf, diejenigen der Bohrungen II und III E. Bieske in Königsberg i. Pr., während die Proben der Bohrung IV vom Magistrat der Stadt Mehlsack eingesandt worden sind.

6—34	Geschiebemergel
34—35	Braunrot gefleckter, schwach kalkiger Ton mit Schalenbruchstücken, wahrscheinlich zu <i>Yoldia arctica</i> GRAY. gehörig ¹⁾
35—39	Geschiebemergel
39—44	Mergelsand
44—45	Anscheinend Geschiebemergel
45—47	Feinsandiger, grünlichgrauer Ton (Yoldienton) mit zahlreichen Schalenbruchstücken, unter denen eine Anzahl sicher zu <i>Yoldia arctica</i> GRAY. gehört. Einzelne Bruchstücke stammen anscheinend von anderen, höchst wahrscheinlich ebenfalls marinen, aber nicht näher bestimmbar Conchylien
47—59	Tonmergel, von 50 m an rötlich
59—74,5	Geschiebemergel, von 61—68 m sehr tonig
74,5—79	Kalkiger, sandiger Kies bzw. kiesiger Spatsand. Von 76—79 m unbestimmbare Schalenbruchstücke, von denen einzelne von marinen, andere von Süßwasser-Conchylien herzurühren scheinen. Von 78—79 m Bruchstück einer großen, unbestimmbaren Schnecke
79—79,7	Geschiebemergel
79,7—82	Kalkiger Spatsand mit Steinchen und kleinen Schalenbruchstücken, anscheinend von Süßwasser-Conchylien (Valvaten?)
82—87	Sehr kiesiger, kalkiger Spatsand bzw. sehr sandiger Kies. Von 82—83 m <i>Limnaea ovata</i> DRP., sowie ein Embryonalgewinde von <i>Valvata</i> sp. Von 83—84 m <i>Valvata</i> sp. Von 86—87 m einige lignitische Holzsplitter, einer anscheinend von Birke
87—91	Kalkiger, kiesiger Spatsand. Von 88—89 m <i>Valvata</i> sp. Von 89—90 m desgl.
91—94,35	Kalkiger, sandiger Kies. Von 91—92 m <i>Valvata</i> sp. Von 76—94,35 m enthielt jede von Meter zu Meter entnommene Probe Schalenbruchstücke; darunter befand sich eins mit eigenartiger, konzentrischer Rippung.

Diluvium

Bohrung Mehlsack III, 50 m nordöstlich von Mehlsack II.

Höhe über N. N. ebenfalls ca. 73 m.

Tiefe in Metern:

0— 0,4	Schwach humoser, lehmiger Sand
0,4— 1,5	Sandiger Lehm mit Pflanzenresten
1,5— 2,75	Mergel mit Schalenresten
2,75— 4,0	Kalkiger Sand ²⁾

Alluvium

¹⁾ Die Bestimmung der Fauna ist von Herrn Dr. MENZEL in dankenswerter Weise geprüft und ergänzt worden; die floristischen Ergebnisse der Bohrung bei Draulitten verdanke ich Herrn Dr. STOLLER.

²⁾ Auf Tafel 19 versehentlich als Diluvialsand dargestellt.

20*



4—32	Geschiebemergel	Diluvium
32—33	Kalkiger Spatsand	
33—44	Geschiebemergel	
44—57	Kalkiger, feiner Sand; hin und wieder mit lignitischen Holzsplittern, namentlich von 54—55 m	
57—58	Geschiebemergel	
58—61	Mergelsand	
61—66	Geschiebemergel	
66—67	Granitgeschiebe	
67—69	Kalkiger Spatsand mit unbestimmbaren Schalenbruchstücken (Binnen-Conchylien)	
69—70	Tonmergel	
70—78	Kalkiger Spatsand mit unbestimmbaren Schalenbruchstücken (Binnen-Conchylien)	
78—80,8	Feinsandiger Tonmergel	
80,8—91,9	Kalkiger, meist kiesiger Spatsand mit Steinen. Jede von Meter zu Meter entnommene Probe enthielt Schalenbruchstücke, darunter von <i>Valvata?</i> und <i>Dreissensia?</i> Von 82—83 m <i>Valvata cf. obtusa</i> STUD. (unvollständig)	
91,9—97,0	Geschiebemergel.	

Die Bohrung Mehlsack IV endlich liegt 16 m südöstlich der Bohrung II und hat eine Tiefe von 111 m erreicht.

Höhe über N. N. 73,15 m. Zahl der eingesandten Proben 24.

Tiefe in Metern:

0—3	Stark sapropelhaltiger, schwärzlichgrauer, kalkiger, feiner Sand mit Vivianit und vielen Conchylien	Alluvium
3—5	Sapropelhaltiger, kalkiger, grauer, toniger, feiner Sand mit Vivianit Spuren und Conchylien	
5—35	Geschiebemergel	Diluvium
35—37	Kalkiger, toniger, feiner Sand; mergelsandartig	
37—40	Sandiger Tonmergel	
40—51	Feinsandiger Tonmergel und grünlichgrauer, sehr feinsandiger, schwach kalkiger Ton. In letzterem viele dick- und dünnchalige Bruchstücke, von denen die ersteren ziemlich sicher zu <i>Yoldia arctica</i> GRAY. gehören, während die dünnchaligen höchst wahrscheinlich nur abgeblätterte Fragmente von den dickschaligen Bruchstücken sind. Außerdem ein flaches Schalenbruchstück, das nicht zu <i>Yoldia arctica</i> gehört, jedenfalls aber auch einer marinen Form angehört	
51—60	Rotbrauner Tonmergel	
60—65	Geschiebemergel	
65—70	Feinsandiger Tonmergel	

70—71	Geschiebemergel. (Nach den Angaben des Bohrmeisters tritt bei 70,7—71,0 m feiner, wasserführender Sand auf)
71—75	Probe unklar; anscheinend sehr sandiger Geschiebemergel
75—80,16	Geschiebemergel
80,16—97	Kalkiger, kiesiger Spatsand (nach Angabe des Bohrmeisters wasserführend) mit unbestimmbaren Schalenbruchstücken von Süßwasser- und anscheinend auch Meeres-Conchylien; bei 90—97 m ein Embryonalgewinde von <i>Valvata</i> sp.
97—100	Geschiebemergel
100—101,5	Kalkiger Spatsand (nach Angabe des Bohrmeisters wasserführend) mit unbestimmbaren Schalenbruchstücken, darunter solche von Schnecken
101,5—102,0	Geschiebemergel
102,0—102,25	Kalkiger, kiesiger Spatsand mit unbestimmbaren Schalenbruchstücken
102,25—102,6	Geschiebemergel
102,6—106,0	Probe fehlt; nach Angabe des Bohrmeisters wasserführender Sand
106,0—111,0	Geschiebemergel.

Diluvium

Von den vier Profilen verdienen diejenigen der Bohrungen II und IV besonderes Interesse, weil sie in mehreren Horizonten fossilführende Schichten aufweisen, und zwar unter dem oberen Geschiebemergel Tone mit *Yoldia arctica* und darunter, von diesen durch eine bzw. zwei tiefere Geschiebemergelbänke getrennt, Kiese und Sande mit Süßwasser- und anscheinend auch Meeres-Conchylien. Diese letzteren Schichten sind auch in der Bohrung III angetroffen worden.

Die in der Bohrung II im oberen Geschiebemergel von 34—35 m durchbohrte dünne Tonbank ist ihrer Lage und ihrem Fossilinhalte nach jedenfalls als eine kleine Scholle zu betrachten, die von dem im Liegenden auftretenden Ton mit *Yoldia arctica* stammen dürfte. Letzterer ist als echter mariner Yoldienton anzusehen, zumal er dem am Frischen Haff auftretenden Yoldienton sehr ähnlich sieht und wie dieser¹⁾ marine Diatomeen führt, darunter *Actinoptychus undulatus* KÜTZ.

¹⁾ P. T. CLEVE und A. JENTZSCH: Über einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schr. d. Phys.-Ökonom. Gesell. z. Königsberg, 22. Jahrg., 1881, S. 129 ff. und F. NOETLING: Über diatomeenführende Schichten des westpreußischen Diluviums. Zeitschr. der D. geol. Gesellsch., 35. Bd., 1883, S. 318 ff.

Nun zur Frage, ob sich die Yoldientone von 45—47 m noch in situ befinden, oder als verschleppte Scholle aufzufassen sind. Da sie ungefähr 27 m über dem Meeresspiegel liegen, ist eine ursprüngliche, ungestörte Lagerung sehr unwahrscheinlich. Wenn auch die Möglichkeit besteht, daß die Tone durch glaziale bzw. postglaziale vertikale Bewegungen der Erdoberfläche gehoben worden sind und sich noch im ursprünglichen Schichtenverband befinden, so empfiehlt es sich z. Z., ohne genaue Kenntnis des Ausmaßes dieser Bewegungen, nur bei solchen ostpreußischen marinen Ablagerungen eine ungestörte Lage anzunehmen, die unter, im oder wenig über dem Niveau des Meeresspiegels auftreten. Aus diesem Grunde ist der von W. WOLFF¹⁾ und P. G. KRAUSE²⁾ geübten Kritik an der von JENTZSCH angenommenen Lagerung und Altersstellung der ost- und westpreußischen diluvialen, marinen Ablagerungen beizupflichten.

Das Fehlen des Yoldientones in der Bohrung III³⁾ und die geringe Übereinstimmung, welche die Profile der Bohrungen II, III und IV einerseits und dasjenige des von letzteren etwa 650 m nordnordwestlich gelegenen Bohrloches I andererseits zeigen, deuten darauf hin, daß ganz allgemein im Untergrunde von Mehlsack unregelmäßige Lagerungsverhältnisse herrschen, zumal auch 5 ältere Bohrungen⁴⁾, die sämtlich in und unmittelbar bei Mehlsack gestoßen worden sind, in ihren Ergebnissen sowohl unter sich als auch im Vergleich mit den Profilen der oben beschriebenen 4 Bohrungen große Unterschiede zeigen. Als Ursache für die unregelmäßigen Lagerungsverhältnisse hat man wohl den Umstand anzusehen, daß die Bohrungen in einem Gebiete mit endmoränenartigen Erhebungen liegen.

¹⁾ Bemerkungen zu DE GEER's neuer Stellung zur Frage der zweiten Vereisung. Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch., Bd. 56, 1904, S. 50 ff. Briefl. Mitt.

²⁾ Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Dieses Jahrbuch f. 1908, Bd. 29, S. 197 ff.

³⁾ Daß er hier vielleicht übersehen worden ist, ist nicht anzunehmen, da bei dieser Bohrung ebenfalls von jedem durchsunkenen Meter eine Probe entnommen und untersucht worden ist.

⁴⁾ Die Profile derselben sind mir von Hrn. Geheimrat Prof. Dr. JENTZSCH freundlichst zur Verfügung gestellt worden.

Da der Eisrand bei seiner Stillstandslage und der hiermit zusammenhängenden Endmoränenbildung auf die unter ihm liegenden Schichten einen gewaltigen, partiell wirkenden Druck ausübte, so wurden dieselben gestaucht und mehr oder minder disloziert. Aus den angeführten Gründen möchte ich aus den interessanten Profilen der Mehlsacker Bohrungen vorläufig keine Schlüsse betreffs des Alters des Yoldientones ziehen.

Die aus *Limnaea ovata*, *Valvata* sp., *Valvata* cf. *obtusa*, *Dreissensia* ? und anscheinend auch marinen Formen bestehende Fauna, die sich in den tieferen Kies- und Sandschichten der Bohrungen II, III und IV gefunden hat, befindet sich in den sie beherbergenden Schichten schon in sekundärer, im Profil daher vielleicht sogar in tertiärer Lage. Doch darf man wohl annehmen daß die Süßwasserfauna während oder unmittelbar vor der Ablagerung der fluvioglazialen Kiese und Sande gelebt hat, zumal jede der von Meter zu Meter entnommenen Bohrproben Schalenbruchstücke enthielt. In Anbetracht der wenigen sicher bestimmten und nicht charakteristischen Formen kann die Frage, ob es sich hier um Ablagerungen eines gemäßigten Klimas handelt, nicht entschieden werden. Immerhin darf man wohl diese Schichten wenigstens als Andeutung eines Interglazials betrachten, da die betreffenden Kiese und Spatsande typische diluviale, nicht präglaziale Bildungen darstellen, und da die Süßwasserfauna aus Formen besteht, die in unseren Interglazialschichten immer wiederkehren.

Von einer Brunnenbohrung auf dem Rittergute Draulitten (Meßtischblatt Reichenbach, Gr.-Abtl. 34, Nr. 2), die unmittelbar südlich des Gehöfts in etwa 392 dd' = rund 123 m Meereshöhe angesetzt wurde und eine Tiefe von 110 m erreichte, lagen 17 Proben¹⁾ zur Untersuchung vor. Es ergab sich folgendes Profil:

¹⁾ Von der Firma O. BESCH in Danzig.

Tiefe in Metern:

- 0— 4,12 Geschiebelehm.
 4,12— 5,15 Geschiebemergel.
 5,15— 6,25 Kalkiger, sandiger, grober Kies.
 6,25—10,55 Geschiebemergel und Tonmergel.
 10,55—27,20 Kalkiger Sand und Geschiebemergel.
 27,20—30,50 Schwach kalkiger Sand.
 30,50—33,20 Geschiebemergel.
 33,20—44,25 Kalkiger Sand.
 44,25—45,25 Sapropelhaltiger Mergelsand mit Vivianitspuren und feinem Pflanzenhäcksel. In letzterem konnten nach Behandlung mit Salpetersäure folgende pflanzlichen Reste ermittelt werden:
 Eine zerstörte Nuß von *Scirpus* sp.
 Drei Nüsse ohne Schlauch von *sectio Carex*.
Gramineae-Same.
 Same von *Alisma Plantago* L.
 Flügellose Nuß von *Betula alba* L.
 Verkümmerte Nüsse von *Alnus glutinosa* GAERTN.
Cenococcum geophilum FRIES.
 Außerdem eine Chitinhülle.
- 45,25—49,0 Kalkiger, feiner, Holzsplitter und Schalenbruchstücken führender Sand mit sapropelhaltigen Mergelbrocken, die Vivianitspuren sowie viele Holzsplitter und Schalen enthielten. Unter diesen befanden sich:
Limnaea (Gulnaria) ovata DRAP. Ein Embryonalgewinde.
 ? *Valvata (Cincinna) obtusa* STUD. Zwei ziemlich vollständige Exemplare, sowie einige Embryonalgewinde.
Valvata (Cincinna) naticina MENKE. Ein ziemlich vollständiges, aber stark korrodiertes Gehäuse.
Dreissensia sp. Zwei der charakteristischen dreieckigen Wirbel, sowie eine Anzahl Schalenbruchstücke.
- 49,0—52,7 Schwach kalkiger, feinsandiger, sapropelhaltiger Tonmergel mit sehr spärlichem Häcksel und Vivianitspuren.
 52,7—58,5 Schwach kalkiger Sand mit vielen Holzsplittern und einer Anzahl Schalenbruchstücke, darunter *Valvata* cf. *obtusa* STUD. (ein Embryonalgewinde) und *Dreissensia* sp. in einigen Schalenbruchstücken.
 58,5—89,0 Grünlichgrauer Ton, z. T. sehr schwach kalkig, mit Bruchstücken von Zweischalern, darunter ein Rest, der mit großer Wahrscheinlichkeit zu *Yoldia arctica* GRAY. gehört.
 89,0—110,0 Kalkiger, feiner Sand; von 96,0 m an schwach tonig.

In diesem Profil lassen sich demnach folgende vier Abschnitte unterscheiden: Zu oberst, in einer Mächtigkeit von 44,25 m, eine Wechsellagerung von Geschiebemergel und Sanden mit Kies- und Tonmergelbänken, darunter eine 14,25 m mächtige Folge von Mergel-sand, Sand und Tonmergel mit Flora und Süßwasserfauna, unter dieser marine Tone in einer Mächtigkeit von 30,5 m, die ihrerseits von 21 m mächtigen, kalkigen, diluvialen Sanden unterlagert werden.

Die Frage, ob die in den 14,25 m mächtigen Schichten (von 44,25—58,5 m) auftretende Flora und Fauna zur Zeit ihrer Ablagerung gelebt hat oder als an sekundärer Lagerstätte befindlich anzusehen ist, muß im ersteren Sinne entschieden werden, weil die conchylienführenden Schichten Blaueisenerz aufweisen und sapropelhaltig sind.

Aus der feinen Beschaffenheit des Materials von 44,25—52,7 m ist ersichtlich, daß wir es mit Beckenablagerungen zu tun haben; die bewachsenen Ufer dieses Beckens müssen ziemlich weit entfernt gewesen sein, da in den betreffenden Proben keine größeren Pflanzenreste, sondern nur kleine Holzsplitter und feiner Pflanzenhäcksel enthalten waren, dessen Teilchen fast sämtlich nur wenige Millimeter, im Maximum 1 cm groß waren und deutliche Spuren eines weiten Transportes aufwiesen.

Prüfen wir nun, ob die in den Schichten von 44,25—58,5 m festgestellten Pflanzen und Tiere ein gemäßigtes Klima, eine wirkliche Interglazialepoche, voraussetzen oder so geartet sind, daß sie in kaltem Klima, vielleicht unmittelbar vor dem Eisrande, gelebt haben können.

Cenococcum geophilum FRIES (Nußsporling) tritt nach LEUNIS¹⁾ in ganz Europa auf und ist mithin klimatisch indifferent. *Alisma Plantago* L. (Froschlöffel) ist durch die gemäßigte Zone beider Hemisphären weit verbreitet und findet sich auch in Australien²⁾. Da von *Betula alba* L. (Birke) nur eine Nuß vorlag, so ließ sich nicht erkennen, ob es sich um *B. verrucosa* EHRH. oder *B. pubescens* EHRH. handelt. Erstere findet sich in Zentral- und Ost-Asien, Mitteleuropa, nördlich bis 65°, südlich bis zum Ätna und

¹⁾ Synopsis der Pflanzenkunde. 3. Aufl. Hannover 1886, III. Bd., S. 379.

²⁾ A. ENGLER und K. PRANTL: Die natürlichen Pflanzenfamilien. 1889, II. Teil, 1. Abtl., S. 230.

Nordspanien, in den Alpen bis 1500 m, südlich noch höher; letztere tritt in Sibirien, Nordeuropa bis 710, südlich bis zum Südfuß der Alpen auf¹⁾ und kann also mehr Kälte vertragen als *B. verrucosa*. *Alnus glutinosa* GAERTN. (Schwarzerle) reicht weniger weit nach Norden als *Betula verrucosa* und ist gegen Spätfröste sehr empfindlich²⁾. Aus den festgestellten wenigen Pflanzen hat man daher eher auf ein gemäßigtes als auf ein kaltes Klima zu schließen.

Von der vier Arten umfassenden Fauna sind *Limnaea ovata* DRAP., *Valvata* cf. *obtusa* STUD. und *Valvata naticina* MENKE eurytherme Formen; sie finden sich jetzt in warm-gemäßigten Breiten, aber auch in hochnordischen Gegenden. Betreffs der mehrfach beobachteten *Dreissensia* sp. steht nach ihrer jetzigen Verbreitung wohl fest, daß sie ein durchaus gemäßigtes Klima verlangt, so daß Norddeutschland zur Zeit ihres Auftretens vom Inlandeise frei gewesen sein muß. Berücksichtigen wir ferner, daß das Tertiär Ostpreußens kalkfrei, daß aber die ganze fossilführende Schichtenfolge, von 44,25—58,50 m, kalkig ist, so haben wir wohl die fraglichen Schichten nicht als Präglazial-, sondern als Interglazialbildungen anzusehen. Welcher Interglazialzeit sie angehören, läßt sich zurzeit nicht sagen.

Von den unmittelbar im Liegenden der Interglazialschichten auftretenden, 30,5 m mächtigen Tonen hat leider nur eine Bohrprobe zur Untersuchung vorgelegen; diese zeigt große Ähnlichkeit mit dem am Frischen Haff vorkommenden Yoldienton und lieferte, wie bereits auf S. 301 angegeben wurde, Bruchstücke von Zweischalern, darunter einen höchstwahrscheinlich zu *Yoldia arctica* gehörenden Rest. Da der Fundpunkt Draulitten — übrigens ebenso wie Mehlsack — in dem von JENTZSCH³⁾ bereits 1884 angegebenen Verbreitungsgebiete der Fundorte für *Yoldia arctica* gelegen ist, und ich in dem Draulittener Ton ebenfalls marine Diatomeen, darunter *Grammatophora marina* LYNGB., gefunden

¹⁾ A. ENGLER und K. PRANTL, a. a. O. III. Teil, 1. Hälfte, 1. Abt., S. 45.

²⁾ J. STOLLER, Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* MICHX. in Europa, speziell Mitteleuropa. Dieses Jahrbuch für 1908, S. 67 und 68.

³⁾ Beiträge zum Aufbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. Dieses Jahrbuch für 1884.

habe, so dürfen wir wohl hier mit dem Vorhandensein von Yoldienton rechnen. Wenn es auch zweifellos nicht angängig ist, von einer einzigen Bohrprobe auf den Charakter der gesamten, 30,5 m mächtigen Schichtenfolge zu schließen, so kann man doch wohl soviel sagen, daß unter dem Süßwasserinterglazial marine Tone mit *Yoldia arctica* liegen, die ihrerseits von mächtigen diluvialen Sanden unterlagert werden. Auf Grund der Bohrergebnisse gelangen wir also zu dem Resultat, daß bei Draulitten die Meeresbucht, die dort in einer bestimmten, durch *Yoldia arctica* charakterisierten Phase der Diluvialzeit vorhanden war, sich in ein Süßwasserbecken umwandelte, in dem zu einer Zeit mit gemäßigtem Klima fauna- und floraführende Schichten zur Ablagerung gelangten. Hinter diese aus den Bohrergebnissen gezogenen Schlüsse muß jedoch vorläufig ein Fragezeichen gesetzt werden. Draulitten liegt nämlich in einem scharf ausgeprägten Zuge von ziemlich hohen Erhebungen, die deutlich wallartig auftreten. Diese wallartige Ausbildung des ganzen Höhenzuges, den ich von Dargau bis westlich des oberländischen Kanals, etwa bis zu der »geneigten Ebene« beim Rittergute Canthen, verfolgt habe, sowie sein Verlauf in einem nach N. geöffneten Bogen lassen erkennen, daß hier eine Endmoräne vorliegt. Es besteht daher die Möglichkeit, daß auch das Bohrloch bei Draulitten nicht normal gelagerte, sondern aufgerichtete Schichten und vielleicht auch verschleppte Schollen durchsunken hat. Da zudem die Yoldientone zwischen 34 und 64,5 m über dem Meeresspiegel auftreten, so dürften sie sich jedenfalls nicht mehr in situ befinden.

JENTZSCH¹⁾ hat den Elbinger Yoldia- und Cyprina-Ton ins älteste Interglazial gestellt. Nachdem dann G. MAAS²⁾ nachgewiesen hatte, daß zu Beginn der Quartärzeit, aber vor der Eisinvasion, eine breite Meeresbucht (mit *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Tellina baltica* usw.) tief nach Westpreußen und Posen hineingriff, haben W. WOLFF³⁾ und P. G. KRAUSE⁴⁾ unter Vor-

¹⁾ Bericht über Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1897 und 1898. Dieses Jahrbuch für 1898, Bd. XIX, 1899, S. CCXXXV und CCXXXVI.

²⁾ Über präglaziale marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 56. Bd., 1904, S. 21–24. Briefl. Mitteilg.

³⁾ A. a. O. S. 50 ff.

⁴⁾ A. a. O. S. 197 ff.

behalt die Ansicht ausgesprochen, daß die marinen »Interglazialschichten« Ost- und Westpreußens wahrscheinlich ebenfalls als präglaziale Bildungen aufzufassen seien, eine Vermutung, die zweifellos manches für sich hat. Wenn A. TORNQUIST¹⁾ aber daraufhin sofort sämtliche marinen Funde einschließlich der Yoldientone Ost- und Westpreußens ins Präglazial stellt und nur die Möglichkeit einer präglazialen Meeres-Bedeckung des fraglichen Gebietes zuläßt, so kann ich ihm hierin nicht beipflichten. Wenn TORNQUIST's Ansicht richtig wäre, so müßte bei Draulitten zunächst der Yoldienton über den 21 m mächtigen, kalkigen Diluvialsand geschoben worden sein, eine Annahme, deren Möglichkeit nicht bestritten werden soll. Außerdem müßten aber auch die auf dem Yoldienton lagernden Schichten mit gemäßigter Flora und Fauna auf diesen geschoben sein, denn wenn der Yoldienton zur Präglazialzeit, also vor dem Anrücken des Inlandeises entstanden sein soll, so hätte man naturgemäß auf ihm eiszeitliche Bildungen, wie Grundmoräne, Steinschicht oder Vorschüttungssande, und nicht Ablagerungen eines gemäßigten Klimas zu erwarten²⁾. Wenn man ferner die Möglichkeit in Betracht zieht, daß sich auf der Yoldienton-Scholle die Süßwasserschichten als Interglazialablagerungen in situ abgesetzt haben, so kann man andererseits aber auch nicht die Annahme von der Hand weisen, daß die Yoldientone und die darüber liegenden Ablagerungen eines gemäßigten Klimas eine Scholle bilden; dann würde der Yoldienton ebenfalls einer Interglazialzeit entstammen. Bei dem schlechten Aufschluß, den ein einzelnes Bohrloch darstellt, und bei den vielen oben ange deuteten Möglichkeiten läßt sich naturgemäß etwas Bestimmtes nicht sagen. Bemerkenswert für die vorliegende Frage ist das Alter des in Rußland auftretenden Yoldientones. Nach E. KAYSER³⁾ sind die marinen, Yoldien führenden Ablagerungen im nördlichen Rußland, die früher ans Ende der Glazialzeit gestellt wurden, sehr

¹⁾ Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft. Neues Jahrb. für Min. usw. Jahrg. 1910, S. 38.

²⁾ Ganz ausgeschlossen ist freilich nicht, daß vom Bohrmeister vielleicht eine Grundmoränenbank oder Steinschicht usw. zwischen den Süßwasserbildungen und dem Yoldienton übersehen worden ist.

³⁾ Lehrb. der Geol. Formationskunde. III. Aufl. 1908, S. 641.

wahrscheinlich als Ablagerungen des jüngeren Interglazials aufzufassen, da sie nach neueren Untersuchungen nicht über den jüngsten Moränen, sondern zwischen zwei Moränen liegen und von Lagen mit Resten einer gemäßigten Flora bedeckt werden.

Aus alledem scheint mir hervorvorzugehen, daß das Alter der west- und ostpreußischen Yoldientone noch nicht feststeht, und daß es keineswegs als erwiesen anzusehen ist, daß es in Ostpreußen (bezw. Westpreußen) nur ein präglaziales Yoldienmeer gegeben hat.

Von einem 30,5 m tiefen Brunnenbohrloch (23,45 m über N. N.) auf Bahnhof Groß-Wohnsdorf (Meßtischblatt Friedland, Gr.-Abtl. 18, Nr. 35) an der Eisenbahn-Neubaustrecke Wehlau—Friedland waren von der Königl. Eisenbahnbauabteilung zu Wehlau 31 Proben — von jedem fallenden Meter eine — eingesandt worden, deren Untersuchung folgendes Profil ergab:

Tiefe in Metern:

0— 1	Schwärzlichgrauer, sandiger Ton
1— 3	Rotbrauner, fetter Tonmergel, grünlichgrau geadert.
3— 5	Rotbrauner, fetter Tonmergel mit Einschlüssen von schwärzlichgrauem, sandigem Ton, wahrscheinlich infolge Verunreinigung durch die oberste Probe
5— 7	Rotbrauner, fetter Tonmergel mit konkretionären Kalkknauern, schwach grünlichgrau geadert
7— 9	Sehr sandiger Geschiebemergel
9—11	Kiesiger, kalkiger Spatsand
11—17	Sehr sandiger, kalkiger Kies
17—21	Geschiebemergel
21—22	Sehr toniger Geschiebemergel (vielleicht auch Tonmergel)
22—25	Geschiebemergel
25—26	Sandiger, sapropelhaltiger Tonmergel mit Vivianit
26—27	Sehr feinsandiger, sapropelhaltiger Tonmergel bis Mergelsand mit Vivianit
27—28	Sapropelhaltiger Mergelsand mit Vivianit. Bei 26—28 m fanden sich eine größere Anzahl Deckel von <i>Bithynia</i> sp., zwei Embryonalgewinde von <i>Valvata</i> sp. und viele unbestimmbare Schalenbruchstückchen von Süßwasserconchylien, außerdem mehrere Holzsplitterchen und anscheinend auch einige Knochensplitter
28—30,5	Schwach sapropelhaltiger, feiner, kalkiger Sand mit winzigen, unbestimmbaren Schalenbruchstückchen, die marin zu sein scheinen.

Diluvium

Betreffs der bei 26—28 m auftretenden Fauna kann man unbedenklich annehmen, daß sie sich auf primärer Lagerstätte befindet, da der sie einschließende Mergelsand vivianit- und sapropelhaltig ist. Da die Gattung *Bithynia* nicht bis in arktische Regionen hinaufgeht, sondern ihre Hauptverbreitung durchaus in gemäßigtem Klima hat, so erscheint der Schluß gerechtfertigt, daß die betreffende Schicht von Groß-Wohnsdorf während einer Zeit mit gemäßigtem Klima — einer Interglazialzeit — entstanden ist. Als präglaziale Ablagerung können wir sie m. E. nicht betrachten, da die ganze Schichtenfolge kalkig ist.

A. TORNQUIST¹⁾ führt als bisher einziges Anzeichen für eine Interglazialzeit in Ostpreußen nur die Feststellung von GAGEL an, daß in der Bohrung von Angerburg (Seminar) inmitten von Spatsand in einer Tiefe von 66 m (53 m über N. N.) ein 1 m mächtiger, brauner, kalkfreier Lehm erbohrt wurde. Es ist TORNQUIST ohne weiteres zuzugeben, daß diese Erscheinung nicht notwendig eine Interglazialzeit voraussetzt. Kalkfreie Bildungen inmitten kalkiger Diluvialablagerungen sind überdies an vielen Orten Ostpreußens erbohrt worden. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß in der geologischen Literatur Ostpreußens eine ganze Reihe meist fossilführender Diluvialschichten beschrieben worden ist, die für die Frage, ob in Ostpreußen Interglazialablagerungen existieren oder nicht, immerhin größere Bedeutung haben als die von TORNQUIST angeführte Tatsache. Ohne an dieser Stelle hierauf näher eingehen zu wollen, möchte ich u. a. nur hinweisen auf die Diluvialkohle von Purmallen und Gwilden, die fossilführenden Schichten in den Bohrungen bei Widminnen, Insterburg, Allenberg bei Wehlau, sowie auf die interessanten Funde diluvialer Wirbeltiere bei Königsberg (Fort Neudamm).

¹⁾ A. a. O. Fußnote S. 46.

Berlin, den 20. April 1910.

Das Alter des Lösses am Niederrhein und von Köthen-Magdeburg.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Mit einer Karte (Tafel 20).

I. Niederrhein.

Die geologischen Untersuchungen am Niederrhein haben übereinstimmend ergeben, daß der Rhein von einer ganzen Anzahl von Terrassen begleitet wird; diese haben zwar bei den einzelnen Autoren nicht immer die gleiche Benennung erhalten, man ist sich aber darin einig, daß man folgende diluviale Terrassen oder Terrassengruppen zu unterscheiden hat:

Eine der höchsten und ältesten ist die Hauptterrasse, wie sie u. a. von KAISER¹⁾ genannt ist (= Deckenschotter STEINMANN'S²⁾, Plateaudiluvium LASPEYRES'). Danach folgen mehrere Terrassen, die von KAISER als Mittelterrassen bezeichnet, von STEINMANN in Hoch- und Mittelterrasse zerlegt werden. Über die Auffassung der tiefsten Diluvialterrasse, der Niederterrasse, herrscht am Niederrhein keine Meinungsverschiedenheit, soweit man unter ihr diejenige Terrasse versteht, die 8—10 m über dem heutigen Rheinbett liegt.

Was die Bedeckung der einzelnen Terrassen mit Löß betrifft, so ist nach den bisherigen Beobachtungen am Niederrhein die Nieder-

¹⁾ E. KAISER, Die Entstehung des Rheintals. Gesellsch. Deutsch. Naturf. und Ärzte. Verh. 1908, Leipzig.

²⁾ G. STEINMANN, Über das Diluvium am Rodderberge. Sitzungsber. der Naturhist. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde zu Bonn, 1906.

terrasse frei¹⁾ von echtem Löß, »die tiefste Terrasse, die noch von Lößmaterial bedeckt ist, ist die tiefste Mittelterrasse« (KAISER).

Ebenso führt die höhere Mittelterrasse, die Hochterrasse STEINMANN'S, Löß; die älteste Diluvialstufe, die Hauptterrasse KAISER'S, trägt zwar meist Höhenlehm, bei Kalt und Münstermaifeld (wohl nicht Münstereifel, wie STEINMANN angibt) an der unteren Mosel aber auch Löß. Auch das Hangende der pliocänen Kieseloolithstufe, die keine eigentliche Terrasse mehr darstellt, besteht nach MORDZIOL²⁾ aus Löß (oder Bimsstein).

Sodann weist FLIEGEL³⁾ darauf hin, daß die Quarzschotter an der mittleren Maas die Fortsetzung der pliocänen Kieseloolithschotter des Niederrheins sind, und daß die ältesten diluvialen Schotter jener Gegend dem stratigraphischen Äquivalent der Hauptterrasse am Rhein entsprechen; beide Stufen sind an der Maas vielfach von Löß bedeckt.

Aus diesen bisherigen Angaben folgt, daß echter Löß heute sowohl die pliocänen Kieseloolithe wie die verschiedenen diluvialen Terrassen mit Ausnahme der Niederterrasse überkleidet. Was für ein geologisches Alter ergibt sich nun hieraus für den Löß selbst?

Sämtliche Terrassen des Rheins, darüber ist gar kein Zweifel, sind fluviatile Bildungen, mögen sie nun im einzelnen als Aufschüttungs- oder Erosionsterrassen aufzufassen sein.

Versetzen wir uns nun im Geist in die Zeit der Aufschüttung der ältesten Diluvialterrasse, der Deckenschotter oder der Hauptterrasse, so wälzte sich damals ein gewaltiger, viele Kilometer breiter Strom von Süden nach Norden dahin, und zwar in dem ausgedehnten Gebiet, das heute von der Gesamtheit der Diluvial-

¹⁾ Nach Abschluß dieser Arbeit werden von Herrn F. WIEGERS und dem Verf. eingehende Untersuchungen im Rheingebiet vorgenommen. Danach dürfte die Auffassung, das die Niederterrasse überall frei sei von echtem, primären Löß, nicht mehr aufrecht zu erhalten sein; wir behalten uns weitere Ausführungen über diesen Gegenstand vor.

²⁾ C. MORDZIOL, Über das jüngste Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Dieses Jahrbuch für 1908, I, S. 374.

³⁾ G. FLIEGEL, Beobachtungen über die Beziehungen der pliocänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein. Monatsber. der Deutsch. geolog. Gesellsch. Band 59, 1907, Nr. 10—11.

terrassen eingenommen wird. Fand während dieser Zeit, der Aufschüttung der Hauptterrasse, eine Bedeckung mit Löß statt, so konnte sich — eine subaërische Entstehung des Lösses vorausgesetzt — naturgemäß jener während dieser Periode niemals auf der Hauptterrasse selbst ablagern, da ja das gesamte Gebiet der Hauptterrasse von stark strömendem Wasser eingenommen war, und jeder Löß, der in dieser Gegend aufgeblasen wurde, in den Fluten des alten gewaltigen Urrhein-Stromes fortgeführt wurde.

Zwar kennen wir rein fluviale Bildungen, die unter Umständen eine dem Löß ähnliche lockere Konsistenz besitzen können, das sind gewisse sandige Abarten des in vielen großen Stromtälern weit verbreiteten Schlickes, der aber nicht nur zeitlich, sondern auch genetisch von dem Löß wesentlich verschieden ist. Ganz abgesehen davon, daß dem echten Löß eine auf fluviale Bildung hindeutende Schichtung durchaus fehlt, haben sich die feinsten tonigen und sandigen Teile des Schlickes auf ihrer Unterlage nur dadurch halten können, daß die Gewässer ein älteres, schon vorhandenes Strombett bei Hochwasser wieder aufsuchten. Zu gleicher Zeit wurde die Stromgeschwindigkeit der den Schlick absetzenden Gewässer plötzlich durch Überflutung eines viel größeren Gebietes als bisher ganz erheblich verlangsamt. Von diesen Dingen ist aber während der Zeit der Lößbildung gar keine Rede.

Die Ablagerung des Lösses konnte daher während der Aufschüttung der Hauptterrasse nur auf der außerhalb des Wassers befindlichen Kieseloolithstufe stattfinden. Erst als der Rhein sein Bett tiefer eingrub, zur Zeit der Hochterrasse STEINMANN'S, wurde dem Löß die Möglichkeit gegeben, nunmehr auf der Hauptterrasse liegen zu bleiben, da ja jetzt diese Stufe nicht mehr vom Wasser durchflutet wurde, sondern festes Land bildete.

Tiefer und tiefer schneidet sich der Rhein ein. Eine Bedeckung der höheren Mittelterrasse mit Löß konnte in analoger Weise erst dann erfolgen, als diese im wesentlichen wasserfrei war, d. h. frühestens zur Zeit der Herausbildung der tieferen Mittelterrasse. Schließ-

lich kommt die Periode, in der der Rhein sich auf das Gebiet der Niederterrasse beschränkt. Sämtlicher Löß, der während dieser Zeit in dem Rheingebiet niederfiel, konnte niemals auf der Niederterrasse selbst sedimentiert werden, da diese mit stark strömendem Wasser erfüllt war; dagegen konnte er sich jetzt auf sämtlichen übrigen Diluvialterrassen und dem Tertiär ausbreiten, weil diese nunmehr wasserfrei geworden waren. Als der Rheinspiegel weiter sank und die Niederterrasse nur noch gelegentlich überflutet wurde, konnte sich die Lößakkumulation noch etwas fortsetzen und eine nunmehr fluviatil verschleppte und durch Sand verunreinigte Bildung schaffen, das ist der »Tallöß«, der die Niederterrasse in dünner Decke weithin überkleidet. Die Frage, ob der gesamte Löß der älteren Stufen erst zur Zeit der Niederterrassen-Aufschüttung aufgetragen wurde, werden wir weiter unten erörtern, sicher ist aber, daß der Löß der tiefsten Mittelterrasse sich nur zur Zeit der Bildung der Niederterrasse absetzen konnte, da vorher eine Sedimentation in einem stark fließenden Wasser unmöglich war.

Diese Ausführungen weichen von den bisherigen Anschauungen insofern erheblich ab, als man am Niederrhein wegen des Fehlens von echtem Löß auf der Niederterrasse auf ein relativ hohes Alter dieser Bildung schloß, jedenfalls aber ein jungdiluviales Alter ausschaltet wissen wollte. Da man die Aufschüttung der Niederterrasse mit der letzten Vereisung in Verbindung bringt, so lehnte man aus dem eben angeführten Grund ein jungglaziales Alter des Lösses ganz ab, ja man ging noch weiter, man schrieb diesem Löß in vielen Fällen ein ausschließlich interglaziales Alter zu. Das mag auch für gewisse tiefere Schichten des Lösses vielleicht richtig sein. Denn unsere Ausführungen haben zunächst nur das eine Ergebnis gehabt, daß sie den Endpunkt der Lößauftragung genauer fixieren. Dieser kann im wesentlichen nur in die Zeit nach Trockenlegung der tiefsten Mittelterrasse fallen, d. h. in diejenige Periode, in der sich der alte Rhein ein tieferes Bett grub und das Gebiet der heutigen Niederterrasse einnahm. Wenn man auch ein jungglaziales Alter dieser Terrasse als letzten Diluvialbildung wohl

annehmen kann, so gibt es doch viel mehr Terrassen am gesamten Rhein als alpine Vereisungen, so daß sich im einzelnen der Zurechnung der verschiedenen Terrassen zu einem bestimmten Abschnitt der Diluvialzeit nicht unerhebliche Schwierigkeiten in den Weg stellen. Jedenfalls kann man aber die Auffassung entschieden ablehnen, daß die Zeit unmittelbar nach Trockenlegung der tiefsten Mittelterrasse einer bestimmten Interglazialzeit, etwa dem Riss-Würm-Interglazial, entspräche.

Ungleich schwieriger ist es nun, den Beginn der Lößbedeckung im Rheingebiet festzustellen. Wenn es auch nach unseren Ausführungen sicher ist, daß die Ablagerung des Lösses der tiefsten Mittelterrasse — immer unter der Annahme seiner äolischen Bildung — nur zurzeit der Niederterrassen-Aufschüttung erfolgt ist, d. h. ein jungglaziales Alter besitzt, so können wir doch schon bei dem Löß der höheren Mittelterrasse derartig bestimmte Angaben nicht mehr machen. Denn die Entstehung dieses Lösses kann in die Zeit der Bildung der tieferen Mittelterrasse oder in diejenige der Niederterrasse fallen.

Noch mehr verschiebt sich die Möglichkeit, einen scharfen Zeitpunkt für den Löß der Hauptterrasse festzusetzen. Wir wissen nach dem oben Angedeuteten nur, daß er sich im wesentlichen nicht zur Zeit der Hauptterrasse selbst ablagern konnte, sondern nur dann, als diese Stufe frei von stark strömendem Wasser war, d. h. in einer späteren Zeit, also während der Aufschüttung der Hoch-, Mittel- oder Niederterrasse. Naturgemäß wird der Spielraum für die Bedeckung der Kieseloolithstufe mit Löß am größten, da uns hierfür die Zeit des gesamten Diluviums zur Verfügung steht. Immerhin wird man zugeben, daß derjenige Löß, der in unmittelbarer räumlicher Berührung und in petrographisch gleicher Ausbildungsweise mit dem der tieferen Mittelterrasse steht, ein gleiches jungdiluviales Alter besitzen muß.

Nun hat man schon seit längerer Zeit in verschiedenen Lößgebieten versucht, einen älteren und einen jüngeren Löß zu unterscheiden, und es hat sich die Erkenntnis Bahn gebrochen, daß diese Gliederung in manchen Gegenden wohl durchführbar ist.

So haben PENCK und BRÜCKNER¹⁾ im Gebiet der Alpen den Eindruck gewonnen, daß es verschiedenalterige Lösses gibt. Auch hier sind — in Übereinstimmung mit dem Niederrheingebiet — die Jung-Endmoränen und die Niederterrassen frei von echtem Löß, wir können uns aber dem daraus gefolgerten Schluß, daß die Niederterrassen jünger sind als der jüngste Löß (a. a. O. S. 112), um so weniger anschließen, als es doch ganz gewaltige und schnell dahinströmende Wassermassen gewesen sein müssen, die ein derartig grobes Material wie die Schotter der verschiedenen Terrassen zu transportieren in der Lage waren. Auch in diesem Gebiet kommen wir zu der Auffassung, daß ein Teil des Lösses nur aufgetragen werden konnte, als die Schotter, die heute Löß führen, frei waren von den Wassermassen, denen sie ihre Aufschüttung verdankten. Dabei ist es wichtig zu bemerken, daß auch PENCK und BRÜCKNER selbst neben ihrem interglazialen Löß einen postglazialen Löß durchaus anerkennen, den sie von St. Gallen, Naters im Rhonetal, von Innsbruck und aus Oberitalien (besonders von Rivoli und Turin, 10 m mächtig) anführen.

Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen SCHUMACHER²⁾ für das Oberrheingebiet und WÜST³⁾ für Thüringen und das östliche Harzvorland; beide Autoren kennen verschiedenalterige Lösses aus den von ihnen näher behandelten Gebieten.

Aus den bisherigen Ausführungen ergibt sich, daß der jüngste Löß im Niederrheingebiet ein jungglaziales Alter besitzt, während die ersten Anfänge der Lößauftragung wohl weiter in das Diluvium zurückreichen dürften. Untersuchen wir nun den jüngsten, auf der tiefsten Mittelterrasse lagernden Löß näher, so zeigt sich, daß er in nur geringem Maße entkalkt ist, vor allem aber — wenigstens am Niederrhein — nicht die sonst beim älteren Löß beob-

¹⁾ PENCK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909, 3. Bd.

²⁾ E. SCHUMACHER, Die Bildung und der Aufbau der oberrheinischen Tiefebene. Mitt. d. Komm. f. d. geolog. Landesuntersuchung von Elsaß-Lothringen, Bd. II. Straßburg 1890, S. 183—401.

³⁾ E. WÜST, Die Gliederung und die Altersbestimmung der Lößablagerungen Thüringens und des östlichen Harzvorlandes. Zentralbl. f. Min. usw. 1909, Nr. 13, Stuttgart.

achteten wiederholten Verlehmungszonen führt. Auch die Tatsache, daß älterer Löß dort bis jetzt noch niemals auf der Mittelterrasse gefunden ist (STEINMANN, Rodderberg, S. 6), deutet auf kein sehr hohes Alter jenes Lösses, sie stimmt durchaus mit unseren Ergebnissen überein, da nach unserer Auffassung der jüngere Löß sicher ein jungglaziales Alter besitzt und einheitlicher Entstehung ist, also nicht die Zerlegung in einen älteren und jüngeren Abschnitt zuläßt.

Wenn demnach der jüngere Löß, der am Niederrhein nicht nur die tiefste Mittelterrasse überkleidet, sondern auch bis zur Hauptterrasse hinauf transgrediert, ein jungglaziales Alter besitzt, so ist doch damit noch nicht die geologische Stellung des älteren Lösses begrenzt, soll heißen, man hat hiernach noch keinen festen Anhalt für den Beginn der gesamten Lößauftragung überhaupt. Man kann aber auf verschiedene Weise dieser Frage näher treten, ohne sie freilich heute ganz zu lösen. Der eine Weg ist die Betrachtung der Entkalkung des Lösses.

Wir wissen, daß diejenigen Bildungen des Diluviums, die ursprünglich reich an kohlen-saurem Kalk waren, allmählich in ganz bestimmter und gesetzmäßiger Weise ihres Kalkgehaltes beraubt werden. Man kann also schließen, daß im großen und ganzen (von Ausnahmen abgesehen) eine diluviale Ablagerung um so älter ist, je tiefgründiger sie entkalkt ist, vorausgesetzt natürlich, daß diese Bildung ursprünglich Kalk führte und an der Erdoberfläche lagerte und nicht etwa sofort wieder durch jüngere Schichten verhüllt und somit unter Umständen vor der Entkalkung geschützt wurde.

Betrachten wir unter diesem Gesichtspunkt den Löß, so sehen wir, daß am Niederrhein auf der Hauptterrasse an manchen Stellen ein Höhenlehm liegt, den man unbedenklich als einen tiefgründig zersetzten Löß auffassen kann. Die gleiche Bildung haben PENCK und BRÜCKNER (a. a. O. S. 111) besprochen; auch sie halten derartige Lehme für nichts anderes als veränderten Löß: »Je höher wir emporsteigen, desto weniger häufig treffen wir ihn (den Löß) in seiner typischen Ausbildung an, desto öfter tritt uns statt seiner fetter Lehm entgegen, ohne daß eine scharfe Grenze

zwischen beiden zu ziehen wäre. Bei München lehrten uns Lößfragmente im Schotter neben einer Lehmfäche, daß letztere früher einmal Löß gewesen, der entkalkt, »verleimt« worden ist. Das dürfte für die Mehrzahl der Fälle gelten. Wir halten Löß und Lehm unseres Gebietes für ein und dasselbe Gebilde, so sehr wir uns auch ihrer petrographischen und agronomischen Verschiedenheit bewußt sind«.

In ähnlicher Weise hebt SCHUMACHER (a. a. O. S. 294) die Schwierigkeit der Trennung von Löß und Lehm hervor wegen der großen Verbreitung älterer, als entkalkter Löß aufzufassender Lehme.

Man sieht, die Deutung gewisser Lehme als entkalkter Lössen nötigt zu der Annahme, daß sich die Lößauftragung wohl kaum nur während der jüngsten Glazialzeit vollzogen hat, da die Entkalkung dieses Lösses erheblich tiefgründiger ist, als bei jungglazialen Bildungen im allgemeinen der Fall zu sein pflegt.

Ein zweiter Weg führt uns zu der Frage des Ursprungsmaterials des Lösses, er ist mehr theoretischer Art. Ganz überwiegend wird angenommen, daß das Muttergestein des Lösses in den Grundmoränen der diluvialen Gletscher zu suchen ist. Darauf deutet der hohe Kalkgehalt des Lösses, seine größte Entfaltung in der Nähe der Moränen und fluvioglazialen Schotter, sein oft beobachtetes Auftreten auf völlig kalkfreier Unterlage und anderes mehr. Ob man zu seiner Bildung auch ev. eluvial verwitterte Kalksteine heranziehen kann, wie sie z. B. in den Kalkalpen gesteinsbildend auftreten, bedürfte wohl noch weiterer Untersuchungen. Wenn wir uns zunächst an die allgemeine Auffassung halten, daß der Löß ein, wenn auch vielleicht wiederholt umlagertes Produkt der Grundmoränen ist, so ergibt sich damit theoretisch die Möglichkeit, die erste Lößauftragung dann anzunehmen, als die ersten, ältesten Grundmoränen abgelagert und vom Eise befreit waren. Denn es ist von vornherein keineswegs einzusehen, weshalb nur der jüngste Geschiebemergel allein das Material zur Lößbildung geliefert haben sollte.

Auch die Tatsache, daß man in vielen Gebieten Lössen von verschiedenem Alter unterscheiden kann, drängt vielleicht zu der Ansicht, daß die Auftragung dieser Bildung nicht nur in einer einzigen

Periode, der jüngsten Vereisung, erfolgte, sondern wohl bereits früher einsetzte. Freilich können wir auf diese Weise zurzeit noch nicht mit Sicherheit den Anfang der ersten Lößbildung ermitteln, da wir nicht wissen, wie alt jene oben erwähnten Lößlehme sind, sondern nur ganz allgemein folgern, daß sie sich wohl nicht allein auf die Zeit des letzten Inlandeises beschränkt hat.

Ob es möglich sein wird, dem Beginn der Lößauftragung durch Verfolgung der prähistorischen Kulturstätten näher zu kommen, scheint heute noch zweifelhaft zu sein, denn die bisherigen weiter unten (S. 329) angeführten Untersuchungen von WIEGERS und KOKEN haben nur paläolithische Funde im Löß nachgewiesen, die recht jugendlich sind und nicht weit in das Diluvium zurückreichen.

Aus den bisherigen Betrachtungen dürfte hervorgehen, daß der Schluß unhaltbar ist, aus dem Fehlen von echtem Löß auf der Niederterrasse sein jungglaziales Alter ausschalten zu wollen. Vielmehr ist nach unseren Ausführungen der jüngere Löß am Niederrhein ein jungglaziales Gebilde und besitzt dort eine ganz erhebliche Verbreitung, während die Auftragung des älteren Lösses sich wohl weiter in das Diluvium zurückerstrecken dürfte. Inwiefern sich im einzelnen die gesamte Lößbildung auf die verschiedenen Eiszeiten verteilt, entzieht sich vorläufig noch unserer Erkenntnis. Jedenfalls muß aber dem seitens eines Fachgenossen dem Verfasser gegenüber emphatisch geäußerten Ausspruch: »daß der Löß auf der ganzen Welt interglazial sei«, auf das Allerentschiedenste widersprochen werden.

II. Köthen-Magdeburg.

Bei dem Löß von Köthen-Magdeburg (Bördelöß z. T.) liegen die Verhältnisse insofern einfacher, als wir es hier nach den Untersuchungen WAHNSCHAFFES¹⁾ und des Verfassers²⁾ nur mit einem einzigen Löß zu tun haben, der dem sog. jüngeren Löß am Rhein entspricht. Es ist WAHNSCHAFFE nicht gelungen, eine Gliederung des Lösses durchzuführen, und die Untersuchungen des Verfassers

¹⁾ F. WAHNSCHAFFE, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Abh. zur Geolog. Spezialkarte von Preußen VII, 1, Berlin 1885.

²⁾ Löß und Schwarzerde in der Umgegend von Köthen (Anhalt). Dieses Jahrbuch für 1908, I, S. 122—144.

haben auch nur ergeben, daß die gelegentlich nachgewiesenen Verlehmungszonen im Löß sicher nicht auf seine Zweiteilung hinweisen, sondern anders zu erklären sind. Dagegen ist die Altersstellung dieses Lösses von um so größerer Wichtigkeit, als sich damit auch zugleich diejenige der dort auftretenden Grundmoränen erledigt. Denn bei Köthen liegt der Löß nicht wie am Niederrhein auf älterem Gebirge oder Tertiär, sondern fast stets auf Geschiebemergel bzw. fluvioglazialen Sanden und Kiesen. Nun war schon oben gelegentlich auf die Verwitterung oder Verlehmung des älteren Lösses hingewiesen. Im Rheingebiet schieben sich ein oder mehrere Leimenzonen im Löß ein, ja als ältester Löß wurden solche Bildungen angesprochen, die völlig ihres Kalkgehaltes beraubt, d. h. verlehmt sind, das waren u. a. gewisse früher (S. 309) erwähnte Höhenlehme. Wie steht es nun mit dem Kalkgehalt unseres Lösses von Köthen und Magdeburg? Hier haben die Untersuchungen von Herrn F. WIEGERS und dem Verfasser ergeben, daß normaler, primärer, kalkhaltiger Löß überall in 0,3—1,5 m Tiefe angetroffen wird.

Dieses allein, d. h. der Mangel einer tiefgründigen Entkalkung, würde nach unserer Auffassung schon genügen, dieser Ablagerung ein recht junges Alter zuzuschreiben, d. h. sie etwa dem jüngeren Löß des Niederrheins an die Seite zu stellen.

Immerhin wäre es rein theoretisch möglich — ein interglaziales Alter dieses Lösses angenommen —, daß der Gesamtbetrag der inter- und postglazialen Entkalkung zusammen nur den eben erwähnten geringen Betrag ausmache. Um dieser Frage näherzutreten, müssen wir uns in Gebiete begeben, die einwandfrei nach Ansicht aller Fachgenossen Ablagerungen der jüngsten Vereisung enthalten, um hier das Ausmaß und die Wirkung der postglazialen Entkalkung kennen zu lernen. Wir wählen als Versuchsobjekt den Oberen Geschiebemergel, die Grundmoräne der jüngsten Vereisung, und — zunächst wenigstens — nicht einen nördlich der Elbe gelegenen, sicher jungglazialen Löß, da einmal dieser ein räumlich ziemlich beschränktes Gebiet einnimmt, zum anderen aber auch aus folgendem Grunde. Wenn gezeigt werden kann, daß der Be-

trag der postglazialen Entkalkung bei einer im allgemeinen schwer oder ganz undurchlässigen Bildung, wie der Obere Geschiebemergel es ist, einen gewissen Zahlenwert erreicht, dann müßten derartige Veränderungen den lockeren und durchlässigen Löß erheblich mehr ergriffen haben, falls ihm ein interglaziales Alter zukäme.

Sodann ist festzustellen, ob es tatsächlich im norddeutschen Flachland diluviale Bildungen, vor allem Grundmoränen, gibt, die infolge ihrer ungewöhnlich tiefen Entkalkung und anderer Momente als Bildungen älterer Vereisungen aufgefaßt werden müssen.

Bei den Feststellungen der Entkalkungszonen ist noch zu bemerken, daß selbstverständlich nur ein typischer Geschiebemergel in den Kreis der Betrachtungen gezogen werden darf, nicht etwa gewisse sandige Ausbildungsarten, die natürlich andere und höhere Zahlenwerte ergeben müssen als ein normaler Geschiebemergel. Der Gedankengang unserer Untersuchungen, denen die Aufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt zugrunde liegen, ist der, daß wir uns systematisch von Nordosten nach Südwesten zu bewegen, d. h. aus Gebieten, die sicher Grundmoränen der letzten Vereisung führen, in solche gelangen, die den Löß von Köthen-Magdeburg als Decke tragen.

Beginnen wir mit der Gegend von Schlawe und Rügenwalde in Pommern, so beträgt hier die postglaziale Entkalkung des Oberen Geschiebemergels im allgemeinen 1,5–3 m, und nur südwestlich von Schlawe werden Werte von 4–5 m erreicht. Über die Gegend von Königsberg (Neumark) hören wir:

»Die selten mehr als ein Meter mächtige, von dem eigentlichen Mergel nicht scharf trennbare Verwitterungsrinde besteht aus rotbraunem Lehm und lehmigem Sand«.

Wir überschreiten das Thorn-Eberswalder Urstromtal und finden für die Entkalkung des Oberen Geschiebemergels in dem Gebiet nordöstlich von Berlin die Werte 0,9–1,4 m (Wandlitz), 1–2 m (Schönerlinde), 1–2 m (Bernau), 1–2 m (Friedrichsfelde).

Wir überschreiten ein zweites, das sog. Warschau-Berliner Urstromtal und stellen für die südlich von Berlin befindliche

Hochfläche eine kalkfreie Grundmoräne von 0,8—1,8 m (Tempelhof) bzw. 1—1,4 m Mächtigkeit (Teltow) fest. Bald folgt ein drittes Urstromtal, das sog. Glogau-Baruther, und südlich von ihm finden wir den Oberen Geschiebemergel an der Nordabdachung des Flämings einige Kilometer südöstlich von Niemeck 1,3—2 m tief entkalkt. Die gleiche flachgründige Entkalkung zeigt auch der Südabhang des Flämings, wir treffen da in dem Grundmoränengebiet zwischen Thießen und Streetz Werte von 1—2 m an, bei Natho ist der Obere Geschiebemergel 1,6—1,8 m tief entkalkt, 1,5 km nordwestlich von Mühlisdorf nur 0,4—0,8 m und in der großen, unmittelbar nördlich der Elbe gelegenen Fläche von Tornau-Rodleben-Neecken 1,2—2,0 m.

Bisher haben wir ein Gebiet durchwandert, dessen Grundmoräne nach allgemeiner Anschauung sicher eine Ablagerung der letzten Vereisung darstellt. Diese Zusammenstellung, die leicht beliebig vermehrt werden könnte, ergibt demnach, daß der Betrag der postglazialen Entkalkung an einem im allgemeinen gegen Atmosphärien recht undurchlässigen Gebilde wie Geschiebemergel im Durchschnitt etwa 1,5—3 m, lokal und ganz ausnahmsweise 0—5 m ausmacht. Diese Feststellung ist außerordentlich wichtig, denn, wenn nunmehr gezeigt werden kann, daß noch weiter im Süden eine gleiche flachgründige Entkalkung der Moräne vorhanden ist, so kann man an dem gleichen Alter beider Bildungen nicht wohl zweifeln.

Begeben wir uns nun noch weiter nach Süden, so überschreiten wir eine vierte Niederung, das sog. Breslau-Magdeburger Urstromtal. Die südlich hiervon abgelagerte Grundmoräne ist von besonderer Bedeutung für unsere Untersuchungen, denn sie trägt in ihrer westlichen Fortsetzung den Löß von Köthen und Magdeburg. Daher müssen wir etwas länger bei ihr verweilen und die Tiefe der Entkalkung etwas genauer betrachten. Ganz allgemein kann man zunächst feststellen, daß auch südlich von diesem Tal genau wie nördlich davon größere oder kleinere Flächen von Grundmoränen vorhanden sind (s. Karte), die von fluvioglazialen Bildungen unterbrochen werden.

Da steht zunächst bei Kemberg — ziemlich genau südlich von Wittenberg gelegen — Mergel an mehreren Punkten an und zwar einmal bei Grubels Mühle ohne Bedeckung von Lehm, der der Denudation zum Opfer gefallen ist. Ein zweiter Aufschluß liegt am Westrand des Gebietes, einige 100 m südlich von Radis. Hier ist durch einen Wasserriß unter 1 m Geschiebelehm ein 4 m mächtiger Geschiebemergel erschlossen; diese Moräne besitzt eine recht ansehnliche flächenhafte Verbreitung nach W. zu und umfaßt etwa ein gleichseitiges Dreieck, dessen Ecken durch die Orte Radis-Gremmin-Gräfenhainichen bezeichnet werden. Die geologischen Spezialaufnahmen haben hier den Mergel überall in einer Tiefe von 1—2 m nachweisen können.

Auch noch weiter südlich von diesem Gebiet sind größere Platten von kalkiger Grundmoräne entwickelt, so z. B. nordöstlich von Düben (Mulde) und zwar südlich von dem Dorf Durchwehna. Hier beträgt die Mächtigkeit der kalkfreien Rinde stets 0,9—2,0 m. Wenden wir uns weiter nach W., so treffen wir überall auf kleinere oder größere Fetzen von Grundmoränen, die nur dann keinen Mergel im Untergrund mehr führen, wenn ihre Mächtigkeit sehr gering ist (z. B. Poucher Forst östlich des Dorfes Pouch), sonst walten auch hier die gleichen Verhältnisse vor wie nördlich der Elbe. Um ein Beispiel auch aus dieser Gegend anzuführen, so sei auf die 3 km lange und 4—500 m breite geschlossene Moränenfläche südwestlich von Burgkernitz hingewiesen, auf der sich größtenteils die Bahn nach Bitterfeld bewegt. Hier beträgt die Mächtigkeit der kalkfreien Decke 1,2—2 m.

Wenn wir von Bitterfeld nach NW. zu gehen, so sind westlich des Muldetales zusammenhängende Flächen von Geschiebemergel entwickelt, die an Größe oft mehrere Geviertkilometer überschreiten, so nördlich von Tornau und westlich von Lingenau, ferner in der Mosigkauer Heide, in größerer Ausdehnung sodann bei Meilendorf und Reupzig; auch hier folgt überall in 0,8—2 m Tiefe der Mergel. Weiterhin legt sich nun auf eben diese

Grundmoräne der Löß auf (s. Karte)¹⁾, die Grenze fällt beiläufig fast genau mit der Kleinbahn Köthen-Prosigk zusammen.

Es zeigt sich demnach, daß sowohl nördlich der Elbe wie südlich von ihr die Grundmoräne durchaus in der gleichen Weise entkalkt ist, und wir zweifeln deshalb nicht daran, daß beide Bildungen das gleiche jungdiluviale Alter besitzen, d. h., daß die Elbe nicht die Grenze der letzten Vereisung gebildet hat. Dazu kommt noch das oben angeführte wichtige Moment, daß auch der Löß von Köthen selbst nur äußerst geringfügig entkalkt ist. Ferner zeigt der Verfasser²⁾ von diesem selben Löß, daß ein zeitlicher Hiatus zwischen Ablagerung der den Löß unterteufenden Moräne und ihm selber nicht besteht, der Löß ist unmittelbar nach Verschwinden des letzten Inland-eises aufgetragen worden; auch diese Feststellung spricht für ein einheitlich jungglaziales Alter beider Bildungen. Damit hätten wir hier ein Analogon zu dem von uns ebenfalls als jungglazial angesprochenen jüngeren Löß des Niederrheins.

Ganz kurz wurde oben ein jungglazialer Löß erwähnt, der sich nördlich der Elbe befindet und auf Oberem Geschiebemergel ruht. Es sind das gewisse vom Verfasser³⁾ früher als jungglaziale Feinsande gedeutete und auf dem Fläming lagernde Bildungen, die man heute unbedenklich als Löß oder lößähnliche Staubsande bezeichnen kann. Sie sind bis jetzt lückenlos auf eine Erstreckung von 55 km nachgewiesen, ohne nach O. hin ihr Ende zu erreichen. Ihre Mächtigkeit ist nicht groß, sie beträgt im allgemeinen 6—10 dm. Daher sind sie, soweit sie diese geringe Mächtigkeit besitzen, stets entkalkt, nur im äußersten Westen ihres Auftretens (Rabenstein) nehmen sie zu und führen hier in

¹⁾ Einige Mergelpunkte verdankt Verf. der Freundlichkeit der Herren DAMMER und WIEGERS, doch sei bemerkt, daß nicht alle Mergelflächen auf der Karte eingetragen sind.

²⁾ Siehe Zitat auf S. 316.

³⁾ Über jungglaziale Feinsande des Fläming. Dieses Jahrb. f. 1902, S. 278—295. Auch in den Erläuterungen z. Geolog. Spezialkarte, Lfrg. 137, Blatt Belzig und Görzke, und auf der dort beigelegten Übersichtskarte (von K. КЕЛ-УАСК) ausdrücklich als Löß bezeichnet.

1,0 m Tiefe kohlen-sauren Kalk. Also auch hier, bei einer sicher jungglazialen Bildung, ist der Löß genau so tief entkalkt wie der Löß von Köthen-Magdeburg.

Werfen wir noch einen kurzen Blick auf den im Gebiet der Saale entwickelten Löß, so läßt SIEGERT¹⁾ zwar sein Alter unentschieden, vermutet aber, »daß der Löß gar erst nach dem Rückzuge des 3. Eises, also in der Postglazial- bzw. Altalluvialzeit entstand.«

W. v. LOZINSKI²⁾ hält den in Galizien sehr weit verbreiteten Löß für ausschließlich jungdiluvial und bestätigte dem Verfasser noch freundlichst, daß er dort überhaupt keinen »interglazialen« Löß kenne; und für die Schweiz kommt BROCKMANN-JEROSCH³⁾ zu dem Ergebnis, daß es »ausgeschlossen erscheint, daß der echte Löß . . . interglazialen Alters sei«, man habe im wesentlichen nur zwischen einem jungglazialen und einem postglazialen Löß zu unterscheiden.

Harz.

Ähnlich wie bei Magdeburg-Köthen liegen die Verhältnisse im Harz, von dem wenigstens eine kurze Beobachtung mitgeteilt werden soll.

Etwa 600 m nördlich von Mägdesprung beobachtet man zu beiden Seiten der mehrere Meter tief eingeschnittenen Straße nach Ballenstedt über anstehendem Gebirge (Tonschiefer der sog. »Wiederschiefer«) eine Ablagerung von Löß. Seine Mächtigkeit beträgt 0,5–2 m, die Farbe ist hellbraun bis hellgrau. Die oberen Partien bestehen ganz aus Lößlehm, nach der Tiefe zu schließt der Löß eine Anzahl von Gesteinsbrocken ein, die sich an der Basis derartig anhäufen, daß der Löß quantitativ gegenüber dieser Breccie zurücktritt. In dieser tiefsten, an Gehänge-

¹⁾ L. SIEGERT, Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der Deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. Diese Jahrb. f. 1909, II, S. 13.

²⁾ W. v. LOZINSKI, Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung. M. d. Geol. Ges. Wien. II, 1909, S. 162–202.

³⁾ H. BROCKMANN-JEROSCH, Das Alter des schweizerischen diluvialen Lösses. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. i. Zürich, 54, 1909, S. 449–462.

schutt reichen Schicht führt der Löß in einer Stärke von etwa 1—2 cm kohlensauren Kalk (nur am westlichen Stoß der Chaussee beobachtet). Die Gesteinsbrocken, die sich im Löß und vor allem an seiner Basis vorfinden, sind stets scharfkantig entwickelt, trotzdem sie aus reinem Tonschiefer bestehen, und ebenso wie das anstehende Gestein frei von kohlensaurem Kalk; sie können daher keinerlei Transport erlitten haben, sondern vermischten sich beim Auftragen des Lösses mit diesem. Das Ganze ist demnach das typische Bild eines sog. Gehängelösses.

Da von anderer Seite eingehende Studien über den Löß des Harzes in Aussicht gestellt sind, so wurde von weiteren Untersuchungen über diesen Gegenstand Abstand genommen.

Immerhin zeigt die vorstehende Beobachtung, die 1904 angestellt und 1909 nachgeprüft wurde, daß hier im Harz ein Löß vorhanden ist, der bei einer Mächtigkeit von nur 2 m noch heute an seiner Basis kohlensauren Kalk führt. Das ist um so bemerkenswerter, als die Regenmengen selbst im Unterharz nicht unerheblich höher sind als im Vorland. Verfasser verdankt der Freundlichkeit des Herrn Landmessers Dr. BORGSTÄTTE in Dessau sehr eingehende Angaben über die Regenhöhe in diesem Gebiet. Danach beträgt die durchschnittliche jährliche Regenmenge im Unterharz (in der Nähe von Mägdesprung):

bei Güntersberge	757 mm
» Harzgerode	716 »
» Viktorshöhe	701 » ,

dagegen im Harzvorland:

bei Bernburg	520 mm
» Köthen	543 »
» Dessau	570 »
» Zerbst	592 » .

Auch diesen Löß von Mägdesprung halten wir gleich dem des benachbarten Harzvorlandes für jungdiluvial, da es nicht zu verstehen wäre, wie eine so geringmächtige Bildung von nur 2 m bei den eben angeführten erheblichen Niederschlagsmengen nicht restlos entkalkt sein sollte, falls er ein interglaziales Alter besitzen

würde. Dazu kommt noch die geringe Entfernung¹⁾ von kalkhaltigem Löß.

Wenn wir uns nun die Frage vorlegen, ob es im norddeutschen Tiefland Diluvialbildungen (Moränen und Fluvioglazial) gibt, die wegen ihrer ungewöhnlich tiefgründigen Entkalkung und aus anderen Gründen nicht als Bildungen der letzten Eiszeit aufgefaßt werden können, so muß diese Frage unbedenklich bejaht werden.

Zwar sind es bisher nur wenige Punkte, die hier in Frage kommen, es steht aber zu hoffen, daß sich ihre Anzahl bei der schnell vorwärts schreitenden geologischen Spezialaufnahme im Laufe der Zeit noch weiter vergrößern wird.

Der eine Punkt liegt auf Sylt. Hier wies GAGEL²⁾ auf eine am Roten Kliff auftretende Moräne hin, die schon von ZEISE und danach von PETERSEN für »Untere« Moräne (der Haupteiszeit) erklärt worden war. GAGEL schließt sich dieser Auffassung an und konnte noch hervorheben, daß diese Moräne vollständig, bis auf fast 20 m Tiefe verwittert ist. Sehr wichtig ist hierbei noch der Umstand, daß in nur 25 km Entfernung eine andere Grundmoräne (am Emmerlekliff, Westschleswig) auftritt, die eine nur 0,5—0,7 m mächtige Verwitterungsrinde besitzt. Danach kann man nur annehmen, daß es sich hier tatsächlich um zwei dem Alter nach verschiedene Grundmoränen handelt, da sonst ein derartig tiefgreifender Unterschied in der Entkalkung bei der angeführten geringen Entfernung nicht zu verstehen wäre.

Diese Schlußfolgerungen werden von STRUCK³⁾ bestritten. Er schreibt (S. 83), daß »weder die Mächtigkeit noch die Verwitterung der Hauptmoräne des Roten Kliffs ein Grund sein dürfte, dieselbe als ein Produkt der Hauptvereisung anzusehen, und zwar die

¹⁾ Bei Hoym, nur 17 km von dem oben beschriebenen Fundpunkt entfernt führt der Löß nach KUNTH (Z. d. D. geol. Ges. 16, 1864, S. 357) *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*.

²⁾ C. GAGEL, Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung (des Oberen Geschiebemergels) in Schleswig-Holstein. Dieses Jahrb. f. 1907, S. 581—586.

³⁾ R. STRUCK, Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Lübeck 1909, S. 83.

erstere nicht, weil . . . auch dem Oberen Geschiebemergel jetzt die gleiche Mächtigkeit wie dem Unteren zugebilligt werden muß, und die letztere nicht, weil sie nicht der Moräne des Roten Kliffs allein eigentümlich ist, sondern sich in ähnlich tiefgreifender Art auch bei der obersten Grundmoräne des Festlandes, wie SCHROEDER-STOLLER für diejenige der Umgebung von Schulau nachgewiesen haben, findet.«

Das erstere ist richtig: heute ist es unmöglich, etwa auf Grund von Mächtigkeitsdifferenzen verschiedenalterige Geschiebemergel zu konstruieren; das letztere beruht aber auf der eigentümlichen petrographischen Ausbildung der nördlich von Schulau gelegenen Moräne. Die Entkalkung ist nämlich nur dann recht erheblich, wenn der Obere Geschiebemergel sehr sandig ausgebildet ist, sonst ist die Mächtigkeit der Verwitterungsrinde gerade hier äußerst gering. SCHROEDER und STOLLER¹⁾ schreiben hierüber wörtlich (S. 470):

»Die petrographische Beschaffenheit der Oberen Grundmoräne wechselt sehr. Wo sie eine größere Mächtigkeit besitzt, besteht sie aus sandigem bis sehr sandigem Geschiebemergel, der aber meist bis zu großer Tiefe entkalkt ist. Seine Farbe ist am häufigsten hellbraun bis braungelb infolge weitgehender Oxydation. Doch findet man auch stellenweise dieselbe graue bis blaugraue Farbe wie beim Unteren Geschiebemergel, namentlich in Niederungen, z. B. im Sandbargsmoor. Hier reicht auch die Entkalkungszone nur 0,2—0,3 m tief.«

Ein zweiter Punkt ist ebenfalls von GAGEL²⁾ besprochen, er liegt bei Lüneburg. Hier sind es Bohrungen, in denen zwischen zwei Moränen eine bis zu 12 m mächtige Folge von Sanden auftritt, die nicht nur völlig kalkfrei sind, sondern auch ganz zersetzte Feldspäte führen, zum Teil auch ganz auffällig eisen-schüssig sind.

¹⁾ H. SCHROEDER und J. STOLLER, Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Ütersen. Dieses Jahrb. f. 1906, S. 455—528.

²⁾ C. GAGEL, Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Dieses Jahrb. f. 1909 I, S. 253.

Auch bei einem dritten von GAGEL¹⁾ aufgefundenen Punkt, Parchim, sind es durch drei Bohrungen nachgewiesene Sande, die von Geschiebemergel über- und unterlagert werden. Was diese interglazialen Sande auszeichnet, ist nicht nur ihre Kalkfreiheit, sondern auch das Auftreten von Humus (an Ort und Stelle gebildet) und Pollenkörnern, wie auch noch in einer Bohrung ein 0,2 m mächtiger Süßwasserkalk mit zahllosen Nadeln von *Spongilla* nachgewiesen werden konnte.

Eine vierte Stelle — ebenfalls von GAGEL²⁾ entdeckt — betrifft einen Eisenbahneinschnitt bei Ratzeburg, in dem 10–12 m mit Ausnahme der untersten $\frac{1}{2}$ –1 m völlig kalkfreie Sande und Kiese unter kalkhaltigem Diluvium (Sande und Moräne) angetroffen wurden, die vollständig lehmig-eisenschüssig verwittert waren. Diese Sande schneiden mit scharfer Grenze ab gegen darüberliegende sehr kalkreiche Sandschichten, die Vorschüttungsprodukte des Oberen Geschiebemergels darstellen.

Ein fünftes Gebiet in der Niederlausitz³⁾ ist von besonderer Wichtigkeit, weil einmal in dieser Gegend (gleich Sylt) Grundmoränen auftreten, die tiefgründig entkalkt sind, zum anderen, weil dieses ältere Diluvium hier eine größere flächenhafte Verbreitung besitzt, und schließlich, weil in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft ein Geschiebemergel vorhanden ist, der sicher die Grundmoräne der letzten Vereisung darstellt.

Dieses Gebiet umfaßt die Gegend von Senftenberg-Ruhland, und es liegt die eine Hochfläche älteren Diluviums nordwestlich von dieser Verbindungslinie, etwa in dem Dreieck Senftenberg-Ruhland-Finsterwalde, die andere südlich von Senftenberg. Dort haben nun die geologischen Spezialaufnahmen zu dem Ergebnis geführt, daß das ältere Diluvium neben überwiegenden Sanden

¹⁾ C. GAGEL, Zur Frage des Interglazials. Zentralbl. f. Min. usw. 1905, Nr. 22. — Über die Entstehung und Beschaffenheit der Parchimer Interglazialschichten. Ebenda 1906, Nr. 3.

²⁾ C. GAGEL, Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg und Mölln. Dieses Jahrb. f. 1903, S. 82 ff.

³⁾ Erl. z. Geol. Spezialkarte v. Preußen u. benachb. Bundesstaaten, Bl. Senftenberg, Lfrg. 148, Berlin 1909.

und Kiesen auch eine Grundmoräne enthält, die zu einer früheren Vereisung gezogen wird, es heißt von ihr (a. a. O. S. 16): »Es handelt sich hier um zum Teil außerordentlich mächtige Grundmoränenbildungen, die im Gegensatze zu denen des nördlicheren Norddeutschland völlig kalkfrei sind und auch dadurch ihr erheblich höheres Alter erweisen.«

Das sind Schlußfolgerungen, denen sich Verfasser nur in jeder Hinsicht anschließen kann.

Das jüngere Diluvium besitzt auf der Hochfläche von Senftenberg nur noch eine Mächtigkeit von $\frac{1}{2}$ —1 m und steigt nur da, wo noch etwas Grundmoränenmaterial erhalten ist, auf 3—4 m. Daher kann man sich nicht wundern, wenn hier bei dieser geringen Mächtigkeit des gesamten jüngeren Diluviums (Sand und Moräne) der Geschiebemergel völlig entkalkt und in Geschiebelehm übergeführt ist. Aber an zahlreichen anderen Punkten dieses selben Gebietes ist noch kalkhaltige Grundmoräne vorhanden, so nordwestlich von Lubochow (Tiefe der Entkalkung 2,5 m), Ziegelei bei Klein-Jauer (kohlensaurer Kalk im Feinboden 7,4 ‰), Mergelgrube nordwestlich von Chransdorf (tonige Grundmoräne; CaCO_3 im Feinboden 11,0 ‰), unmittelbar östlich von Lubochow (kalkfreie Rinde 1,4—2 m), westlich von Petershain (Mächtigkeit des Geschiebelehms über Mergel 2,3—2,5 m) und schließlich bei der Grube Renate (kohlensaurer Kalk im Feinboden 8,3 ‰). Dieser zuletzt genannte Punkt ist ferner noch von Bedeutung, weil er unmittelbar an ein altdiluviales Plateau anstößt, während die übrigen von dem nächsten anstehenden älteren Geschiebelehm (Grube Ilse) 8—12 km entfernt liegen. Es walten hier demnach analoge Verhältnisse vor wie auf Sylt. Während aber dort die Entfernung der älteren Moräne von dem nächsten Punkt Oberen Geschiebemergels 25 km betrug, verringert sich in der Niederlausitz der Betrag auf die eben angeführten Werte von höchstens 12 km. Es wäre daher hier noch viel weniger zu verstehen, wenn die postglaziale Entkalkung in einem räumlich so eng begrenzten Gebiet an der einen Stelle eine außerordentlich mächtige Grundmoräne völlig entkalkt hätte, an anderen, unmittelbar

benachbarten Stellen dieses selben Gebietes nur 1,5—2,5 m tief vorgedrungen wäre.

Die gleiche Beobachtung tiefgründiger Verwitterung älterer Moränen hat schließlich PENCK¹⁾ im Gebiet der alpine Vereisung gemacht. Er schreibt (S. 392): »Weiter zeigt sich, daß die Moränen und Schotter der Günz- und Mindel-Eiszeit sehr viel stärker verwittert sind als die der Riß- und Würm-Eiszeit: 6—8 m tief senken sich die Verwitterungsschlote der geologischen Orgeln in die Nagelfluh der Mindel-Eiszeit der Umgebung von München; kaum fußtief sind die Verwitterungssäcke an der Oberfläche der Schotter der letzten Vergletscherung. Im westlichen Oberitalien sind die Schotter und Moränen der beiden älteren Vergletscherungen bis zu namhafter Tiefe herab, oft in ihrer ganzen Mächtigkeit verwittert. Alle Rollsteine und Geschiebe sind morsch geworden und können mit dem Messer durchschnitten werden«.

Diese wenigen Beispiele müssen uns vorläufig genügen; sie beziehen sich sowohl auf Grundmoränen wie fluvioglaziale Bildungen und zeigen auf das deutlichste den außerordentlich hohen Betrag einer interglazial wirkenden Entkalkung. Wir führen daher sowohl auf Sylt wie in der Niederlausitz und im alpinen Gebiet die ungewöhnliche Verschiedenheit in der Mächtigkeit der Entkalkungszonen bei den dort auftretenden Grundmoränen auf ein verschiedenes Alter derselben zurück und erkennen in der Kalkfreiheit sehr mächtiger Moränen die Wirkung einer intensiv und sehr lang andauernden interglazialen Entkalkung. In weiterer Konsequenz stellen wir daher solche tiefgründig entkalkte Moränen nicht in die letzte Vereisung, sondern in eine ältere, und fassen umgekehrt einen nur gering (0,5—3 m, in Ausnahmefällen 0—5 m) entkalkten Geschiebemergel als die Grundmoräne der letzten Vereisung auf, einerlei, ob die einzelnen flächenhaften Parteen durch die oben erwähnten vier Urstromtäler getrennt werden oder nicht. Und auf eben diese selbe jüngste Grundmoräne legt sich im SW. des Gebietes der oben erwähnte Löß von Köthen-Magdeburg auf.

¹⁾ A. PENCK, Das Alter des Menschengeschlechtes. Ztschr. f. Ethnologie. 1908. Heft 3. S. 390—407.

Ganz anders würden die Verhältnisse liegen, wenn wir in der Lage wären zu zeigen, daß etwa parallel dem Südrand des Elbtales in der Provinz Sachsen auf eine erhebliche Erstreckung hin eine Zone tiefgründig entkalkter Moränen vorhanden wäre, auf die sich nun größere Flächen von Lößlehm legten. In diesem Falle wären wir berechtigt zu schließen, daß diese Moräne einer älteren Vereisung angehörte und der Löß die Bildung einer Interglazialzeit sei. Davon ist aber, wie wir gesehen haben, in keiner Weise die Rede.

Wie man sieht, gelangen wir auf dem Umweg der Grundmoränen zu dem Ergebnis, daß dieser Löß von Köthen-Magdeburg ein jungglaziales Alter besitzen muß. Damit stimmt sehr gut überein, daß nach allgemeiner Auffassung dieser Löß dem jüngeren Löß im Rheingebiet entspricht, dessen jungglaziales Alter wir oben ausführlich abgeleitet haben.

Aber auf einem ganz anderen Weg kann man noch dem Alter des Lösses nachgehen, das ist die Betrachtung der prähistorischen Kulturstätten, die sich in ihm finden. Hierbei kommt WIEGERS¹⁾ durch eingehende Studien zu dem Ergebnis, daß ein interglaziales Alter des Lösses vollkommen abzulehnen sei und »daß die Lößzeit ihr Ende mit dem Beginne der Postglazialzeit erreicht hat«, und KOKEN²⁾ gelangt zu dem Schluß, »daß ein jungglazialer oder postglazialer Löß nicht etwa nur als Ausnahme, als verspätete Bildung an einzelnen Stellen zu beobachten ist, sondern daß die breite Masse des jüngeren Lösses diesseits des Maximums der letzten Vereisung fällt.«

Es zeigt sich demnach, daß diese gänzlich verschiedenen Wege zu genau dem gleichen Ergebnis hinsichtlich der Altersstellung des Lösses führen.

Auf einen dritten, wiederum durchaus abweichenden Weg hatte Verfasser³⁾ schon früher hingewiesen, und es erscheint not-

1) F. WIEGERS, Die diluvialen Kulturstätten Norddeutschlands und ihre Beziehungen zum Alter des Lösses. Prähist. Zeitschr. I. Bd. Heft 1, Berlin 1909.

2) E. KOKEN, Diluvialstudien. Neues Jahrb. für Min. usw. 1909, II, S. 57—90.

3) Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. Dieses Jahrb. für 1905, S. 484—494. Mit 1 Karte.

wendig, jene Ausführungen nochmals ganz kurz zu berühren, das ist die Verfolgung ausgedehnter Endmoränenzüge. Verfasser ging dabei von Endmoränen aus, die westlich von Salzwedel liegen, und verfolgte dieselben in südlicher bezw. südöstlicher Richtung in fast ununterbrochenem Zuge bis in die Gegend von Bitterfeld. Da nun das Vorland dieser gewaltigen Endmoräne bei Salzwedel als Bildung der letzten Eiszeit angesprochen wird, so müssen auch dieselben Verhältnisse weiter südlich vorhanden sein, d. h. in dem Zuge der Endmoränen Magdeburg-Kalbe-Köthen. Hier legt sich aber auf dieses selbe Vorland mit Geschiebemergel und Fluvio-glazialbildungen der Löß von Köthen-Magdeburg auf.

Ein Punkt ist noch bei der Verfolgung der Endmoränen zu beachten, das ist der Umstand, daß man gelegentlich genötigt ist, Flußtäler von einiger Breite zu überqueren. Aber hier haben die genauen Untersuchungen von WIEGERS gezeigt, daß z. B. sowohl nördlich wie südlich des Obretales bei Neuhaldensleben diese eben erwähnte Endmoräne petrographisch und orographisch genau in derselben Weise entwickelt ist, und eine gemeinsame Begehung dieses Gebietes im Herbst dieses Jahres durch einige Fachgenossen hat eine erfreuliche Übereinstimmung in dieser Hinsicht ergeben.

Man darf auch noch ganz kurz darauf hinweisen, daß in Nordamerika die Entwässerung zur Glazialzeit ganz überwiegend in radialer Richtung erfolgte im Gegensatz zu Norddeutschland, wo die Flußtäler im allgemeinen mehr eine dem sich zurückziehenden Eisrand parallele Lage (sog. Urstromtäler) besitzen. Daraus folgt, daß man in Nordamerika bei Verfolgung der Endmoränenzüge genötigt ist, in einer ganzen Anzahl von Fällen diese Flußtäler zu überspringen, ohne auch nur einen Augenblick am gleichen Alter der zu beiden Seiten des Tales liegenden Teilstücke der Endmoränen zu zweifeln, wie man dieses bei uns gelegentlich — ohne Spur eines Beweises — getan hat.

Ein weiteres Merkmal zur Unterscheidung verschiedenaltiger Moränen hat GAGEL¹⁾ wieder in Erinnerung gebracht. Er weist

¹⁾ C. GAGEL, s. Zitat auf S. 325.

darauf hin, daß in der Gegend von Lüneburg und in Südholstein verschiedene Endmoränen auftreten, die sich durch ihre Ausbildungsweise erheblich unterscheiden: auf der einen Seite ganz greisenhafte Formen, auf der anderen solche mit steilen Böschungen und steilwandigen, abflußlosen Senken. Mit Recht schließt GAGEL auf ein verschiedenes Alter dieser Bildungen und sieht in jenen die Ablagerungen einer älteren Vereisung, in diesen solche der letzten Eiszeit.

Wenn wir dieses Kriterium auf eine Endmoräne anwenden, die südlich der Elbe auftritt und die höchsten Erhebungen in der Dübener Heide ziert, so hat Verfasser¹⁾ von ihr gezeigt, daß ihr Sockel zwar recht schmal ist, daß sie sich aber in bogenförmiger Erstreckung sehr weit verfolgen läßt und in eigentümlichem, hier nicht näher zu erörternden Verhältnis zu den dort vorhandenen Tertiärbildungen steht. Diese Endmoräne hat nun durchaus nichts Seniles an sich, sie sieht — man verzeihe den Ausdruck — außerordentlich gesund aus und zeigt fast überall jugendlich frische Formen und steil abfallende Böschungen. Die einzelnen wenig breiten Rücken ordnen sich zu einem ausgedehnten Zug von beiläufig 12 km Länge und sind in keiner Weise jenen eben erwähnten senilen Formen an die Seite zu stellen, sondern aus den eben angeführten Gründen unbedingt als Absätze der letzten Vereisung zu betrachten. Und mit eben dieser Endmoräne steht der oben erwähnte Geschiebemergel von Gräfenhainichen, Söllichau usw. in Verbindung, der in seinem westlichen Teil den Löß von Köthen-Magdeburg trägt. Das wäre demnach ein vierter Weg, auf dem wir zu der übereinstimmenden Auffassung eines jungglazialen Lösses in diesem Gebiet gelangen.

Bei der Untersuchung über die Entkalkungswerte der Grundmoränen muß man aber noch einen wichtigen Punkt berücksichtigen, das ist das Ausmaß der Denudation. Wenn wir im Geiste ganz kurz die oben ausgeführte Wanderung von der pommerschen Küste bis in den südlichen Teil der Provinz Sachsen hinein wiederholen, so ändert sich das orographische Bild nicht unerheblich.

¹⁾ Die Tertiärbildungen auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau (Dübener Heide z. T.). Dieses Jahrb. für 1908, II, S. 254–300, mit 2 Taf. u. 3 Textfig.

Wir kennen in dem von uns näher betrachteten Teil der Provinz Sachsen — und zwar sowohl südlich wie nördlich der Elbe — längst nicht mehr das unruhig und wellig bewegte Bild der Grundmoränenlandschaft, wie es weiter nördlich und östlich in der Neumark, in Pommern, Preußen usw. häufig genug vorherrscht. Schon am Fläming fehlen derartige Ausbildungsformen, das Gelände ist oft eben wie ein Tisch, und die gleichen Verhältnisse walten auch südlich der Elbe bei Gräfenhainichen, Raguhn, Bitterfeld, Quellendorf und Köthen vor. Daß diese Erscheinung im wesentlichen auf die nach Süden zu allmählich immer mehr und mehr abnehmende Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels bzw. auf die Verringerung des diluvialen Inlandeises zurückzuführen ist, bedarf wohl keiner weiteren Ausführung. Verfolgen wir nun die Abtragung in dem gesamten angezogenen Gebiet, so ist sie naturgemäß da am intensivsten, wo kuppenförmiges Gelände mit einem Gewirr von Hügeln und Rücken vorherrscht, d. h. in einer typischen Grundmoränenlandschaft. Hier kann es kommen, daß gelegentlich durch die Denudation die postglaziale Verwitterungsrinde der Grundmoränen ganz entfernt wird und der nackte Mergel zu Tage tritt. Anders in den weiter südlich gelegenen Gegenden, die ebene oder flachwellige Geländeformen besitzen, wie dieses in dem Gebiet unmittelbar nördlich und südlich der Elbe der Fall ist. Hier kann infolge der ebenen Lagerung der Diluvialschichten die Denudation nicht erheblich wirken, jedenfalls aber machen sich hier in keiner Weise irgend welche Verschiedenheiten bemerkbar, die bei den Untersuchungen über die Verwitterungsrinden in ausschlaggebender Weise in Betracht zu ziehen wären.

Die Ableitung eines verschiedenen Alters für verschieden tief entkalkte Grundmoränen läßt sich, wie wir gesehen haben, bisher in nur wenigen Fällen mit Erfolg anwenden. GAGEL¹⁾ fragt nun mit Recht, wie es zu erklären sei, daß in dem, was in Profilen allgemein als Unterer Geschiebemergel betrachtet wird und kartiert

¹⁾ C. GAGEL, a. a. O. s. Zitat auf S. 324 und S. 585—586).

ist, noch niemals eine Verwitterungsrinde beobachtet wurde, die der des Oberen Geschiebemergels entspricht.

Man kann zunächst umgekehrt fragen, warum ist das alles Unterer Geschiebemergel, soll doch heißen, die Grundmoräne einer älteren Vereisung?

Die Frage, zu welcher Vereisung diese Moränen gehören, wird sich aber nur schwierig, in den meisten Fällen überhaupt nicht entscheiden lassen. Denn wir kennen einmal eine ganze Reihe von Profilen, in denen eine große Anzahl von Moränen über einander (acht oder noch mehr) auftreten. Daß man für jede derselben eine besondere Vereisung annehmen will, ist doch ausgeschlossen, eine derartige allgemein bekannte Zersplitterung der Grundmoräne in mehrere Bänke deutet naturgemäß auf eine Oszillation des Eisrandes hin, was auch von keiner Seite bestritten wird. Hat man nun wenige, etwa zwei Bänke von Geschiebemergel mit trennenden, fossilfreien Zwischenschichten, so ist ihre Zurechnung zu verschiedenen Vereisungen solange ungewiß, als man keine interglazialen Ablagerungen zwischen ihnen kennt. Denn allein die Mächtigkeit der sie trennenden Bildungen ist noch kein Beweis für ein verschiedenes Alter der beiden Moränen. Wir wollen einmal den exakten Fall annehmen, daß an einem Abschnittsprofil zwei horizontal lagernde, gering oder gar nicht entkalkte Geschiebemergel von mehreren Metern Mächtigkeit auftreten und durch fluvioglaziale Bildungen von 10—12 m getrennt werden. Hier würden die meisten der Fachgenossen um so weniger Bedenken tragen, in den beiden Moränen Ablagerungen verschiedener Eiszeiten zu sehen, wenn man dieses Profil weithin, vielleicht viele Kilometer lang, verfolgen könnte. Wie verhält es sich aber, wenn die trennenden Schichten nur 3—4 m mächtig sind, wie, wenn sie nur $\frac{1}{2}$ —1 m ausmachen? Man sieht, die Wahrscheinlichkeit, in diesen beiden Moränen Absätze verschiedener Vereisungen zu erblicken, sinkt bei abnehmender Mächtigkeit der Zwischenschichten, sie kann gleich Null werden, wenn die Sande usw. nur noch geringmächtige Einlagerungen in den Komplexen der Moränen bilden.

Eine Entkalkung tieferer Moränen, die zu einer älteren Eiszeit gehören, braucht indessen nicht immer vorhanden zu sein, findet sich auch, wie wir gesehen haben, bis jetzt äußerst selten. Sie wird dann stets fehlen, wenn die Moräne sofort wieder von jüngeren Bildungen verhüllt worden ist, die sie deckenartig überkleiden und ihre Entkalkung verhindern. Solche Bildungen können aber entweder Abschmelzungsprodukte dieser selben älteren Moräne sein, wie Sande, Tone usw., oder interglaziale Ablagerungen oder schließlich Vorschüttungsprodukte der jüngsten Vereisung, ganz abgesehen von den Fällern, in denen ältere Moränen im Grundwasserstrom liegen und somit gegen eine Entkalkung geschützt sind.

Daß diejenigen Bildungen, die als „Untere“ Moränen aufgefaßt worden sind, im wesentlichen keine Entkalkungsrinden zeigen, ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Rinde von Lehm durch die Sedimente der letzten Vereisung beim Überschreiten dieser älteren Moränen wieder zerstört wurde.

Wir kommen daher zu dem Ergebnis, daß wir zwei verschiedene übereinander liegende Moränen nur dann mit Sicherheit verschiedenen Eiszeiten zuweisen können, wenn sich entweder zwischen beiden interglaziale Bildungen oder eine durchgehende Zone kalkfreier Schichten zwischen kalkhaltigen vorfinden, oder wenn die untere Moräne eine sehr tiefgründige Entkalkung erkennen läßt. In allen übrigen Fällen ist es selbstverständlich durchaus möglich, daß beide Moränen zu verschiedenen Vereisungen gehören können; man muß dabei aber immer die Möglichkeit einer Oszillation im Auge behalten, ohne die man sicher bei der Zersplitterung einer Moräne in eine größere Anzahl von einzelnen Bänken nicht auskommen wird. Ob dagegen eine flächenhaft auftretende und frei zu Tage liegende Grundmoräne, die nur eine sehr geringe Entkalkung aufweist, zu einer älteren Vereisung gehört, dürfte dann recht fraglich sein, wenn sie auf einer Hochfläche liegt und niemals von jüngeren Sedimenten bedeckt gewesen ist.

Berlin, den 19. November 1909.

Zur Geologie und Hydrographie der Gegend von Arnswalde in der Neumark.

Von Herrn **A. Klautzsch** in Berlin.

Mit 1 Karte, Tafel 21, und 2 Textfiguren.

Durch die Veröffentlichungen von K. KEILHACK über »die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern«¹⁾ und »das Profil der Eisenbahnen Arnswalde-Callies und Callies-Stargard«²⁾ sind bereits in großen Zügen die geologischen Verhältnisse der Gegend um Arnswalde bekannt geworden. Er erkannte die Fortsetzung des uckermärkischen Endmoränenzuges aus der Gegend von Joachimsthal, Chorin und Oderberg über Zehden-Mohrin-Soldin und Berlinchen durch die Gegend südöstlich und östlich von Arnswalde bis nordwärts gen Nörenberg und Dramburg und damit seine Verbindung mit den Endmoränen Hinterpommerns und wies auf die charakteristischen Landschaftsformen hin, die mit der Bildung dieser Endmoräne genetisch in Zusammenhang stehen. Auch spätere Angriffe gegen die Einheitlichkeit dieser sogen. Großen Baltischen Endmoräne³⁾ wußte KEILHACK überzeugend zurückzuweisen, und die Spezialkartierung der Arnswalder Gegend in 1:25 000 durch den Verfasser erbringt nunmehr den bündigen Beweis für die Richtigkeit von KEILHACK's Feststellungen.

¹⁾ Vergl. dieses Jahrb. f. 1903, XIV, S. 180—186, Tafel XIV.

²⁾ Ebenda S. 190—211.

³⁾ Vgl. G. MAAS, Zur Entwicklungsgeschichte des sogen. Thorn-Eberswalder Haupttals. Monatsbr. d. Deutsch. geol. Ges. 1904, Nr. 3, S. 40 usw. u. K. KEILHACK, Die große Baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal, ebenda 1904, Nr. 7, S. 132 usw.

Dem Verlauf dieser Endmoräne entsprechend, liegt die Gegend um Arnswalde westlich derselben und in deren Hinterland. Sie bildet im großen und ganzen eine einheitliche Hochfläche, die durch einzelne größere Täler und Rinnen eine gewisse Gliederung erfährt. In allmählichem Abfall sinkt sie weiter nach Westen zu von einer durchschnittlichen Höhe von 60–80 m über N.N. zum diluvialen Odertal hin ab, das buchtartig mit seinen terrassenförmig gelagerten Talbildungen von Alt-Damm-Gollnow her bis gegen Stargard i. P. und zum Madue-See reicht¹⁾. — Das Plönetal von Berlinchen her, das Tal der Faulen Ihna, in der Gegend von Schwachenwalde-Granow beginnend und über Dölitz auf Stargard zu ziehend, und das Ihnatal über Reetz-Stargard entwässern im wesentlichen dieses Gebiet nach NW. zur Oder hin. Nach Osten hin bildet im allgemeinen die schon erwähnte neumärkische Endmoräne die Wasserscheide gegen Warthe und Netze hin, indem sich ebenso allmählich wie in ihrem Hinterlande nach Westen, vor ihr die Hochfläche nach S. und SO. zum einstigen Thorn-Eberswalder Urstromtal, dem heutigen Warthe- und Netzetal hin senkt. Die Hauptentwässerung dieses Gebietes übernimmt die Drage, die, weit von Norden kommend, über Dramburg-Neuwedell in ziemlich südlichem Verlauf der Netze zufließt, mit der sie sich einige Kilometer westlich von Kreuz vereinigt.

Orographisch wie geologisch erzeugt die Endmoräne in ihrem Hinterlande und in dem vor ihr gelegenen Gebiete ganz verschiedene Formen. Dort haben wir unmittelbar hinter ihr eine stark bewegte Grundmoränenlandschaft, die weiter rückwärts in eine echte Grundmoränenebene übergeht, hier liegen vor ihr weite, fast ebene, von zahlreichen Rinnen und Trockentälern unterbrochene Sandflächen, inselartig von einigen größeren Grundmoränengebieten unterbrochen, wie von Büssow-Wugarten bis gegen Friedeberg i. d. Neumark und Driesen hin oder um Neuwedell und bei Callies und Märk.-Friedland.

Was nun den Verlauf der Endmoräne etwa von Berlinchen

¹⁾ Vergl. auch KEILHACK's Morpholog. Übersichtskarte der Provinz Pommern, 1 : 500000, Berlin 1901.

ab betrifft, so ist derselbe im allgemeinen in den genannten Veröffentlichungen KEILHACK's und in seiner morphologischen Übersichtskarte Pommerns bereits richtig angegeben; im einzelnen zeigt sie nach meinen Beobachtungen bis gegen Dramburg hin folgenden Verlauf: Vom Südrand des Berlinchener Sees, eines Stausees hinter der Endmoräne, an dessen Ufer sie in ihrem Zuge über Soldin und Carzig von SW. her stellenweise dicht herantritt und hier die kuppigen, steinig-sandigen Höhen zwischen der Quelle, Urff's Höhe und der Försterei Eichwald bildet und im Kuhbrückenberg in der Nähe des Seehofs den See unmittelbar berührt, tritt sie jenseits der vom Schützen-See und Üklei-See erfüllten Rinne unweit der Plöne-Quellen wieder in Erscheinung und zieht in einem nach S. gerichteten Bogen über die Höhen östlich des Randes der Berlinchener Hospital-Forst westlich an Neuhof, südlich von Amalienhof vorbei und biegt bei dem Gute Herzfelde nordwärts auf bis in die Rehfelder Heide. Südlich des Weges Klausdorf-Hasselbusch beginnt ein neues Bogenstück, das, die Ortschaft Hasselbusch im S. und O. kranzförmig umziehend, durch die bewaldeten, steinig-kiesigen und sandigen Kuppen der Dorfheide am Westufer des Großen Puls-Sees nach NW. zu aufwärts zieht bis in die Gegend von Bernstein, wo eine durch das heutige Strehletal, das über Warsin zum Plönetal hin verläuft, und durch die Seenkette des Trepener-, Lunk-, Krumpfen-, Jungfern- und Kl. Puls-Sees angedeutete einstige subglaziale Schmelzwasserrinne der Endmoräne entströmte, die schmale, langgestreckte Rinne des Großen Puls-Sees schuf und sich durch die Kriening Forst (Ziethen-See, Teich-See, Großer See) über Tankow und durch das Tal des Puls-Flusses einen Abfluß zum Netzetal hin schuf. Besonders in der Gegend des einstigen Gletschertores bei Bernstein ist es hier zu einer gewaltigen Kies- und Schotterablagerung gekommen, die seitens der Bahnverwaltung in den Gruben am Bahnhof Bernstein, die schöne klare Aufschlüsse bieten, abgebaut werden.¹⁾

Von Bernstein verläuft weiterhin die Endmoräne längs des Ostufers des Gr. Puls-Sees bis an Kriening heran und biegt hier

¹⁾ Vergl. die einzelnen Profile dieser Gruben in R. MICHAEL: Erläuterungen zu Bl. Bernstein der geolog. Karte von Preußen. Lief. 102, S. 25—27, Berlin 1902.

nach NO. zu um auf Gerzlow zu. Südlich der Försterei Freudenberg-West tritt sie sodann in die Arnswalder Stadtforst ein und durchzieht diese in ungefähr nordöstlicher Richtung am Forsthaus Freudenberg-Ost vorbei, wo nahe der Chaussee nach Schwachenwalde und am Kranziner Weg grobe steinige Kiesablagerungen aufgeschlossen sind, auf Schwachenwalde zu. Hier bezeichnet der Klopp-See wiederum die Ausmündung eines ehemaligen subglazialen Gletscherstromes, dessen einstiges Bett weiter im NW. heute von der Faulen Ihna als Abflußrinne benutzt wird, während ein einstiger Seitenarm desselben bei Kranzin heute von dem Schönfelder See, dem Tief-See und dem Hof-See erfüllt ist. Südöstlich von Kranzin liegen innerhalb dieser alten Rinne sodann noch ein kleiner See westlich Baumgarten und der Mellenthin-See. — Von Schwachenwalde aus schuf sich dieser einstige Gletscherstrom sodann sein Abflußbett über Hammergut, Göhren-Hermsdorf und Wutzig gegen Woldenberg hin und von hier teils durch das Merenthiner Fließ, teils südlicher über Waldowshof und Lindenberg zur Drage hin. Zahlreiche Seen liegen heute noch innerhalb dieser alten, sich vielfach verzweigenden Schmelzwasserrinne, so zwischen Schwachenwalde und Göhren der Petznick-See, der Hammer-See und der Göhren-See und ein kleiner Seitenarm mit dem Schwachenwalder Mühlteich und dem Paperitz-See. Bei Hermsdorf folgt sodann der große, nach S. gekrümmte, fast 9 km lange Hermsdorfer See mit der Ausstülpung des Paddenpfuhls bei Lauchstädt. Ebenso wie dieser wohl einem Versuch der Schmelzwasser, nach S. durchzubrechen seine Entstehung verdankt, so gilt wohl auch das gleiche für die zwischen der Klavierbrücke und dem Stübbeschen Fenn abzweigende torfige Rinne, durch die dem Hermsdorfer See heute die Wasser des Dolgen-Sees, des Lieb- und Schlage-Sees und der beiden Küchen-Seen, sowie des Heideteiches nordöstlich Lichtenow zuströmen.

Vom Ostufer des Klopp-Sees bei Schwachenwalde zieht sodann unsere neumärkische Endmoräne nordwärts auf Kranzin, Hitzdorf und Raakow zu bis in die Höhen westlich des letztgenannten Ortes und verläuft von hier bogenförmig in östlicher und nordöstlicher Richtung an der Westspitze des Großen Plagow-Sees vorbei über

Forsthaus Golzenruh und Adolfsau bis zum Südufer des Großen Konitz-Sees zwischen Kürtow und Rohrbeck. Während sie aber zwischen Schwachenwalde, Hitzdorf und Raakow weniger scharf orographisch in Erscheinung tritt, zeigt sie um Raakow hohe steinige Geschiebemergelkuppen mit Kernen aufgepreßter liegender kiesiger Sande und bildet vom Großen Plagow-See bis zum Konitz-See hin mächtige kiesige und steinig-sandige, zum größten Teil bewaldete Höhen mit reicher Bestreuung und Anhäufung größerer und kleinerer Blöcke. Auch kleine Blockpackungen treten gelegentlich hier in Erscheinung.

Vor diesem Endmoränenstück liegt, bei Raakow beginnend, eine sich mehrfach verzweigende und im Beginn stellenweise flache, torferfüllte Becken bildende Abflußrinne, die durch den Buckow- und Klöhn-See, den Cossin-See bei Augustwalde, den Staritz-See und den Küchen-See bei Marienwalde sich nach SO. zu fortsetzt und weiterhin durch das Küchenfließ über Klosterfelde-Gramsfelde bei Woldenberg mit der vorher beschriebenen Schmelzwasserrinne verschmilzt. Etwas südlicher verläuft ihr parallel eine zweite Rinne, die bei Hitzdorf mit dem Bowiser und dem Prillstein-See beginnt und sich durch das große Torfbruch der Pieperwiese, den Barmdeich-See (von dem ein toter Seitenarm, bis Kölzig reichend, mit dem Mittel-See, dem Krummen-See und dem Schiefel-See, abgeht), den Jage-See und die kleinen Seen in den Jagen 67 und 63 der Königlichen Forst Marienwalde fortsetzt. In ihrem weiteren Verlauf nimmt sie noch einen Seitenarm auf, in dem die heutigen Kölziger Torfwiesen liegen, und mündet durch den Blader See nahe der Försterei Wutzig ebenfalls in jene früher erwähnte Schmelzwasserrinne, die vom Hermsdorfer See auf Woldenberg zu verläuft.

Jene Raakower Rinne ist gleichfalls wiederum nur die Fortsetzung eines einstigen subglazialen Abflusses, dessen Bett heute durch den Verlauf des Kleinen Raakow-Sees, des Raduner Fließes und die bis Arnswalde reichende Seenkette des Radun-, Senzig- und Klücken-Sees angedeutet wird. Sie findet heute, dem natürlichen Gefälle entsprechend, ihre Entwässerung bei Arnswalde durch das Stübenitzfließ zuerst in nordöstlicher, dann nördlicher

Richtung über Schulzendorf zur Ihna hin. — Wenig nördlicher zieht ihr parallel eine kürzere, zweite, südöstlich Radun beginnende subglaziale Rinne, der die vertorften Flächen und Alluvionen der Dabel-Seen, des Zagerans-Sees und des Kiebitzbruches bei Vw. Heinrichswalde angehören, und die durch die Plagow-Seen und den Papen-See bei Sellnow einst aus der Endmoräne abfloß. Östlich Sellnow vereinigte sich diese Schmelzwasserrinne mit dem vom Großen Konitz-See her der Endmoräne entströmenden Abfluß (Spring-See, Tiefe Lanke, Großer und Kleiner Sellnow-See) und setzte sich fort durch die beiden Ramke-Seen, den Kühnemühler-, Roskaten- und Niedstubben-See und das Mönch-Fließ zum Großen Prietzen-See hin. Von hier flossen die Schmelzwasser weiter ab teils über Bernsee und durch den Bern-See zum Küchenfließ bei Marienwalde, teils nach SO. und O. durch das Moor- und Seengebiet bei Althütte und den Regenthiner See und durch das Zuchow-Fließ oder über den Wusterwitz-See zur Drage hin.

Nördlich des Großen Konitz-Sees zieht sodann die hier stark nach W. zurückbiegende Endmoräne zunächst in nordöstlichem, dann mehr nördlichem Verlauf über die kiesig-sandigen, zum Teil block- und geschiebebestreuten Höhen und Kuppen südwestlich und westlich von Rohrbeck bis gegen Kölpin. Hier umschließt sie das große, ziemlich bis Bahnhof Zühlsdorf reichende, von Torf und reichen Wiesenkalklagern erfüllte Bruch, innerhalb dessen übrigens inselartig gleichfalls stellenweise Endmoränenbildungen, zum Teil mit Blockpackung, auftreten. Durch den Kölpiner Wald zieht sie sodann weiter, südlich an Liebenow vorbei und nach W. und SW. stark zurückbiegend bis zur Domäne Rietzig und zum Dorfe Helpe. Hier in dem Schenkelpunkt dieses Endmoränenbogens verbreitert sie sich stark und bildet die massivartig bis über 105 m Höhe ansteigenden Höhen zwischen Domäne Rietzig, Helpe, Denkhaus und Zägensdorf. Geologisch charakterisieren sich diese Höhen als ein stark aufgepreßtes Geschiebemergelgebiet, das fast überall von steinigen Sanden in dünner Decke überschüttet ist, sodaß an den steilen Böschungen der zahlreichen Rücken und Hügel und

auf ihren Kuppen vielerorts der Geschiebemergel durchstößt. In der Nähe des Dorfes Rietzig treten hier auch an vielen Stellen Durchragungen liegender, zum Teil kiesstreifiger Sande auf, die sich in Aufschlüssen als stark aufgepreßt erweisen.

Da wo dieses Endmoränenteilstück beginnt, lag ebenfalls wieder ein Gletschertor, dessen Abfluß durch den Großen Konitz-See, den Faulen-See und den Kolksee oder den Bäsings-Pfuhl bei Adolfsau zu der Sellnower Seenrinne hin erfolgte. Der subglaziale Fluß, der diesem Gletschertor einst entströmte, ist im Hinterland der Endmoräne angedeutet durch die Rinne des Kleinen Konitz-Sees, des Kleinen Stävenitz-Sees und durch das Tal des Stävenitzfließes, das über Kürtower Mühle an Rietzig und Hilfe vorbeizieht und wenig östlich Schulzendorf sich mit dem Stübenitztal vereinigt, das zwischen Pammin und Stolzenfelde in das Ihnatal mündet. Am Kleinen Stävenitz-See teilte sich im übrigen einst dieser subglaziale Abfluß und strömte in einem nordöstlichen Arm durch den Großen Stävenitz-See und das Tal der Todten-Wiese bei Rohrbeck teils auf Kölpin zu ab, teils über Rohrbeck durch die großen alluvialen Senken mit dem Großen und Kleinen Carpin-See über Berkenbrügge, Vw. Schafsfelde, Neuhorst durch den Dolgen-See und den Großen Zamitten-See bei Fischerfelde zum Großen Prietzen-See hin. Am Großen Zamitten-See verband sich mit diesem Schmelzwasserstrom noch ein zweiter, schwächerer, der aus der Sellnower Gegend über Wiesenwerder und Wasserfelde zufloß. Die bei Kölpin der Endmoräne entströmenden Gletscherwasser fanden ihren Abfluß über den Petznick-See bei Mürbenfelde und den Wrieten-See nach NO. zum Großen Döp-See bei Neuwedell und damit zur Drage, die diesen See durchströmt. Kleine, schwächere Abflußrinnen zwischen dem Rohrbeck-Berkenbrügger Abfluß und der Drage sind noch durch die schmalen, torferfüllten, kettenartig sich folgenden Rinnen und Becken angedeutet, welche die Rohrbecker und Fürstener Forst, sowie das Regenthiner Revier nach SO. hin durchziehen und zum Teil durch den Pätznick-See zum Wusterwitz-See hin, teils durch den Kontop- und Rakitt-See abfließen und, sich am Jerichow-See vereinend, über den Radach-See, den Schwinken-See, den Großen Marzell-See und das Marzeller Fließ zur Drage entwässern.

Die Fortsetzung der Endmoräne erfolgt nun weiter aus der Gegend von Hilfe, Rietzig und Zägensdorf in ungefähr nordnordöstlicher Richtung an Liebenfelde vorbei über Buchholz und Nantikow auf Steinberg zu, tritt aber auf dieser Strecke orographisch nur wenig in Erscheinung. Das dicht hinter der Endmoräne gelegene, von Reetz nach SW. streichende Ihnatal, das tief (ca. 70 m Höhendifferenz!) und in ziemlicher Breite hier innerhalb des Grundmoränengebietes eingeschnitten ist und wohl bereits vor der letzten Eiszeit gebildet worden war, hat es hier nicht zu einer prägnanten Ausbildung der Endmoräne kommen lassen; dem oszillierenden Eisrande wurde durch diese unmittelbar dahinterliegende tiefe Depression die Schubkraft genommen, und die Ablagerung in- und subglazialen Schuttmaterials bedeutend gemindert. Kleinere Endmoränenbildungen in Form kiesigsandiger, steiniger Rücken und Kuppen wurden zwischen Zägensdorf und Liebenfelde, bei Buchholz nahe dem Südwestrand des Schlautenbruches, nördlich Nantikow und in der Nähe des Bahnhofs Steinberg beobachtet¹⁾.

Eine kleine, vom Ihnatal südlich Reetz abzweigende Rinne verläuft hier über die kleinen Seen des Vorder- und Hinter-Paval an Liebenfelde vorbei zum Reetz-See nördlich Zühlsdorf. Durch sie, wie über das Bruchgebiet zwischen Bethanien und Buchholz erfolgte wohl auch ein schwächerer, vom Ihnatal seitlich abzweigender Abfluß der subglazialen Schmelzwasser. Dieser erstreckte sich dann weiter vor der Endmoräne durch die Alluvionen der beiden Kratznick-Seen und des Beewer-Sees teils durch die Liebenower Heide und den Kölpiner See auf Kölpin zu, teils über den Großen Zieten-See und das Zieten-Fließ zum Großen Düp-See bei Neuwedell und zur Drage. Eine weitere Schmelzwasser Rinne beginnt östlich von Vw. Kreuz unweit des Bahnhofs Steinberg und verläuft über das Kienbruch weiter im Tale der Bagnitz, die unweit Neuwedell in das Zieten-Fließ mündet und damit auch der Drage zugeführt wird.

In großartiger Entwicklung setzt sodann von Steinberg ab die Endmoräne nordwärts auf Nörenberg zu fort. Sie bildet hier

¹⁾ Vergl. auch K. KEILHACK: l. c. S. 183 u. 202.

einen ca. $\frac{1}{2}$ —1 km breiten, stark kroupierten, zum größten Teil bewaldeten Höhenzug, der sich westlich Glambeck bis zu 145 m Höhe erhebt und durchweg aus steinigen Sanden, kiesigen Massen und kleinen Blockpackungen aufgebaut ist und reiche Block- und Geschiebestreuung zeigt. Viele der Aufschlüsse zeigen eingepreßten Oberen Geschiebemergel oder denselben mit ziemlich horizontaler Oberfläche als Liegendes der Endmoränenablagerungen. Besonders schön ist in diesem Gebiet die Endmoräne durch die zahlreichen Schurfgräben und Gruben am Schotterwerk Steinberg aufgeschlossen, wo ein starker Abbau der blockreichen Sande stattfindet. Man beobachtet hier ein fast durchweg sandiges Material mit kiesig-sandigen Bänken und häufiger Schrägschichtung, von oben bis unten durchsetzt mit größeren und kleineren Blöcken und Geröllen; wirklich große Blöcke sind jedoch selten. Diese beobachtet man dagegen weit häufiger an der Oberfläche liegend.

Der genauere Verlauf dieses Endmoränenzuges am Westufer des Glambeck-Sees vorbei, östlich von Groß-Silber vorüber bis zum Kremminer See, und von da auf Nörenberg zu ist bereits durch KEILHACK ausführlich beschrieben¹⁾, ebenso wie seine Fortsetzung östlich des Enzig-Sees bei Nörenberg aus der Gegend von Seegut über Alt-Storkow, Granz auf Gienow und Dramburg zu. Jedenfalls ist sie aber auch auf dieser Strecke viel breiter entwickelt als KEILHACK bisher annahm; das beweisen beispielsweise kleine Blockpackungen und die ganzen Geländeformen in der Gegend von Butow, am Vw. Burgwall westlich Seegut, sowie in den waldigen Gebieten der Vorwerke Kanitzkamp und Neuhütte, bei Karlsthal, am Grasberg in der Wangeriner Stadtforst und bei Kolonie Henkenhagen (Anteil Labes) an der Chaussee von Gienow nach Wangerin.

Auch längs dieses Teilstückes unserer Endmoräne ist es die Frage, welche die gesamten Schmelzwasser derselben aufnimmt. Vom Glambeck-See erfolgte der Abfluß durch das Glambecker Fließ über den Pausk- und Trabun-See zum Dragetal bei Wildforth, aus der Gegend von Zehrten und Klein-Spiegel durch

¹⁾ cf. l. c. S. 183 u. »Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises« usw. Dieses Jb. f. 1898, XIX, S. 103.

den Zehrtener-See, den Neubauer-See bei Groß-Mellen und den Großen Spiegelsee teils unmittelbar zur Drage bei Blockhaus, teils über Gabbert zum Glambecker Fließ. Aus der Gegend von Klein-Grunow und Temnick bildete sich ein Abfluß über Sponbrügge teils auf Wedellsdorf und Kienitzruh zu, teils über Neu-Lubitz zur Drage hin; von Nörenberg her endlich schufen sich die Schmelzwasser eine Abflußrinne über den Dolgen-See und die sich ostwärts anschließende Seenkette über Grassee auf Klausdorf zu und von hier zur Drage einmal südlich von Klein-Mellen am Westende des Grossen Lübbe-Sees und zum andern durch den Großen Gellen-See zum Lübbe-See bei Korwitz. In dieser Gegend auch, etwa bei Welschenburg, mündete sodann noch eine östlich Gienow an die Endmoräne ansetzende Abflußrinne, die über Augusthof und durch die beiden Zappel-Seen verläuft.

Auch im Hinterlande dieses Endmoränenstückes deuten einige weit sich hinziehende, unter sich teilweise parallel gerichtete, zum größten Teil aber radial zum Eisrande verlaufende Talbildungen in Verbindung mit nahe dem Eisrande gelegenen und ihm ungefähr parallel ziehenden Tälern ein ziemlich ausgedehntes einstiges subglaziales Entwässerungsnetz an. So verläuft südlich Nörenberg von Klein-Grünow und Temnick her über den Kremminer See das Ihnatal über Butow, Ziegenhagen, Klein-Silber bis Reetz ziemlich parallel der Endmoräne, um von hier ab in allmählichem Übergang in eine zum Eisrand radiale Richtung umzubiegen. — Weiter nördlich ziehen ihm parallel in ungefährer Ost-West-Richtung das südlich des Kremminer Sees vom Ihnatal abzweigende Tal der Gestohlenen Ihna über Jakobshagen, durch den Saatzig-See über Goldbeck, Barskewitz bis gegen Pansin, das von hier durch den Kramppehl-Bach heute auf Stargard zu zum Ihnatal entwässert, ferner ein aus dem Nethstubben-See südlich Nörenberg ausmündendes Tal, das über den Wokuhl-See, an Kashagen und Kempendorf vorbei über den Kleinen und Großen See bei Büche auf Marienfließ zu verläuft.

Von besonderem Interesse sind in diesem Gebiet auch einzelne langgestreckte Os-Züge, vielfach von lang hinziehenden

Osräben begleitet, die zum Teil KEILHACK als erster genauer beschrieb¹⁾. Die bedeutendsten und längsten derselben sind bekanntlich der sog. Jakobshagener und der Goldbeck-Stolzenhagener Os. Ihr Verlauf ist im allgemeinen durch KEILHACK mehrfach geschildert und zum Teil auch bereits durch die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme in dieser Gegend, durch KORN und PICARD im Einzelnen festgelegt und studiert²⁾. Ergänzend zu den bisherigen Feststellungen mag bezüglich des Verlaufes des Stolzenhagener Oses bemerkt werden, daß dieser nach KEILHACK am Großen Zirke-See südlich Stolzenhagen endende Oszug sich an der Westseite des genannten Sees teilt und teils nach NO. auf Jakobsdorf-Butow zu, teils nach S. auf Ravenstein zu weiter verläuft und über Ravenstein hinaus bis zum Rande des Ihnatales bei Vorwerk Robenthal reicht. Der nord-östliche Arm biegt wenig östlich der Schule von Alt-Heide ab, überschreitet den Krebsbach, bildet die Höhenrücken am Sign. 83,7 östlich des Kleinen Zirke-Sees und den Woppenberg bei Jacobsdorf, beiderseits begleitet von Alluvionen, und setzt sich in der Rinne des Jakobsdorfer Sees, des Kirchen-Sees und des Blatt-Sees bis zum Tal der Gestohlenen Ihna am Ostrande des Butower Holzes fort. Zwischen den genannten Seen oder ihnen seitlich angelagert liegen kleine Osrücken. — Die nach S. streichende Fortsetzung des Stolzenhagener Oszuges verläuft längs des Weges Stolzenhagen-Ravenstein zwischen diesem und dem sich südlich an den Großen Zirke-See anschließenden großen Torfbruch an Vw. Ravenstein vorbei auf Ravenstein zu und von da über die Höhen an Vw. Lanzhof vorüber bis zum Vw. Robental. Auf der Ostseite begleiten die Rinnen des Ravensteiner Sees und die sich südlich anschließenden Alluvionen diesen Zug, und auch auf seiner West-

¹⁾ cf. l. c. S. 207. Ferner: Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland. Dieses Jb. f. 1896, XVII, S. 184—186, und ebenda für 1897, XVIII, S. 107, sowie die Abbildungen der Feuerberge bei Stolzenhagen in F. WAHNSCHAFFE: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909. Beilage XIV u. XV, 1.

²⁾ Vergl. E. PICARD: Über die wissenschaftl. Resultate der Aufnahmen auf Bl. Schönebeck in Pommern. Dieses Jahrbuch f. 1904, XXV, S. 766.

seite zieht eine Kette kleinerer Senken ihm parallel bis zum Ihnatal hin.

Auch der Jakobshagener Os, der wenig nördlich Stolzenhagen in den Feuerbergen enden soll, setzt sich von hier nach NO. zu noch fort durch das Butower Holz längs des Feuerbaches bis zum Eisenbruch hin und reicht so ebenfalls ungefähr bis zum Tal der Gestohlenen Ihna.

Aber auch südlich des Stolzenhagener Oses treten noch ähnliche Oszüge auf. Ihm ungefähr parallel, ebenfalls in NNW.-SSO.-Richtung, verläuft auf Arnswalde zu eine weitere von Oshügeln und -rücken begleitete Niederung, die weit im NW. um Pegelow-Pansin beginnt und über Brüsewitz, Klein- und Groß-Schlatikow, an Zachan und Schwanenbeck vorbeizieht und, das Ihnatal nördlich Schlagenthin kreuzend, bis in die Gegend der Arnswalder Stadtziegelei zieht. Von hier setzt sie an Vw. Neu-Schulzendorf vorüber, bis gegen Gut Schulzendorf hin fort. Vom Südrande des Blattes Marienfließ verläuft dieses Ostal durch das langgestreckte Bruch von Klein-Schlatikow auf Zachan zu und sodann im Tale des Krebsbaches und der von Schwanenbeck an ihm parallel ziehenden Alluvionen bis zum Rande des Ihnatales. Als Oser begleiten dieses Tal oder liegen in ihm der Eichberg südlich Klein-Schlatikow, kleine rückenartige Erhebungen im Bruch westlich Groß-Schlatikow, sowie die zugartig sich folgenden Höhen auf der Westseite des Krebsbaches, die von Zachan an am Rande des Zachaner Buchwaldes und zwischen Schwanenbeck und der Schwanenbecker Mühle hindurch bis zum Ihnatal streichen. Südlich dieses Flußtales gehören diesem Oszuge an der Galgenberg nördlich Schlagenthin, die bewaldeten, beiderseits von Alluvionen und kleinen Rinnenseen begleiteten Höhen zwischen Schlagenthin und Stolzenfelde mit dem Eichberg, die kuppigen Rücken an den Gersdorfer Seen und am Schützen-See bei Vw. Neu-Schulzendorf, sowie die nach SO. zu folgenden Höhen bis gegen Schulzendorf hin. Vielleicht sogar setzt sich diese Oserbildung von hier noch am Stävenitztal entlang bis unmittelbar an die Endmoräne bei Rietzig hin fort in den sandigen Rücken zwischen dem Stäbenitz- und dem Stävenitzfließ und in den Höhen am Wege Helpe-Rietzig und östlich des Dorfes



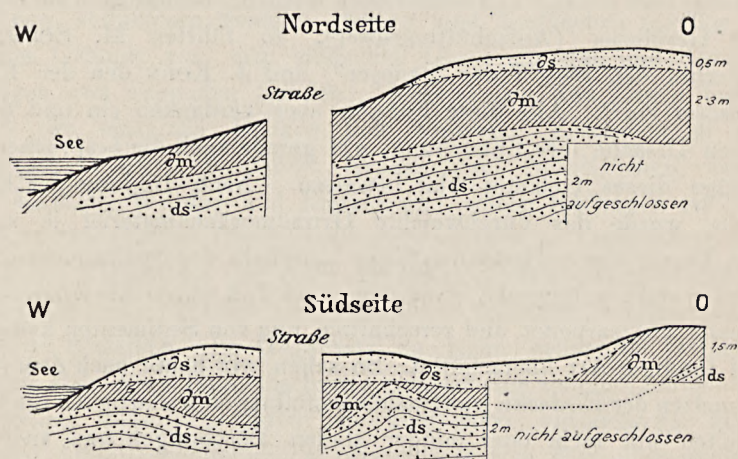
Rietzig bis zum Amts-See. Mit diesem Zug in Zusammenhang stehen sodann wohl noch die Talbildungen um Karlsburg und die Sand- und Kiesablagerungen bei Radun.

Noch südlicher als dieser soeben beschriebene sog. Zachaner Oszug wurden sodann südlich des Ortes Petznick weitere Osbildungen festgestellt, die im Zuge des Igelpfuhles, des Plage-Sees und des Glambeck-Sees bei Schönwerder liegen. Nach NW. zu liegt ihre Fortsetzung wahrscheinlich in den lang hinstreichenden Rücken, die zwischen Linde und Brallentin hindurch gegen das Ihnatal bei Repplin streichen und nördlich der Ihna an Suckow und Schöneberg vorbei bis in die Gegend von Treptow reichen.

Bezüglich der zeitlichen Entstehung dieser verschiedenen, in ihrem Verlauf soeben beschriebenen Täler und Oszüge im Hinterlande der Endmoräne ist wohl anzunehmen, daß die zumeist ungefähr W.-O. verlaufenden, heute gleichmäßig nach W. entwässernden Haupttäler der Gestohlenen Ihna, der Ihna, der Faulen Ihna und der Plöne ihrer Anlage nach älter als jene Osttäler sind und bereits Abflußrinnen der heranrückenden letzten Vereisung darstellen, zum Teil aber auch dem Lauf der subglazial zirkulierenden Wasser des letzten Inlandeises dienten. Dafür spricht auch der Umstand, daß sich fast überall der Obere Geschiebemergel in diese Täler hineinlegt und sie auskleidet¹⁾. Ihrem Laufe folgte zunächst die einstige Entwässerung dieses Gebietes und führte die Wasser, dem natürlichen Gefälle entsprechend, westwärts; erst als das vorrückende letzte Inlandeis diese Täler bis zum Grunde füllte und immer mehr ihre Wasser nach O. zu aufstaute, entwickelten sich daraus subglaziale Rinnen, die die unter dem Eise zirkulierenden Wasser dem Gletscherrande zuführten, dem sie dann durch Gletschertore entströmten, um vor der Endmoräne den Sand aufzuschütten und in den oben im einzelnen beschriebenen Schmelzwasser-rinnen sich durch die vorgeschütteten Sandmassen ihren endlichen Abfluß zu schaffen. Dem natürlichen Gefälle im Hinterlande der

¹⁾ Bezeichnende Profile dieser Art bilden beispielsweise die Aufschlüsse in der großen Sandgrube bei Schneidersberg am Ostende des Klücken-See bei Arnswalde, am Rande der Klücken-Seenrinne, die hier deshalb nebenstehend wiedergegeben seien.

Endmoräne entsprechend, dienen sie sodann seit dem Verschwinden des Eises aus diesen Gegenden heute wieder der Entwässerung dieses Gebietes nach Westen zu. Im Laufe der Zeit nahm ihre Wasserführung bedeutend ab; die hochgehenden, mit Sedimenten beladenen Fluten schufen Terrassen und setzten sandige, feinsandige und tonige Talbildungen ab, wie z. B. im Tal der Faulen Ihna um Alt-Schönfeld und südlich Sammenthin, im Stübenitztal bei Arnswalde und im Tal der Ihna um Reetz und nördlich Pammin, Stolzenfelde und Schlagenthin.



Jene anderen, meist weit schmalern und fast durchweg von Osern begleiteten Täler verlaufen unter sich parallel in NNW.-SSO.-Richtung. Sie kreuzen, unbeirrt in ihrem Verlauf, jene älteren Täler und enden zumeist da, wo die Grundmoränen-ebene nach der Endmoräne zu durch die sog. bewegte Grundmoränenlandschaft abgelöst wird. Sie sind entschieden jüngeren Alters als jene Haupttäler und verdanken Spaltenbildungen der Inland-eisdecke ihre Entstehung. Auch sie dienten selbstverständlich der Wasserzirkulation in und unter dem Eise und führten ihre Schmelzwasser dem Eisrande zu, aber in ihren orographischen Formen, mit ihren Osbildungen und mit ihrer geringen Eintiefung in die diluviale Oberfläche nehmen sie jenen Tälern gegenüber deutlich eine sekundäre Stellung ein. Sie zeigen heute nirgendwo ein einheitliches Gefälle;

sie erscheinen als eine Reihe vielfach in doppelter Anordnung sich folgender Becken und Rinnen, die durch kleine Sättel geschieden sind. Zwischen ihnen oder ihnen angelagert erscheinen die Wallberge. Wo sie heute zu den vorerwähnten älteren Haupttälern entwässern, erfolgt dies durchweg in Form schmaler Erosionsrinnen, sie zeigen also jenen gegenüber die Form epigenetischer Täler. Die Art ihrer Entstehung und der Bildung der Oser ist ja seit RUSSEL's Beobachtungen am Malaspinagletscher in Alaska bekannt und anerkannt¹⁾. Die verschiedenartigen Formen der Oser nach ihrer Entstehung sind studiert und beschrieben worden. Kannte man zunächst nur Gerölloser (Aufschüttungsoser), so führten M. SCHMIDT weiterhin den Begriff der Stauoser²⁾ und J. KORN den der Erosionsosser ein³⁾. Alle diese Formen aber verdanken ein und derselben Ursache ihre Entstehung, wie gerade auch die besprochenen Oszüge dieses Gebietes klar beweisen. Nach Bildung der Eispalte wurde das durchweichte Grundmoränenmaterial je nach dem Druck des auflastenden Eises innerhalb der Spalte mehr oder minder stark aufgepreßt, ganz oder zum Teil durch die kreisenden Wasser aufgearbeitet und zerschnitten und von Sedimenten kiesiger und sandiger Art überschüttet. So sehen wir heute nach dem Abschmelzen der Eisdecke jene Spaltenausfüllungen wallartig als Rücken erhalten mit mehr oder minder steilen Böschungen und vielfach begleitet von sogenannten Osgräben, die der späteren Wasserzirkulation an den Rücken entlang ihre Entstehung verdanken. Viele der hiesigen Oser zeigen in Querschnitten deutliche horizontale Lagerung der Sand- und Geröllschichten (Aufschlüsse an der Chaussee Kempendorf-Jakobshagen), andere wiederum zeigen im Liegenden Einpressungen von Geschiebemergel und mehr oder minder deutliche Sattelschichtung der aufgeschütteten Bildungen (Grube am Saatziger Berg bei Jakobshagen), und wieder andere

¹⁾ Vergl. den Vortrag KEILHACK's, in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. LI, 1899, P. S. 21-22.

²⁾ Vergl. M. SCHMIDT: Über Wallberge auf Blatt Naugard. Dieses Jahrb. f. 1900, XXI, S. 81.

³⁾ Vergl. J. KORN: Über Oser bei Schönlanke. Dieses Jahrb. f. 1908, XXIX, S. 537.

zeigen unter dem aufgepreßten Geschiebemergel noch Kerne aufgepreßter liegender Sande (z. B. um Neu-Schulzendorf und bei Rietzig). Noch andere Formen, wie beispielsweise südlich von Ravenstein und um Zachan-Schwänenbeck sind typische Erosionsosser.

Was endlich das Grundmoränengebiet selbst anlangt, so ebnet sich dasselbe mit wachsender Entfernung vom Eisrande nach W. zu immer mehr ein und wird zur Grundmoränenebene, doch fehlen hier diesem Gebiete jene weiter im N. und NW. so weit verbreiteten Formen der Drumlinlandschaft. Im unmittelbaren Hinterlande der Endmoräne herrscht dagegen ein kuppiges, von zahlreichen abflußlosen Senken, Rinnen und Torfflächen regellos erfülltes Gelände vor, mit vielfachen Durchragungen und Kernbildungen von liegenden Sanden, Mergelsanden und Tonen innerhalb der einzelnen Rücken und Kuppen. Besonders in der Gegend zwischen Schönfeld, Kranzin und Neu-Klücken, sowie um Raakow, Wardin und Rietzig sind solche Bildungen im Liegenden des Oberen Geschiebemergels vielfach zu beobachten, und auch die Einschnitte der Bahn Arnswalde-Callies zeigen, zwischen den Haltestellen Wardin und Zühlsdorf besonders, vielerorts Anschnitte derselben. Im Gegensatz zu jenen genannten Gebieten zeigen aber diese Bahneinschnitte zumeist eine ziemlich horizontale Lagerung dieser Schichten; sie sind daher vielleicht gar keine älteren Oberflächenbildungen, die später vom Eise überschritten wurden, zumal sie auch keine tiefgehende Entkalkung zeigen, sondern sind dem Oberen Geschiebemergel gleichaltrige Vorschüttungsgebilde¹⁾.

Weit mehr in der ebenen Grundmoränenlandschaft als in der stark bewegten ist der Obere Geschiebemergel durch Oberen Sand ersetzt, der zum Teil in dünner Decke jenen überlagert. Vereinzelte Aufschlüsse zeigen hier seine, an kleinen Geschieben ziemlich reiche, ungeschichtete Zusammensetzung, doch zeigen sich auch Einlagerungen geschichteter Bänke feinsandiger, sandiger oder kiesiger Art. Tonige Bildungen finden sich in größerer geschlossener Verbreitung zwischen Sammenthin und Alt-Klücken um Hohenbruch

¹⁾ Vergl. K. KEILHACK: Das Profil der Eisenbahnen Arnswalde-Callies usw. Dieses Jahrb. f. 1893, XIV, S. 193.

und Vorwerk Neu-Schönfeld. Die Aufschlüsse der Johannenger Ziegelei, in denen er zum Teil unter Torf lagert, zeigen sein bändertonartige Lagerung in dünnen horizontalen Bänken. Im Ausgehenden bildet sein Liegendes Oberer Sand oder Oberer Geschiebemergel.

Unter den alluvialen Bildungen der Arnswalder Gegend herrscht der Torf vor, der zumeist Flachmoortorf und zwar Bruchwaldtorf ist. An den Talhängen zieht er sich an vielen Stellen als Gehängetorf weit hinauf; Quellmoorbildungen treten mancherorts im Tal der Faulen Ihna zwischen Hohenwalde und Billerbeck, sowie zwischen Sammenthin und Alt- und Neu-Libbehne auf, wo sie rundliche oder ovale 2—3 m hohe Kuppen bilden, sowie im Tale des Stübenitzfließes bei Springwerder und westlich Wardin. — Zwischenmoorbildung mit spärlichem Birkenbestand wurde nur innerhalb einzelner rinnenförmiger Senken südlich des Vorwerks Bonin bei Schönwerder beobachtet.

Wiesenkalk und kalkiger Torf bildet häufig das Liegende des Torfes; besonders mächtige Faulschlamm-Kalkbildungen finden sich um den kaum sicheren Fußes erreichbaren Stawin-See bei Arnswalde, größere Wiesenkalklager bei Kölpin. Raseneisenerz bildet an manchen Orten knollige Ausscheidungen innerhalb der alluvialen Bildungen, wie bei Wardin, bei Alt-Klücken und im Tal der Faulen Ihna.

Die Höhe des Gaz-Berges zwischen Arnswalde und Friederikenfelde endlich ist eine Dünenbildung.

Berlin, den 8. Dezember 1909.

Der Mechanismus der Osning-Faltung.

Von Herrn **Hans Stille** in Hannover.

Hierzu Tafel 22—24 und 6 Textfiguren.

Inhalt.

1. Einleitung.
2. Osning-Profile mit überkipptem Südwestflügel (»Normalprofile«).
3. Die Zone der »Haßberg-Versenkung« in den Osning-Profilen mit überkipptem Südwestflügel.
4. Das Querprofil Detmold-Grotenburg.
5. Ausgleich in der Höhenlage der Osningflügel und Verschwinden der Überkipfung des Südwestflügels mit dessen (relativer) Heraushebung.
6. Ausgleich in der Höhenlage der Osningflügel und Verschwinden der Überkipfung des Südwestflügels unter (relativem) Absinken des Nordostflügels.

1. Einleitung.

Der Teutoburger Wald, der nach Osten und Norden die westfälische Kreidemulde umrahmt, besteht aus zwei Hauptabschnitten, einem südlichen, dem Eggegebirge, in dem das Gebirge nord-südliche Richtung hat, einem nördlichen, in dem die Bergzüge ost-südost-westnordwestlich verlaufen, und den man in Erweiterung eines zunächst nur für einen Teil gebrauchten Namens als Osning bezeichnet. Der Übergang beider Abschnitte vollzieht sich zwischen Horn und der Dörenschlucht im Lippischen Walde.

Der Osning bildet zwischen Detmold und der Ems eine einheitliche Aufwölbung nach einer ununterbrochen zu verfolgenden, ost-südost-westnordwestlich gerichteten Linie, die ich früher¹⁾ als die Osning-Achse bezeichnet habe. Wenn in diesem Sinne aber

¹⁾ H. STILLE, Die tektonischen Verhältnisse des östlichen Vorlandes der südlichen Egge, in Erl. z. Blatt Peckelsheim d. geol. Spezialkarte von Preußen, Lief. 147, S. 44.

der »Osning« geologisch als der Sattel entlang der »Osning-Achse« definiert wird, so ist zwar der morphologische Osning zwischen Detmold und der Ems nur ein Teil, wenn auch der Hauptteil, des »geologischen« Osnings. Der Osning-Sattel klingt nämlich keineswegs bei Detmold, wo der Tentoburger Wald nach Süden, d. h. zur Egge, umbiegt und der morphologische Osning sein Ende findet, aus (vergl. Taf. 22), sondern setzt in südöstlicher Richtung bis hinaus über Herste¹⁾ östlich von Driburg fort. Bis dorthin müssen wir aber in geologischem Sinne den Osning rechnen, mag auch damit, wie wir sehen werden, in seinem südöstlichsten Teile die Kreideformation, die in erster Linie die Morphologie des Osnings zwischen Detmold und der Ems bedingt, keinen Anteil mehr an seinem Aufbau haben, und er nicht mehr, wie in seinem Hauptteile, als hochragende Bergkette verfolgbar sein, sondern jede morphologische Selbständigkeit einbüßen.

Bezugnehmend auf frühere Ausführungen (l. c.) wiederhole ich kurz, daß die Aufwölbung entlang der Osning-Achse, die »Osning-Kette«, die nördliche Randkette eines kleinen Gebirgsbogens, des »Egge-Osning-Bogens«, bildet, dessen zentralere Teile nur im Vorlande des Eggegebirges sichtbar sind, im übrigen aber unter der Kreide Westfalens verhüllt liegen und unter dieser wenig südlich des Osnings zu erwarten sind. Die südlichen Ketten dieses Gesamtbogens sind aber bereits vorcretacischen (jungjurasischen) Alters, denn über sie legt sich an der Egge die Kreide diskordant hinweg, während der Osning erst durch einen jüngeren, u. zw. posteretacischen, zum Teil vielleicht bereits jungeretacischen Faltungsvorgang an die älteren Ketten angegliedert wurde²⁾. Das Gebiet der Osning-Kette blieb, wie wir wenigstens für den größten Teil, in dem Kreide am Aufbau beteiligt ist, mit Sicherheit annehmen müssen, für den übrigen aber wegen des augenfälligen geologischen Zusammenhanges mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit folgern dürfen, ganz oder fast ganz von der präcretacischen

¹⁾ Vergl. Tektonische Übersichtskarte des Egge-Gebirges in den Erläuterungen zu Lief. 147 der geol. Spezialkarte von Preußen usw.

²⁾ H. STILLE, Zonares Wandern der Gebirgsbildung. 2. Jahresbericht des Niedersächs. geolog. Vereins, S. 34 ff.

Faltung unberührt, die weiter südlich zu gewaltigen Auffaltungen entlang den präcretacischen »Achsen« führte, und darauf beruht naturgemäß der fundamentale Unterschied in den Profilen der Egge und denen des Osnings: in den Egge-Profilen liegt die Kreideformation übergreifend über sehr wechselnden, zum Teil stark gestörten älteren Schichten, in den Osnig-Profilen völlig oder fast völlig konkordant über der Juraformation.

Die südlichen Teile des Teutoburger Waldes, nämlich Egge-Gebirge im weiteren Sinne des Wortes und Lippischer Wald, besitzen eine recht erhebliche Breite und dachen sich ganz allmählich zur Münster'schen Tiefebene ab, während der nördliche Teil, der Osnig, nur von geringer Breite ist und dabei aus mehreren schmalen, durch enge Täler getrennten, ziemlich gradlinig verlaufenden, gezackten Bergkämmen besteht. In etwa einer halben Stunde durchkreuzen wir den Osnig im Querpaße von Bielefeld und Brackwede, während zur Durchwanderung des breiten Gebirges im Süden mehrere Stunden erforderlich sind. Es kommt aber in der Breite des Gebirges im Süden die flache Lagerung der Kreideschichten, die dort in entsprechender Breite zu Tage ausgehen, zum Ausdruck, dagegen in der Schmalheit des Osnings im Norden die steile Stellung der Kreide, bei der nur entsprechend schmale Bänder zu Tage treten. Südlich von Altenbeken hat der östliche Randzug des Kreidegebirges, gebildet von den rund 60 m mächtigen, flachlagernden Sandsteinen der Unteren Kreide, eine Breite von mehreren Kilometern, im Norden schrumpft bei steiler Schichtenstellung der Bergzug, den der hier ungleich mächtigere Sandstein bildet, auf wenige hundert Meter zusammen; im Süden verläuft parallel dem Randzuge ein breites Längstal, in dem die Cenomanmergel zu Tage ausgehen, im Norden ist dieses Längstal schmal, trotzdem die Cenomanmergel an Mächtigkeit gewonnen haben. Die flache und ungestörte Lagerung der Kreide im Süden wird aber dadurch erklärlich, daß dort die Gebirgsbildung in der Hauptsache vorcretacisch ist, während die Aufrichtung der Kreide im Norden die nachcretacische Auffaltung veranschaulicht, und so findet die Ungleichzeitigkeit der Faltung im Norden und Süden schon im Wechsel des morphologischen Bildes ihren Ausdruck.

Die großen Verschiedenheiten in den Querprofilen, die wir nun durch den »geologischen« Osnig legen, beruhen namentlich darin, daß einerseits auf gewisse Erstreckung die Kreide fehlt und andererseits die in der Literatur bereits oft erwähnte Überkippung der Schichten des Südwestflügels nicht durchweg vorhanden ist; sie finden aber, wie ich im Folgenden zeigen möchte, ihre einfache Deutung im Wechsel des Betrages der vertikalen Verschiebung der beiden Flügel des Osningsattels gegeneinander.

Ich bemerke nachdrücklich, daß die im Folgenden gebrauchten Ausdrücke »gehoben«, »gesunken« usw. nur relativ zu verstehen sind und in diesem Sinne z. B. unerörtert bleibt, ob die tiefe Lage eines »gesunkenen« Flügels durch Absenkung dieses Flügels oder durch Heraushebung des Gegenflügels erreicht worden ist.

2. Osnig-Profile mit überkipptem Südwestflügel (»Normalprofile«).

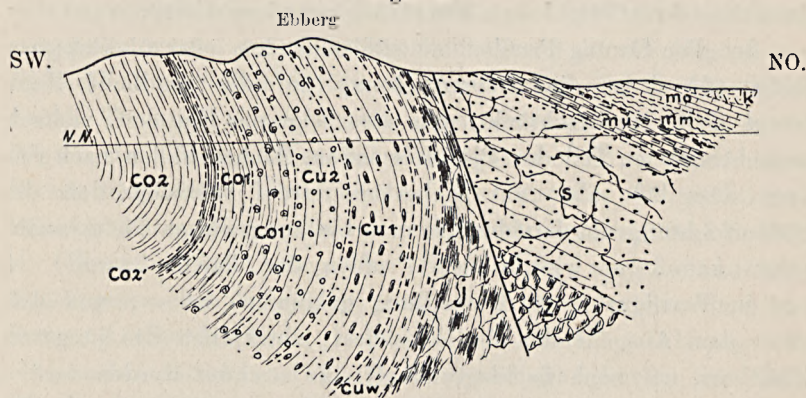
Bald westlich von Detmold beginnt der von hier bis Wellingholzhausen westlich von Borgholzhausen reichende Teil des Gebirges, in dem die Kreideschichten des Südwestflügels steil bis überkippt stehen (vergl. Tafel 22). Diese Überkippung der Schichten hat immer wieder in ganz besonderem Maße die Aufmerksamkeit auf sich gezogen und findet sich dazu auf so weite Erstreckung entlang dem Gebirge, daß man wohl berechtigt ist, das Profil mit überkipptem Südwestflügel geradezu als »Normal-Profil« des Osnings zu bezeichnen.

Das Profil des Ebberges zwischen Örlinghausen und Bielefeld (s. Textfigur 1), das sich durch eine gewisse Einfachheit auszeichnet, mag zunächst das Wesen des »Normal-Profiles« erläutern. Als älteste Formation tritt Röt zu Tage, der flach nach Norden einfällt und regelmäßig vom Muschelkalk überlagert wird, der in der Landschaft zwei deutliche Parallelzüge, denjenigen des Wellenkalkes und denjenigen des Oberen Muschelkalkes, bildet, die durch das Längstal des Mittleren Muschelkalkes getrennt werden. Auf den Muschelkalk legt sich weiterhin der Keuper und endlich der Lias der Herforder Liasmulde, doch lasse ich es bei der teilweisen Überdeckung des Geländes durch Diluvium

dahingestellt, inwieweit noch unbedeutende Verwerfungen aufsetzen mögen.

An den Röt grenzen im Süden Schiefer und Tone des Jura, die weiterhin von Serpulit, Wealden, Neocom, Gault, Cenoman, Turon und Senon überlagert werden. Ein sehr bedeutsamer, auf weiteste Erstreckung am Osning verfolgbare Abbruch, der »Osning-Abbruch«, trennt Röt und Jura, und an ihm hat das Nord-

Figur 1.



Profil durch den Osning in Höhe des Ebberges südöstlich von Bielefeld.

Maßstab ca. 1 : 25000.

Signaturen-Erklärung.

co2 Turonpläner	cuw Wealden (+ Serpulit?)
co2' Mytiloidesmergel	j Brauner Jura
co1 Cenomankalke	k Keuper
co1' Cenomanmergel	mo Oberer Muschelkalk
cu2 Oberer Gault (Flammenmergel + Osninggrünsand)	mm Mittlerer Muschelkalk
cu1 Unterer Gault + Neocom (Os- ningsandstein)	mu Unterer Muschelkalk
	s Buntsandstein
	z Zechstein

gebiet der westfälischen Kreidemulde eine derartig tiefe Absenkung erfahren, daß hier die Kreideschichten vor der Denudation, die sie weiter nördlich beseitigt hat, bewahrt blieben. Im großen und ganzen zeigt der Osning das Bild eines Sattels, aber eines solchen mit derartig tief versenktem Südwestflügel, daß an der Sattelspalte (»Osning-Spalte«) Röt des Nordostflügels und Jura

des Südwestflügels aneinander grenzen. Dabei stehen die Schichten des Südwestflügels überkippt, und zwar fällt der Osningsandstein am Ebberg mit 55° , der Flammenmergel mit 65° nach Norden ein, und auch das gesamte Cenoman, wie der größte Teil des Turons, zeigen noch nördliches Fallen. Ich halte diese Überkipfung für eine Begleiterscheinung des Absinkens des Südwestflügels, und dafür spricht schon, daß sie nur so weit nachweisbar ist, wie der Südwestflügel gegenüber dem Nordostflügel des Sattels gesunken liegt.

In allen Osning-Profilen mit steilstehendem oder überkipptem Südwestflügel ist die Steilaufrichtung auf die randliche Zone (vergl. Tafel 22) beschränkt, und stets zeigt der Emscher, vielfach auch bereits ein Teil der Plänerformation, flaches Fallen nach Süden. Das läßt aber mit Sicherheit darauf schließen, daß die Steilaufrichtung am Kreiderande nur bis zu gewisser Tiefe hinabgehen kann, — wie in den Profilen der Tafeln 23 und 24 und in Textfigur 1 zur Darstellung gekommen ist —, und daß unter dem Ausgehenden des Emschers, namentlich des jüngeren Emschers, nur noch flachlagernde Kreide erwartet werden darf.

Man ist geneigt, anzunehmen, daß bei der Aufwölbung des Osnings der Druck vorwiegend von Süden¹⁾, von der »Rheinischen Masse« her, zur Geltung kam und dort also das »Rückland« des Osning-Bogens lag; es sank die Region der Kreideschichten mit dem Südwestflügel des Osnings, dem »inneren« Flügel, in die Tiefe unter Fortdauer des tangentialen Druckes, und es trat die von E. SUSS im Jahre 1885 im 1. Bande des »Antlitz der Erde«, S. 181 als »Rückfaltung« bezeichnete Form der Gebirgsbildung ein. Auch SUSS hat bereits vermutet (l. c. S. 182), daß es sich am Südrande des Teutoburger Waldes um »Rückfaltung« im damaligen Sinne des Wortes handelt.

¹⁾ Die mesozoisch-känozoische Faltung der deutschen Mittelgebirge ist eine »Rahmenfaltung« im Sinne von E. SUSS, bei der, wie Verf. annehmen möchte, in den gesunkenen Feldern die Faltung wie zwischen Schraubstöcken, um einen Ausdruck ELIE DE BAUMONT's zu gebrauchen, erfolgte. Eine solche Faltung größerer Bezirke unter zweiseitigem Drucke schließt aber nicht aus, daß in gewissen Teilen, speziell in der Nähe der Rahmen, ein einseitiger Druck, in unserem Falle ein solcher von der Rheinischen Masse her, vorwiegend zur Geltung kam.

Es ist aber ferner schon aus dem Einschließen der jüngeren Schichtkomplexe unter die älteren entlang der Osning-Spalte zu folgern, daß nicht nur eine Überkipfung der Schichten im Südwestflügel, sondern auch eine Unterschiebung dieses Flügels unter den Nordostflügel bezw. eine Überschiebung des Nordostflügels über den Südwestflügel eintrat und damit die »Osning-Spalte« zur »Osning-Überschiebung« wurde. Darauf scheint auch das von DUNKER¹⁾ veröffentlichte Profil des Schürfstollens der Zeche »Eintracht« bei Gräfinhagen hinzuweisen, und damit deckt sich ferner, daß, wie mir von Herrn cand. geol. BURRE²⁾ freundlichst mitgeteilt wurde, bei einer Brunnenbohrung in der Gegend von Bielefeld unter dem Röt nach Durchsinken der Osning-Spalte dunkle Tone der Juraformation angetroffen wurden. Eine in der Region der Osning-Achse bei Wistinghausen in einwandfreier Weise festgestellte Überschiebung des Röt über die gesunkenen Plänerschichten wird weiter unten behandelt werden (vergl. S. 368).

Wenn ich am Osning von »Rückfaltung« spreche und auch früher gesprochen habe³⁾, so verstehe ich darunter im Sinne von SUESS, Antlitz der Erde, 1. Band 1885, die Überfaltung des sinkenden Rücklandes. Ganz neuerdings (Antlitz der Erde, III. Band, 2. Hälfte, 1909, S. 37) hat SUESS allerdings für derartige Erscheinungen, so auch für die bekannte Hohnsteiner Überschiebung Sachsens, den Ausdruck »Rückfaltung« zurückgezogen und ihn der »Gegenwirkung von Vorfaltung« vorbehalten.

Ich sagte oben, daß ich in der vorliegenden Arbeit die Begriffe »gehoben«, »gesunken« nur in relativem Sinne gebrauche. Im gleichen Sinne spreche ich von Osning-»Überschiebung« und lasse zunächst unerörtert, ob der Südwestflügel unter den Nordostflügel unterschoben oder der Nordostflügel auf den Südwestflügel

¹⁾ DUNKER, Norddeutsche Wealdenbildungen, 1846, S. XXV und Taf. XXI, Prof. II.

²⁾ Herr BURRE wird demnächst darüber ausführlicher berichten.

³⁾ H. STILLE, Der geologische Bau des Weserberglandes, in Bd. 24 von »Land und Leute«, Monographien zur Erdkunde, herausgegeben von A. SCOBEL, 1909, S. 11. — Ders., Osning-Profil. 2. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Vereins, 1909, S. XII.

überschoben wurde oder endlich beide in Bewegung waren. Nur der Zustand, daß entlang dem Osnung-Abbruche älteres über jüngerem liegt, soll zum Ausdruck kommen.

An der Hand des Ebberge-Profiles (siehe Textfigur 1) verweise ich kurz auf die Orographie der Kreideschichten des Osnings. Wir erkennen bei regelmäßiger Entwicklung des Profiles vier weithin fortstreichende Käme, gebildet vom Osningsandstein, Flammenmergel, Cenomanpläner und Turonpläner; zwischen diesen verlaufen die durch mürbe Schichten gebildeten Längstäler, nämlich zwischen dem Osningsandstein und Flammenmergel das nur schmale Längstal des Osnunggrünsandes, zwischen dem Flammenmergel und dem höheren Cenoman das breitere Längstal der Cenomanmergel und an der Basis des Turons das schmale Längstal der Mytiloideszone, das zwar vielfach wenig deutlich ausgebildet ist.

Daß am Ebberge und weithin südöstlich und nordwestlich der Jura in gleicher Weise, wie die Kreide, von der Aufrichtung ergriffen worden ist und zwischen Jura und Kreide annähernd Konkordanz herrscht, ist der Ausdruck der geringen Wirkung der vorcretacischen Gebirgsbildung in diesen Teilen des Teutoburger Waldes. Immerhin dürfte eine gewisse Heraushebung auch dieser Gebiete bereits vor Ablagerung der Kreide erfolgt und damit die Denudation des Weißen Jura, soweit solcher überhaupt zur Ablagerung gekommen war, vor Ablagerung des Serpultit und Wealden ermöglicht worden sein.

Das am Ebberge beobachtete einfache Osnung-Profil mit überkipptem Südwestflügel kompliziert sich nun in anderen Teilen des Osnings z. B. dadurch, daß auch am Südwestflügel noch etwas Trias erscheint oder sich der Abbruch zwischen Trias und Kreide mit mehreren Staffeln vollzieht; ersteren Fall mag das Profil von Borgholzhausen (s. Tafel 24, Fig. 1) veranschaulichen, dem zum Teil die Feststellungen des Herrn Bergreferendar v. d. BRINCKEN, zum Teil diejenigen des Verfassers zugrunde liegen. Borgholzhausen liegt an einem bemerkenswerten Querbruche (vergl. Tafel 22), an dem der gesamte Osnung um 1—2 km nach Norden verrückt ist und auch die

Osning-Achse absetzt. Südöstlich von Borgholzhausen gehören die Wellenkalkschichten des Riesberges dem Nordflügel des Osning-Sattels an und fallen dementsprechend einigermaßen flach nach Norden ein. Unter ihnen erscheint am Südfuße des Berges der Röt, der den Untergrund einer hier etwa 100 m breiten, nach Borgholzhausen sich erweiternden Niederung bildet. Auch nach Süden legen sich Wellenkalkschichten auf den Röt, so daß ein Sattel erkennbar wird, der im Kerne aus Röt, auf beiden Flügeln aus Muschelkalkschichten besteht. Aber im Gegensatze zum Nordostflügel ist der Muschelkalk des Südwestflügels steil aufgerichtet, und wir finden auch hier die nur wenig Ausnahmen zeigende Regel bestätigt, daß die Steilaufrichtung der Schichten am Osning einzusetzen pflegt, sobald die Sattelachse überschritten ist. Jenseits des Wellenkalkes des Südwestflügels folgen dann die tiefversenkten und dabei steilstehenden bis etwas überkippten Jura- und Kreideschichten.

Staffelförmiges Absinken des Südwestflügels bildet am Osning geradezu die Regel. Die Staffeln erscheinen als schmale Streifen von Muschelkalk, Keuper oder Jura, die sich zwischen die Schichten des Nordostflügels und die Kreide des Südwestflügels einschieben, und oft sind drei oder vier durch Bruchlinien von einander getrennte Staffeln nachweisbar. Einen einfachen Fall staffelförmigen Absinkens zeigt das Gräfinhagener Profil (siehe Tafel 23, Fig. 1), in dem sich zwischen den Röt des Nordostflügels und den von Wealden (mit geringer Zwischenschaltung von Serpunit?) überlagerten Dogger des Südwestflügels über Tage schmale Streifen von steilstehendem Trochitenkalk und Mittlerem Keuper einschieben.

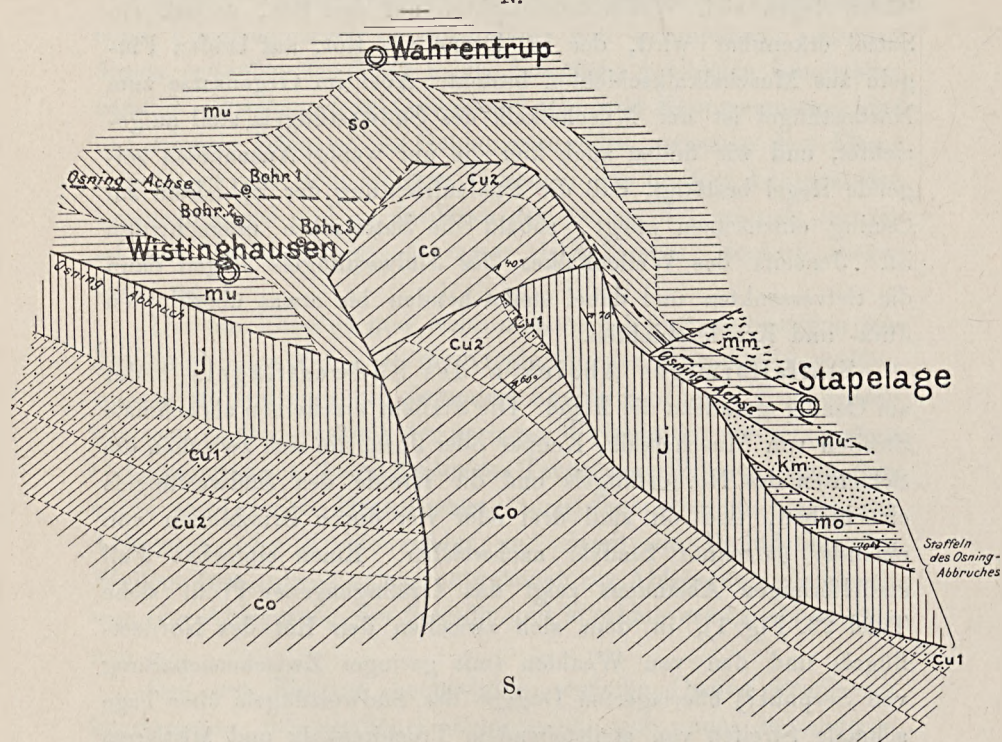
Die Osning-Achse, d. h. die Linie jeweilig höchster Schichtenheraushebung entlang dem Osning, fällt am Ebberg und bei Gräfinhagen mit dem Osning-Abbruche zusammen, während sie bei Borgholzhausen etwas nördlich davon verläuft.

In der Gegend von Bielefeld liegt eine Abweichung vom normalen Profile darin, daß der weiter südöstlich nur schmale und dabei steilstehende Jurastreifen des Südwestflügels sich stark verbreitert und in ihm die Schichten ziemlich flach liegen, wie z. B. die Auf-

schlüsse der Ziegelei Bethel, des altbekannten Fundpunktes von Versteinerungen der Parkinsonzone, zeigen; erst nahe dem transgredierenden und überkippt liegenden Serpulit werden auch die Juraschichten in die Steilaufrichtung hineingezogen. Der Jura von

Figur 2.

N.



Geologische Skizze des Osnings bei Stapelage—Wistinghausen.

Maßstab 1 : 25 000.

Signaturen-Erklärung.

- co Obere Kreide (Plänerformation)
- cu2 Oberer Gault (Flammenmergel + Osnunggrünsand)
- cu1 Unterer Gault + Neocom (Osningsandstein)
- j Dogger und Lias
- km Mittlerer Keuper
- mo Oberer Muschelkalk
- mm Mittlerer Muschelkalk
- mu Unterer Muschelkalk.

Bethel grenzt nach Norden mit der Osning-Spalte an den Röt des Nordostflügels und verschwindet nach Westen unter dem Neocom und Gault des Kahleberges; die Kreide des Kahleberges und der Betheler Jura bieten den seltenen Fall einer kleinen Spezialantiklinale im Bereiche der gesunkenen Schichten des Südwestflügels, und im Zusammenhange damit setzt die Steilaufrichtung am Südwestflügel erst in einiger Entfernung von der Osning-Achse ein.

Um ein Beispiel dafür zu geben, daß in der Region des Osnings mit überkipptem Südwestflügel recht komplizierte und abweichende Lagerungsverhältnisse infolge mehr lokaler Störungen auftreten können, sei auf die Gegend westlich von Stapelage zwischen Detmold und Örlinghausen (siehe Textfigur 2) verwiesen. Bei Wistinghausen liegt die Osning-Achse inmitten eines Röt-sattels, bei Stapelage in horstartig aufgepreßten Wellenkalkschichten; dazwischen springt die überkippte Kreide in die Region der Achse im Zusammenhange mit einem nord-südlich gerichteten »Querbruche« vor, der bei Wahrentrup, soweit bei der teilweisen Überdeckung mit quartären Bildungen ein Urteil möglich ist, in den »Osning-Abbruch« einlenkt, während weiter südlich Röt, Jura und Untere Kreide in das Fortstreichen der Plänerformation gelangen. In der am tiefsten gesunkenen Scholle des Kreidevorsprungs, nämlich an der äußersten Spitze, grenzen der überkippte Gault und die Plänerformation unmittelbar an Röt an, während sich südöstlich davon eine Zwischenstaffel von Juratonen und weiterhin außer dieser noch Staffeln von Muschelkalk und Keuper zwischen die Untere Kreide des Südflügels und die Osning-Achse einschieben.

Bei Wistinghausen sind nun neuerdings drei flache Bohrungen niedergebracht worden, die nachfolgende Schichten durchsunken haben, wie die mir von Herrn Bergingenieur SCHLÜTER freundlichst zur Verfügung gestellten Bohrproben zeigen.

Bohrung Wistinghausen 1.

bis 10,50 m Diluvium,
bis 74,40 » Röt,
bis 93,80 » Plänerformation.

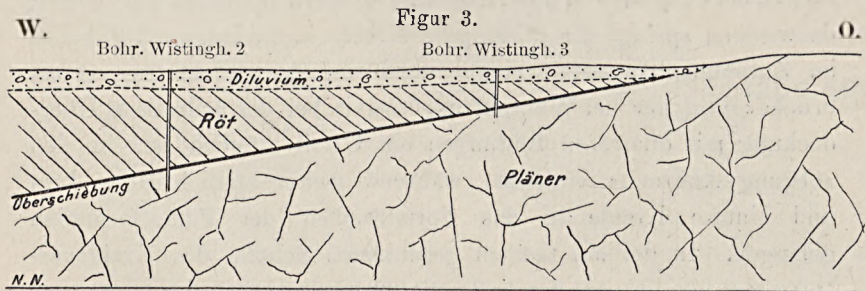
Bohrung Wistinghausen 2.

bis 23,40 m Diluvium,
bis 80,30 » Röt,
bis 97,45 » Plänerformation.

Bohrung Wistinghausen 3.
 bis 11,50 m Diluvium,
 bis 34,70 » Röt,
 bis 40,70 » Plänerformation.

In allen drei Bohrungen ist unter dem Röt also die Plänerformation angetroffen, d. h. eine Überschiebung durchfahren worden; unter Benutzung des KÜHN'schen Schichtweisers¹⁾ ergibt sich für die Überschiebung ein Streichen in N. 25° O. und ein Fallen nach W. 25¹/₂° N. unter 80'. Das Profil der Textfigur 3 ist durch die Bohrungen 2 und 3 gelegt und veranschaulicht das flache Einfallen der Überschiebungskluft.

Der entlang der Osning-Achse aufgewölbte Röt von Wistinghausen ist also mit einer ganz flachen Kluft,



Überschiebung von Röt über Pläner bei Wistinghausen.

Maßstab ca. 1:5000.

die im geologischen Oberflächenbilde als Querbruch erscheint, auf das angrenzende Kreidegebirge überschoben.

Wir haben ein neues und besonders typisches Beispiel dafür, daß bei der Entstehung der deutschen Mittelgebirge und der damit verbundenen Zerstückelung des Untergrundes neben der Vertikalverschiebung die mehr horizontale Bewegung der Schollen eine weit größere Rolle gespielt hat, als man ohne Kenntnis der in den

¹⁾ B. KÜHN, Ein Apparat zur Veranschaulichung der Lage geologischer Schichten im Raume und zur Lösung hierauf bezüglicher Aufgaben der praktischen Geologie. Zeitschr. f. prakt. Geologie 1909, S. 325 ff.

letzten Jahrzehnten durch Schächte und Bohrungen geschaffenen Tiefenaufschlüsse annehmen konnte.

Es ist aber sehr wohl möglich, daß nicht nur bei Wistinghausen die Überschiebungskluft mit wenigen Graden einfällt, sondern daß überhaupt ihre Neigung weit flacher ist, als in den Profilen der Tafeln 23 und 24 und in den Textfiguren 1 und 5 zur Darstellung kommt.

3. Die Zone der »Haßberg-Versenkung« in den Osnung-Profilen mit überkipptem Südwestflügel.

Am Nordostflügel des Osningsattels, und zwar im allgemeinen im Bezirke des Muschelkalkes, finden sich auf derjenigen Erstreckung, in welcher der Südwestflügel steil aufgerichtet bis überkippt steht, vielfach schmale, im Streichen verlaufende Grabenversenkungen, erfüllt mit Schichten des Juras und Keupers, gelegentlich auch mit Muschelkalkschichten jüngeren Alters, als bei ungestörten Lagerungsverhältnissen zu erwarten wäre. Sie ordnen sich zu einer am Osnung aus der Detmolder Gegend bis über Borgholzhausen verfolgbareren Einbruchszone, die ich nach dem altbekannten und in diese Zone gehörigen Weißjura-Vorkommen des Haßberges zwischen Bielefeld und Werther als die »Haßberg-Versenkung« bezeichne. Von den Teilstücken der »Haßberg-Versenkung« hebe ich folgende hervor:

Heßkamp bei Stapelage. Posidonienschiefer und Keuper finden sich in einer mindestens 500 m breiten Partie inmitten von Muschelkalk des Nordostflügels. Die Posidonienschiefer sind in der Ziegelei Heßkamp aufgeschlossen; nach Norden grenzt an sie mit streichender Verwerfung Gipskeuper, an diesen mit streichender Verwerfung Mittlerer und Unterer Muschelkalk, auf kurze Erstreckung auch Oberer Muschelkalk, der eine Randstaffel zwischen Keuper und Mittlerem Muschelkalk bildet. Hier liegt also ein dreifach gestaffelter Einbruch vor.

Wahrentrup. Eingeklemmt zwischen Schichten des Unteren und Mittleren Muschelkalkes verläuft in streichender Richtung ein ca. 100 m breiter Graben dunkler Liastone. An einer

Stelle liegen Schollen von Rät und Oberem Muschelkalk am Grabenrande.

Nordöstlich von Örlinghausen. Posidonienschiefer treten am Nordostflügel des Osningsattels in Wasserrinnen usw. zu Tage und bilden einen schmalen Streifen im Mittleren Muschelkalk.

Südlich von Ubbedissen. Keuper liegt eingebrochen im Muschelkalk des Nordflügels.

Sieker bei Bielefeld. Die zuerst von Dr. LANDWEHR-Bielefeld¹⁾ festgestellten Posidonienschiefer bilden eine schmale, dabei mindestens 700 m lange, streichende Grabenversenkung im Muschelkalk.

Brandshof südöstlich Bielefeld. Bunte Keupermergel liegen inmitten von Muschelkalk.

Zwischen Bielefeld und Werther. Die seit langem bekannten Vorkommnisse von Weißem Jura am Haßberge bei Kirchdornberg und am Blotenberge bei Werther bezeichnen die Zone der Versenkungen am Nordflügel des Osningsattels. Die Sandsteine wurden von v. DECHEN als Neocom angegeben; GANTE²⁾ wies aber nach, daß sie zum Weißen Jura (*Cardioceras cordatum* Sow.) gehören.

Südlich Barnhausen bei Borgholzhausen. Ein nach Feststellung des Herrn Bergreferendar v. D. BRINCKEN stellenweise 500 m breiter Komplex von Braunem Jura bildet am Nordflügel des Osningsattels einen streichenden Einbruch im Muschelkalk (s. oberes Profil auf Taf. 24); auch Wealden tritt in diesem Graben auf.

Sundern bei Borgholzhausen. Weißer Jura und Wealden erscheinen in der Fortsetzung des Barnhäuser Einbruches zwischen Unterem und Oberem Muschelkalk.

Die genannten Versenkungen begleiten die Osnig-Achse in durchschnittlich etwa 500 m nördlicher Entfernung.

¹⁾ Fr. LANDWEHR, Über den Einbruch von Juraschichten im Muschelkalkgebiete der Sieker Schweiz. Ravensberger Blätter, 6. Jahrg. Nr. 2, Februar 1906.

²⁾ G. GANTE: Über das Vorkommen des Oberen Jura in der Nähe von Kirchdornberg usw. Dieses Jahrb. f. 1887, S. 3 ff.

An anderer Stelle¹⁾ habe ich den »Faltungs-Gräben« die »Zerrungsgräben« gegenübergestellt, d. h. Einstürze in Klüfte, die augenscheinlich mit Zerrungserscheinungen des Untergrundes zusammenhängen. Als typische Zerrungsgräben erscheinen in diesem Sinne die Versenkungen der Haßberg-Zone (vergl. das Borgholzhäuser Profil auf Tafel 24). Das Gesamtbild des Gebirgsbaues stören sie so wenig, daß z. B. in vielen Fällen die Muschelkalkschichten zu beiden Seiten der Versenkung kaum gegeneinander verschoben sind. Ich glaube die Haßberg-Zone dadurch erklären zu müssen, daß bei oder nach der tiefen Absenkung des Südwestflügels der dem Bruchrande zunächst liegende Teil des Nordostflügels über den weichenden Südwestflügel hinübergezogen wurde und die dadurch verursachte Spannung ihre Auslösung in einem der Abbruchzone parallelen, etwas nördlich von ihr liegenden Rißsysteme fand, in das dann von oben her Schollen jüngeren Gebirges hineinstürzten.

In diesem Sinne wäre also die Haßberg-Versenkung eine Begleit- oder Folgeerscheinung der Absenkung des südwestlichen Osningflügels, und damit deckt sich, daß sie gerade in derjenigen Erstreckung des Gebirges nachgewiesen werden konnte, in der der südwestliche Flügel tief versenkt liegt. Immerhin ist zu bemerken, daß sie auch in dieser Erstreckung, soweit bis heute festgestellt ist, nicht kontinuierlich fortsetzt, sondern Unterbrechungen zu haben scheint; auch das Gräfnhagener Profil auf Tafel 23 ist durch eine Stelle gelegt, an der sich die Haßberg-Versenkung lokal geschlossen hat oder wenigstens bisher nicht nachweisbar war. Ob die Versenkung sich nach der Tiefe etwa in der auf Tafel 24, Fig. 1 angedeuteten Weise schließt, muß dahingestellt bleiben.

4. Das Querprofil Detmold-Grotenburg.

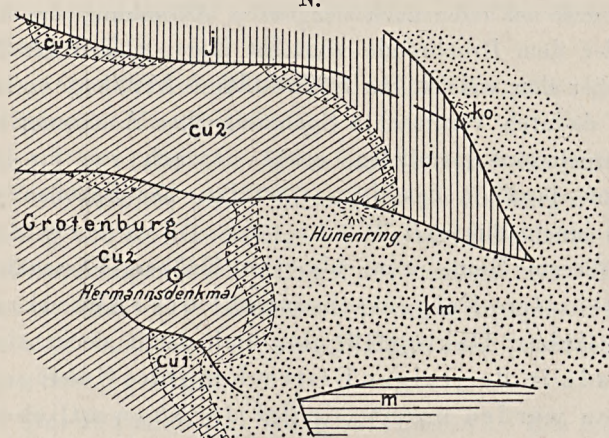
Im tieferen Untergrunde der Stadt Detmold steht die Keuperformation, die flach nordöstlich einfällt. Unter ihr heben sich nach Südwesten die Schichten der Muschelkalkformation heraus, unter

¹⁾ Erl. z. Bl. Peckelsheim, Lief. 147 d. geol. Spezialkarte von Preußen usw., S. 63 u. 64.

denen als Kern eines Sattels der Röt neben der am Fuße der Grotenburg liegenden Zentrale der elektrischen Straßenbahn sichtbar wird. Der Aufbau des Terrains zwischen diesem Röt und dem Keuper von Detmold, das von der Muschelkalkformation eingenommen wird, ist zwar nicht ganz so einfach, wie in dem schematisch gehaltenen Profile auf Tafel 23 dargestellt worden ist, vielmehr sind sowohl einzelne streichende Brüche, wie auch kleinere

Figur 4.

N.



S.

Geologische Skizze der Grotenburg bei Detmold.

Maßstab 1 : 25 000.

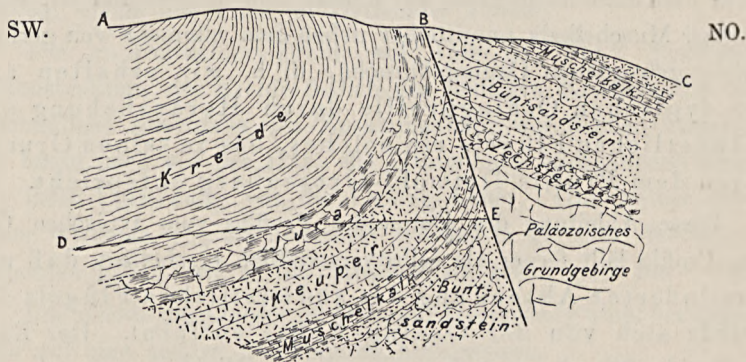
Signaturen-Erklärung.

cu2 Oberer Gault	ko Oberer Keuper
cu1 Unterer Gault und Neocom	km Mittlerer Keuper
j Mittlerer und Unterer Jura	m Muschelkalk

Spezialfaltungen nachweisbar, über die das demnächst erscheinende Blatt Detmold der geologischen Spezialkarte Aufklärung gibt. Die in Rede stehenden Muschelkalkschichten befinden sich in unmittelbarem und über den Hiddeser Berg, Heidenoldendorf, Pivitsheide, Hiddentrup, Hörster Egge, Wahrentrup, Ötenhausen zu verfolgendem Zusammenhange mit den Muschelkalkschichten des nördlichen Osning-Flügels bei Örlinghausen etc.; der Röt neben der

Zentrale der Detmolder Straßenbahn entspricht dem Röt in den oben skizzierten Osning-Profilen und bezeichnet im Querprofile Detmold-Grotenburg die Lage der Osningachse. Nach Süden folgt auf ihn Wellenkalk in zunächst flacher, dann aber steiler und endlich überkippter Lagerung; noch recht flach liegen z. B. an der Zentrale der Detmolder Straßenbahn die tiefsten Gesteine des Muschelkalkes, während die Oolithzone bereits auf dem Kopfe steht und die Zone der Terebratulabänke mit 60° nordwärts fällt, also überkippt liegt. Es grenzen, wie die Spezialkartierung am Nordhange des Berlebeke-Tales zwischen der Zentrale der Straßenbahn und Heiligenkirchen ergeben hat, an den Wellenkalk mit streichen-

Figur 5.



Schema des Verschwindens der Überkipfung der Kreide des südwestlichen Osning-Flügels mit dessen Heraushebung.

dem Bruche höhere Muschelkalkschichten, die gleichfalls steil aufgerichtet bis überkippt liegen, wie für den Oberen Muschelkalk in einer Straße bei »Friedrichshöhe« zu beobachten ist. Ein streichender Bruch trennt wieder den Muschelkalk vom Mittleren Keuper, der mit geringer Unterbrechung bis zum Kreiderande auf der Höhe der Grotenburg (siehe Textfigur 4) reicht. Die Kreide fällt hier flach nach Südwesten ein, und auch der Keuper zeigt schon wenig südwestlich des Muschelkalkes flaches Einfallen.

In der Aufrichtungs- und Überkippungszone, die im Profile Detmold-Grotenburg etwa bei der Zentrale der elektrischen Straßen-

bahn durchsetzt, finden wir die Aufrichtungs- und Überkippungszone des südlichen Osningflügels wieder, und daß am Osning vorwiegend Schichten der Kreide, bei Detmold solche der Muschelkalkformation von der Aufrichtung betroffen sind, ist die einfache Folge der Verminderung des Absenkungsbetrages des Südwestflügels.

Textfig. 5 mag das veranschaulichen. Wir finden in ihr in der Linie A, B, C ein »typisches« Osning-Profil mit der steil aufgerichteten Kreide des Südwestflügels. Denken wir uns nun den Südwestflügel entlang der Osning-Spalte derartig hochgehoben, daß die Linie DE an BC anschließt, und denken wir uns dann den über DE liegenden Teil denudiert, so erhalten wir ein Profil, in dem nun nicht mehr die Kreide steil aufgerichtet ist, wohl aber der Muschelkalk unmittelbar neben dem nunmehr weit geringfügiger gewordenen Osningabbruche, d. h. wir erhalten aus dem typischen Osningprofile durch Heraushebung des südwestlichen Flügels ein solches, das in seinen Grundzügen dem Profile Detmold-Grotenburg entspricht.

Diese Ableitung des Detmolder Profiles vom typischen Osning-Profil läßt ferner als selbstverständlich erscheinen, daß mit verminderter Absenkung des südwestlichen Flügels die Kreide sich von der Osning-Achse entfernt. Der Rand der Kreide fällt aber mit dem Teutoburger Walde zusammen, und somit erhalten wir die naturgemäße Erklärung dafür, daß etwa von Detmold an die Osning-Achse vom Teutoburger Walde abrückt (vergl. Taf. 22).

In unmittelbarem Zusammenhange mit einander stehen also

A. im Detmolder Profile:

1. die geringe Absenkung des Südwestflügels,
2. die Entfernung der Osning-Achse vom Kreiderande (Teutoburger Walde),
3. die flache Lagerung der Kreide,

B. im »typischen« Osning-Profil:

1. die tiefe Absenkung des Südwestflügels,

2. die Lage der Osning-Achse dicht neben der Kreide des Teutoburger Waldes,
3. die Aufrichtung der Kreide.

Wir beobachten, daß in dem Maße, wie sich die Osning-Achse von Detmold an nordwestwärts dem Kreiderande nähert, die Schichten der Kreideformation, und zwar zuerst nur diejenigen der Unteren Kreide, die zunächst der Osning-Achse liegen (Profil in Höhe des Donoper Teiches), dann auch diejenigen des Cenomans und Turons von der Steilaufrichtung ergriffen werden. Die Erklärung liegt, wie wir sahen, in der in genannter Richtung allmählich erfolgenden Zunahme des Absinkens des südlichen Flügels. Die Aufrichtungszone liegt aber stets nahe an der Osning-Achse, sie umfaßt deshalb vorwiegend Kreideschichten am eigentlichen Osning, solche der Trias im Detmolder Profile.

Die im Detmolder Profile auf Tafel 23, Fig 2 geschehene Rekonstruktion der Kreide östlich des heutigen Kreiderandes veranschaulicht gleichfalls den Zusammenhang der flachen Lagerung der heute noch auf der Höhe der Grotenburg vorhandenen Kreide mit ihrer Entfernung von der Osning-Achse. Unmittelbar neben dieser wird sie, ehe sie denudiert wurde, in gleicher Weise steil gestanden haben, wie es der Muschelkalk noch heute tut.

Ich möchte das Querprofil Detmold-Grotenburg nicht verlassen, ohne auf eine andere Erscheinung hinzuweisen.

Die Osning-Achse ist, wie wir hörten, eine Linie vorwiegend bis ausschließlich spät- bis nacheretacischer Aufwölbung, und erst südlich von ihr folgt das Gebiet vorwiegend voreretacischer Faltung, die Region der älteren, bereits im Anfange der Kreidezeit wieder eingeebneten Ketten des Egge-Osning-Bogens. Die Grotenburg liegt nur $1\frac{1}{2}$ —2 km südlich der Osning-Achse, und doch macht sich bereits hier die voreretacische Gebirgsbildung nicht unerheblich bemerkbar. Auf der Höhe der Grotenburg liegt das tiefste Glied der Kreide, der Osningsandstein, flach über Keuperschichten, die dicht unter ihm in Straßenböschungen noch sichtbar sind. Etwas nördlich des Hermannsdenkmals (vergl. Textfigur 4) ist die Kreide mit einem ost-westlichen Bruche, der auch

in dem Profile Detmold-Grotenburg (Tafel 23) noch geschnitten wird, ins Liegende verworfen, und in diesem abgesunkenen Teile bilden Oberer Lias, der etwas unterhalb des »Hünenringes« erschürft wurde, oder Dogger, der am Siechenbache zu Tage tritt, das Liegende der Kreide. Daß aber die flachlagernde Kreide an einer Stelle Mittleren Keuper und unfern davon Oberen Lias überdeckt, ist unter den obwaltenden Verhältnissen nur dadurch erklärlich, daß bereits vor Ablagerung der Kreide der Obere Lias in das Niveau des Mittleren Keupers abgesunken war. Der Querbruch zwischen Lias und Keuper verwirft nördlich des Hermannsdenkmals aber auch die Kreide, und somit ist hier eine zweimalige Verschiebung der Schichten festzustellen, eine erste, die sich vor Ablagerung, eine zweite, die sich nach Ablagerung der Kreide ereignete. Es ist aber bei dieser Sachlage, wie auch in dem Profile auf Tafel 23 zum Ausdrucke kommt, nur natürlich, daß die Kreide um einen weit geringeren Betrag verworfen ist als die sie unterlagernden Schichten, die eine zweimalige Verschiebung erfahren haben. Ich verweise hier auf meine älteren Feststellungen über vor- und posteretacische Verschiebungen an ein und derselben Verwerfung in weiter südlich liegenden Teilen des Teutoburger Waldes.

Gleich südlich der Grotenburg stößt die »Berlebecker Achse« an die Kreide, entlang der die Aufwölbungen zu einem großen Teile bereits vor Ablagerung der Kreide erfolgten. In der Grotenburg haben wir den nordwestlichsten Punkt, an dem südlich der Osning-Achse die Feststellung einer präcretacischen Gebirgsbildung, wenn wir von dem geringen Hinweise auf eine solche an der Osning-Achse selbst (s. oben) absehen, noch möglich ist, während sich im nordwestlichen Fortstreichen diese Gebirgsbildung unter der transgredierenden Kreide der Beobachtung entzieht. Ich habe dem, gestützt auf die Feststellungen an und südlich der Grotenburg, in dem Gräfnhagener Profile auf Tafel 23 in rein schematischer Weise Rechnung getragen. Ich denke mir die Verhältnisse bei Detmold etwa so, daß dort, wo in nachweislich posteretacischer Zeit die Osning-Aufwölbung erfolgte, vor Ablagerung der Kreide, wie weiterhin auch bei Örlinghausen, Bielefeld usw., flachlagernde

jurassische Schichten, vielleicht solche des Doggers oder Oberen Lias, zu Tage traten, während wenig weiter südlich die Kreide über wechselnde Schichten des Juras und der Trias transgredierte. Die heutige Region der Osning-Achse lag damals gesunken gegenüber den südlichen Gebieten und auch schon gegenüber der Grotenburg, wo Keuper zu Tage ausging, und eine Bruchlinie, die mit dieser Absenkung zusammenhing, kreuzt den Hünenring (s. Textfigur 4). In dem Randgebiete des gesunkenen Teiles erfolgte dann nach Ablagerung der Kreide eine derartig hohe Heraushebung der Triasschichten (Osning-Faltung), daß diesen gegenüber heute die Grotenburg als gesunkener Komplex erscheint.

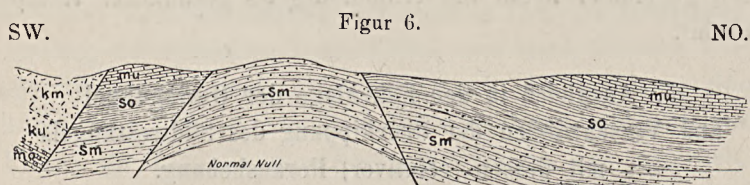
5. Ausgleich in der Höhenlage der Osningflügel und Verschwinden der Überkippung des Südwestflügels mit dessen (relativer) Heraushebung.

Im Profile Detmold-Grotenburg liegt der Südwestflügel des Osningsattels noch gesunken gegenüber dem Nordostflügel, und auch hier ist noch eine Steilaufrichtung der Schichten entlang der Abbruchzone, der Fortsetzung des Osningabbruches, zu beobachten. Immerhin ist der Absenkungsbetrag ein geringer gegenüber der Absenkung des Südwestflügels am eigentlichen Osning, und folgen wir nun der Osning-Achse von Detmold nur noch wenig nach Südosten, so findet ein völliger Ausgleich in der Höhenlage von Südwest- und Nordostflügel statt, nehmen auch die Schichten des Südwestflügels flache Lagerung an und endet die Aufrichtungszone des Osnings.

Wir hatten oben die steile Stellung der Schichten südlich der Osning-Achse auf der Erstreckung Wellingholzhausen-Detmold aus der (relativen) Absenkung des Südwestflügels erklärt; diese Auffassung erhält eine wesentliche Stütze dadurch, daß mit dem Aufhören der Absenkung des Südwestflügels auch die steile Aufrichtung der Schichten südlich der Osning-Achse ihr Ende findet.

Bei Hornoldendorf fällt die Osning-Achse mit dem hercynisch gerichteten Tale der Wiembeke zusammen, an dessen Nordosthänge

der Wellenkalk unter 20—30° nach Nordosten einfällt, während südlich davon hier und da südostwärts gerichtete Wellenkalke aus der Diluvialbedeckung hervorschauen. Bis zum »Senkungsfelde von Horn«, das die Ketten des Egge-Osning-Bogens senkrecht zu ihrem Streichen durchschneidet, liegen Oberer und Mittlerer Muschelkalk in der Sattelachse, während weiter südöstlich in ihr die aus Buntsandstein und unterstem Wellenkalk bestehenden Bellenberg-Vinsebecker Horste¹⁾ folgen. Sie führen zum Himnighauser Rötsattel, in dem sich zwischen Merlsheim und Hermannsborn der Buntsandsteinhorst des Meehberges als entlang



Der Meehberg-Sattel bei Driburg.

Maßstab 1 : 25 000

Signaturen-Erklärung.

km Oberer Keuper	mu Unterer Muschelkalk
ku Unterer Keuper	so Oberer Buntsandstein
mo Oberer Muschelkalk	sm Mittlerer Buntsandstein

der Osning-Achse aufgepreßter Satteln heraushebt (vergl. Textfigur 6). Seine Verbindung mit dem Rötsattel von Herste, mit dem die Osning-Achse ausklingt, ist bereits in den Erläuterungen zu den Blättern der 147. Lieferung der geologischen Spezialkarte von Preußen usw. geschildert worden. Das Ausklingen der Aufwölbung entlang der Osning-Achse geschieht unter allmählich erfolgender Verflachung der Flügel, und im Fortstreichen finden wir endlich flachlagernde, ungefaltete Triastafeln.

Es läßt sich also aus der Gegend von Herste im östlichen Vorlande des Egge-Gebirges zunächst bis nach Detmold eine Aufwölbung der Triasschichten entlang einer nordnordwestlich gerichteten He-

¹⁾ Vergl. Übersichtskarte des Egge-Gebirges in den Erläuterungen zur 147. Lieferung der geol. Spezialkarte von Preußen etc.

bungslinie verfolgen, und in der Linie höchster Aufwölbung ragen mehrfach kleine Horste auf; während aber auf dieser Erstreckung die Flügel der Aufwölbung annähernd symmetrisch gebaut sind, liegt etwa von Heiligenkirchen bei Detmold an der Südwestflügel gesunken gegenüber dem Nordostflügel, und gleichzeitig damit nehmen seine der Abbruchzone benachbarten Schichten steile bis überkippte Stellung ein. Bei Detmold, wo in der Hauptsache triadische Schichten den Südwestflügel bilden, ist die Differenz in der relativen Höhenlage der beiden Flügel noch nicht sonderlich groß. Weiter nordwestwärts nimmt aber der Absenkungsbetrag zu, und als einfache Folge davon gelangen weit jüngere Schichten, solche der Kreideformation, in die Aufrichtungszone südlich der Osnungachse.

Die komplizierten Profile des Osnings bei Örlinghausen und Bielefeld und die einfachen Schichtenkuppeln, die bei Hornoldendor und weiter südsüdöstlich an der Osnung-Achse aufragen, haben auf den ersten Blick kaum etwas miteinander gemein; und doch ist nur in der wechselnden Höhenlage des südwestlichen Flügels des Osningsattels die Verschiedenheit der Profile begründet.

In morphologischem Sinne ist der Osnung der in der Hauptsache durch die Widerstandsfähigkeit der hunderte von Metern mächtigen Kreideschichten bedingte Gebirgswall am Nordrande der westfälischen Kreidemulde; der »geologische« Osnung reicht aber, wie bereits einleitend gesagt und soeben begründet wurde, nach Südosten weit über den morphologischen Osnung hinaus, wenn ihm hier auch das formbildende Element der Kreideschichten fehlt, er damit jede topographische Selbständigkeit verliert und seine Verfolgung in der hügeligen Triaslandschaft nur durch mühsame geologische Untersuchungen möglich ist. Indem auf weitere Erstreckung die wenig widerstandsfähigen Schichten der Rötformation den Kern des Osningsattels bilden, können sogar nordwestlich gerichtete breite Talungen den Verlauf des geologischen Osnung bezeichnen; ich verweise in dieser Hinsicht auf die weite Niederung des Herster Sattels und auf die Geländeeinsenkung entlang dem Himmighäuser Rötsattel.

Wir haben nunmehr die erste Art kennen gelernt, in der im Verlaufe der Osning-Achse ein Ausgleich der Höhenlage von Südwest- und Nordostflügel und damit das Verschwinden der Überkippung des Südwestflügels erreicht wird, nämlich die,

daß der Südwestflügel herausgehoben wird, sodaß auch ihn Schichten der Trias bilden und erst fern von der Achse die Kreideschichten sich einstellen.

Die zweite Art ist die,

daß der Nordostflügel absinkt, sodaß beide Flügel in der Hauptsache aus Schichten der Kreideformation bestehen.

6. Ausgleich in der Höhenlage der Osningflügel und Verschwinden der Überkippung des Südwestflügels unter (relativem) Absinken des Nordostflügels.

Westlich des bereits erwähnten Borgholzhäuser Querbruches besteht der Nordflügel des Osningsattels zunächst noch aus Trias- und Jura-Schichten, während die Kreide des Südflügels überkippt liegt. Letzteres ist auch noch in dem mir von Herrn Dr. MESTWERDT freundlichst zur Verfügung gestellten Profile durch den Osning bei Wellingholzhausen ersichtlich (s. Tafel 24, Fig. 2), doch liegt die Sache hier bereits so, daß auch nördlich der Osning-Achse Kreideschichten wieder auftauchen (vergl. auch Taf. 22), die von denen des Südwestflügels durch den Röt und Wellenkalk des Nordostflügels getrennt werden. Röt und Wellenkalk bilden dabei eine Art Horst, der in unserem Profile nach Südwesten durch den »Osning-Abbruch«, nach Nordosten durch den Abbruch zwischen Wellenkalk und Wealden begrenzt wird. Etwas weiter nordwestlich keilt sich aber nach A. MESTWERDT's¹⁾ Feststellungen der kleine Horst aus, sodaß am Steinbrink und an der Borgloher Egge die Osning-Achse zwischen dem Neocom des Südwestflügels und dem Wealden des Rehagen verläuft.

Hier liegt der Südwestflügel nur noch um ein geringes tiefer als die nördlich folgenden Schichten, und

¹⁾ Vergl. auch A. MESTWERDT, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Dissert. Göttingen 1904.

während wir weiter südöstlich im Gebiete des tiefversenkten Südwestflügels steilauferichtete bis überkippte Kreideschichten fanden fallen nunmehr die Schichten des Südwestflügels fast ausnahmslos flach nach Süden ein.

Die nordwestliche Fortsetzung des nunmehr unbedeutend gewordenen Osnig-Abbruches kreuzt den Hankenberger Bahneinschnitt und ist hier schon von DÜTTING¹⁾ »als Hebungsspalte des Teutoburger Waldes« erkannt worden. Die westliche Fortsetzung dieser Spalte liegt nach Feststellungen ANDRÉE's²⁾ in der Gegend von Iburg am Limberge und der Laer-Egge, und dort verläuft die Osnig-Achse in einem »Aufbruchs-Sattel«, d. h. »Hindurchragungen« schmaler Streifen älterer Gesteine (Weißer und Brauner Jura) durch den Wealden, die nach Norden und Süden von Kreideschichten umrahmt werden. Fehlt es in diesem Teile nach ANDRÉE's Darstellung auch nicht an speziellen Komplikationen, so ist doch im großen und ganzen das Vorhandensein eines Sattels unverkennbar, dessen beide Flügel in der Hauptsache aus normal einfallenden Kreideschichten bestehen, und Überkipnungen sind höchstens ganz lokal einmal vorhanden, nicht annähernd in dem Maße, wie weiter südöstlich.

Bis zum Heidhornberge südöstlich von Hagen bleibt, wie die von HAACK³⁾ gegebene Karte des Hüggelgebietes erkennen läßt, das oben geschilderte Verhältnis bestehen, daß nämlich der Kern des Osningsattels durch einen schmalen Aufbruch von Juraschichten, die Flügel durch Schichten der Kreideformation gebildet werden. Alsdann wird aber die Osnig-Achse an dem von ANDRÉE (l. c.) bereits erwähnten, von HAACK im einzelnen festgelegten Westabbruche der Dörenberggruppe um ca. 3 $\frac{1}{2}$ km nach Norden verworfen, und speziell bezeichnet an diesem Abbruche eine kleine

¹⁾ CHR. DÜTTING, Beiträge zur Kenntnis der Geologie der Gegend von Borgloh und Wellingholzhausen. Dies. Jahrb. f. 1891, S. 152.

²⁾ K. ANDRÉE, Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

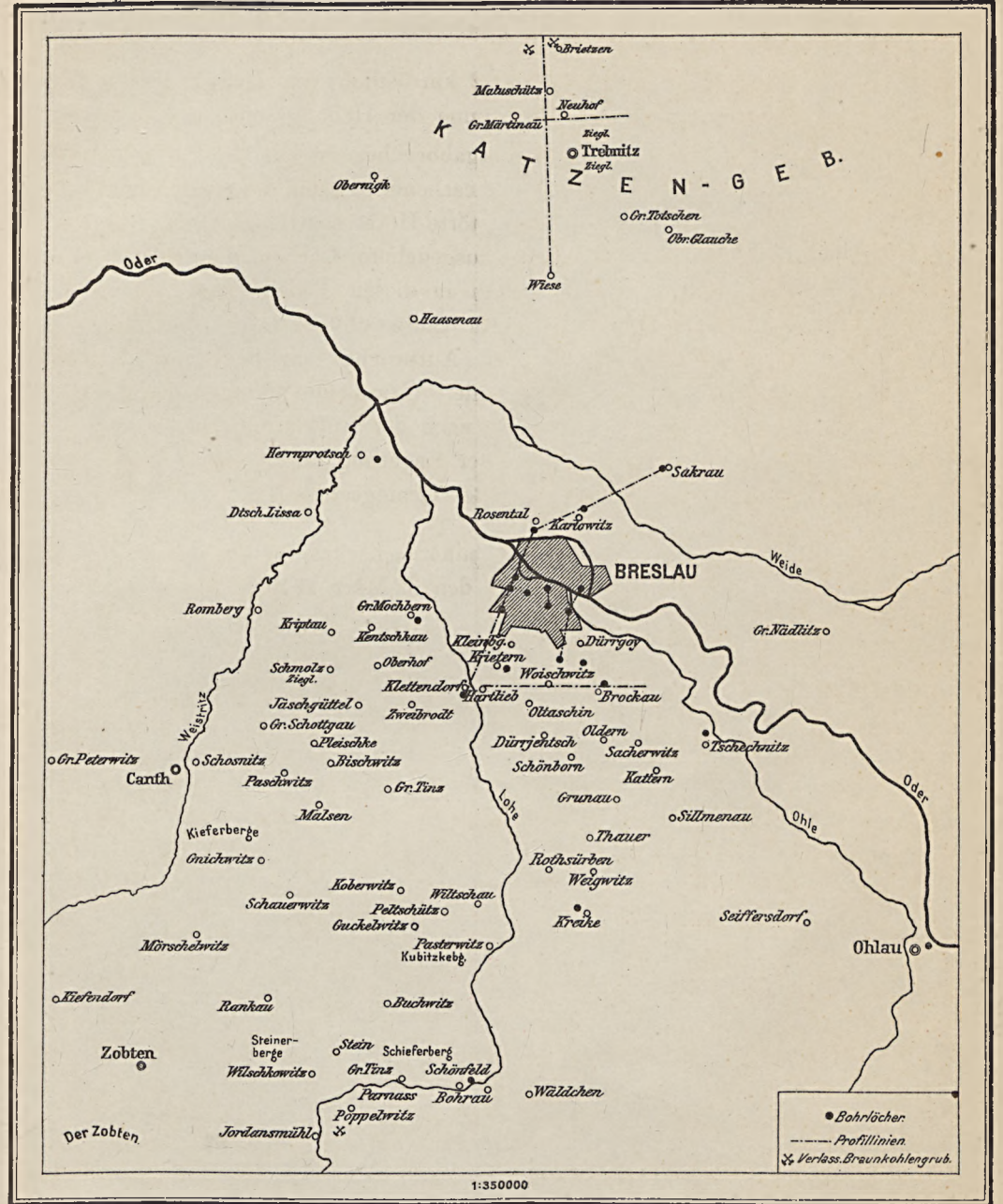
³⁾ W. HAACK, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück, Dies. Jahrb. f. 1908 I, S. 5–78, Tafel 12.

Scholle von Buntsandstein 2 km östlich von Hagen eine Etappe in der nördlichen Verschiebung der Hebungsachse.

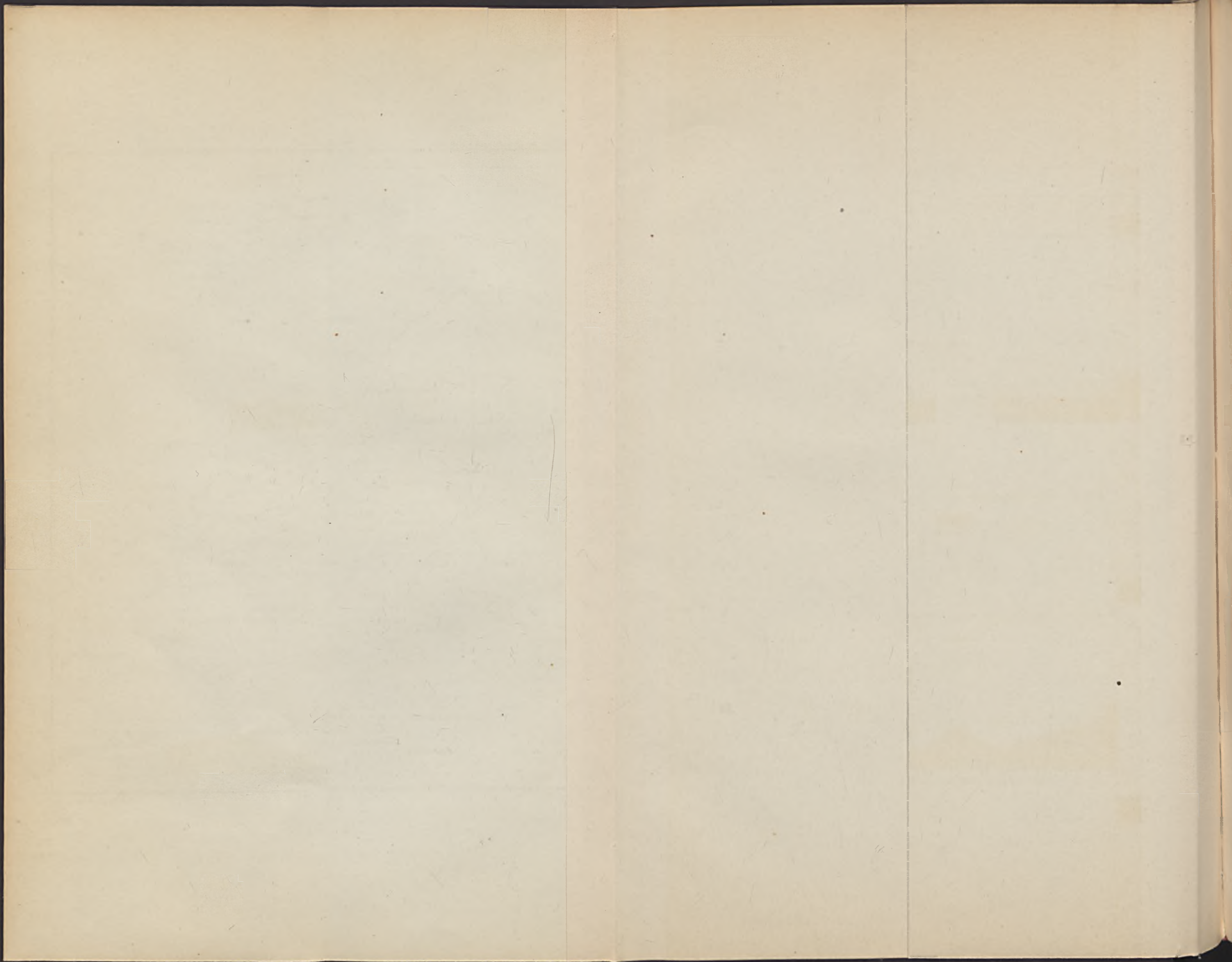
Westlich des Dörenbergabbruches ist an die Osnung-Achse der in der Hauptsache aus carbonischen und dyadischen Schichten bestehende, in sich stark gestörte Horst des Hügels und nördlich von Ibbenbüren das weit ausgedehnte Carbon der Ibbenbürener Bergplatte gebunden. Auch in diesen Teilen gehört die Kreide des Osnungzuges noch dem Südwestflügel bzw. Südflügel des Hüggel- und Ibbenbürener Aufbruches an, liegt aber ziemlich weit ab von der Hebungslinie. Gerade die westlich des Hügels^s folgenden Gebiete bedürfen noch der Aufklärung, auch in Bezug auf etwaige Abhängigkeit der Lagerung der Kreide von Art und Betrag der Heraushebung des Osningsattels.

Hannover, geologisch-mineralogisches Institut der Kgl. Technischen Hochschule, den 3. März 1910.

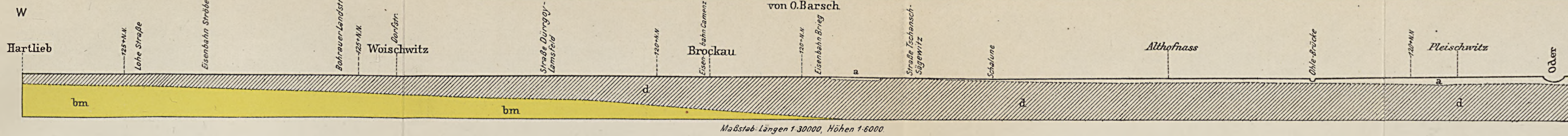




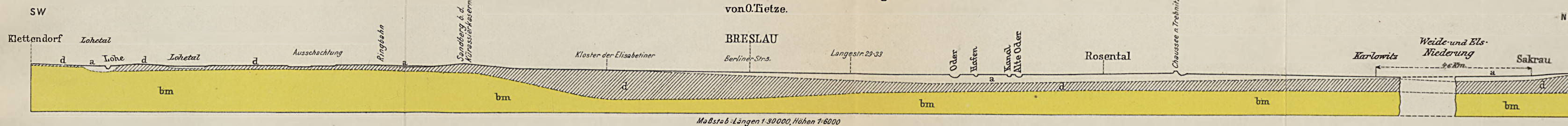
Photolith. Leop. Kraatz, Berlin.



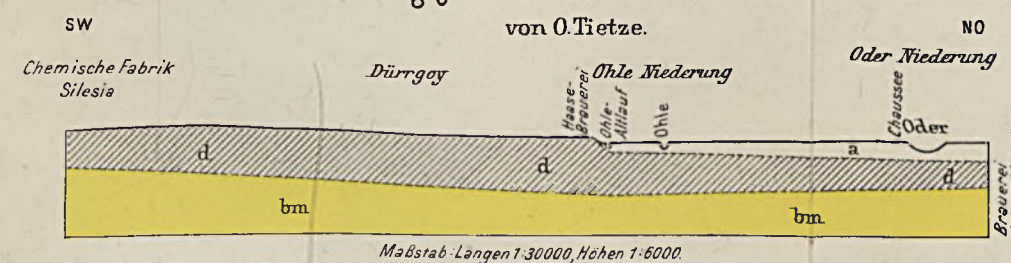
Ost-West Profil durch Blatt Kattern in der Richtung Hartlieb- Woischwitz- Pleischwitz



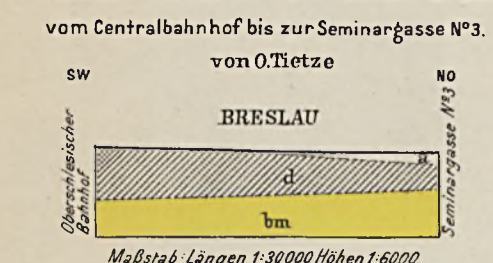
Südwest-Nordost Profil durch das Odertal bei Breslau in der Richtung Klettendorf- Rosental- Sakrau



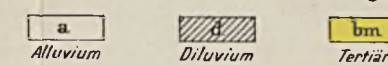
Südwest-Nordost Profil über Dürrgoy-Ohle-Oder Tal von Woischwitz bis Oderschlößchen



Südwest-Nordost Profil durch Breslau



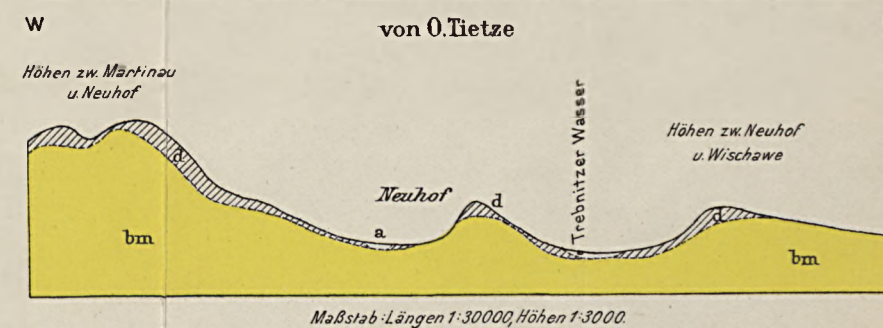
Farben- und Zeichenerklärung



Nord-Süd Profil durch das Katzengebirge westlich von Trebnitz in Schlesien



Ost-West Profil durch Neuhof nördlich von Trebnitz in Schlesien







Tafel 18.

- Fig. 1. Windschliff aus Unteren Sanden (Sandgrube westlich Seiffersdorf bei Ohlau) S. 297
- Fig. 2—4. Windschliffe aus Unteren Sanden (Sandgrube auf dem Kubitzkeberg) (Bl. Koberwitz) . . . S. 296
- Fig. 5. Rezenter Windschliff aus der Atakama . . . S. 284
- Fig. 6. Windschliff aus der Dreikantererschicht unter dem Löß (Bl. Koberwitz) S. 285
-



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

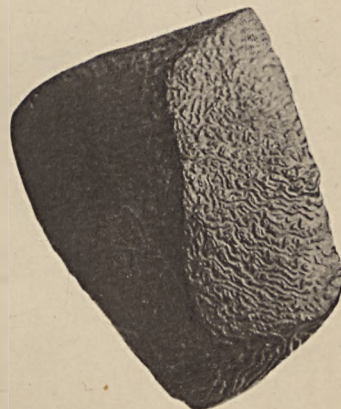
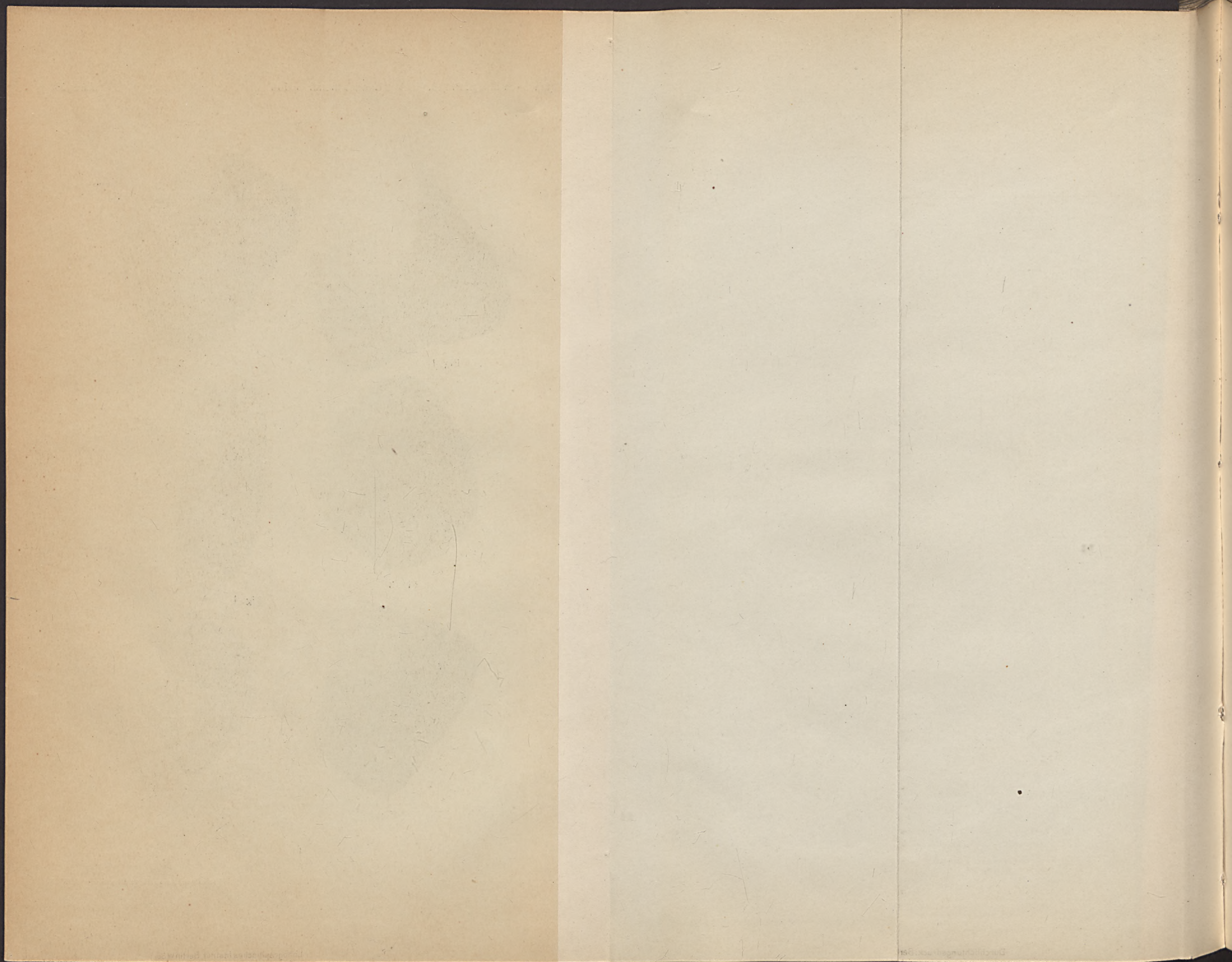


Fig. 5

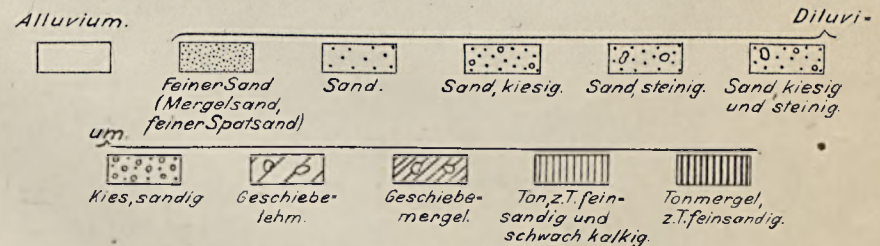
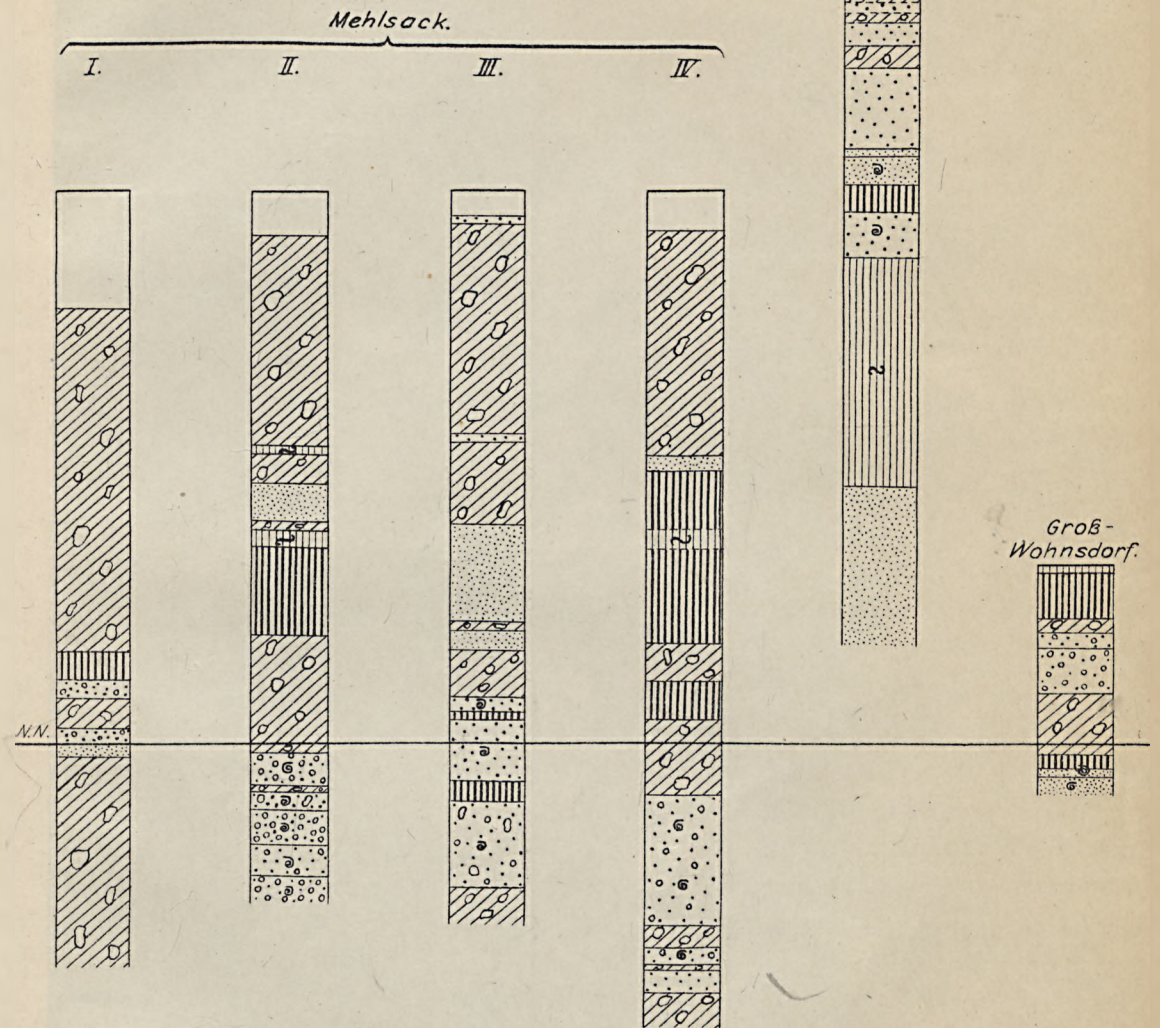


Fig. 6



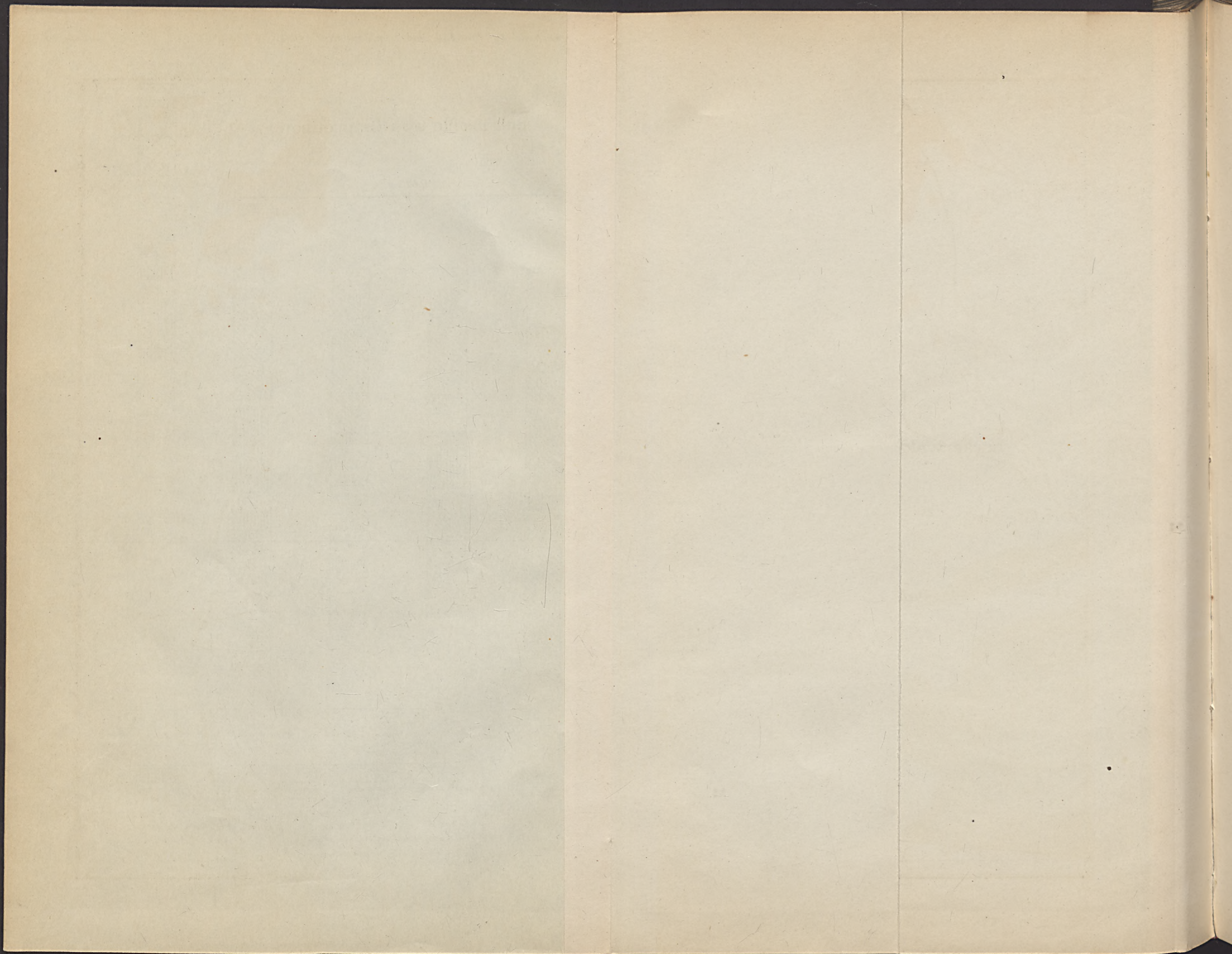
Draulitten von Postz. k.
Draulitten.

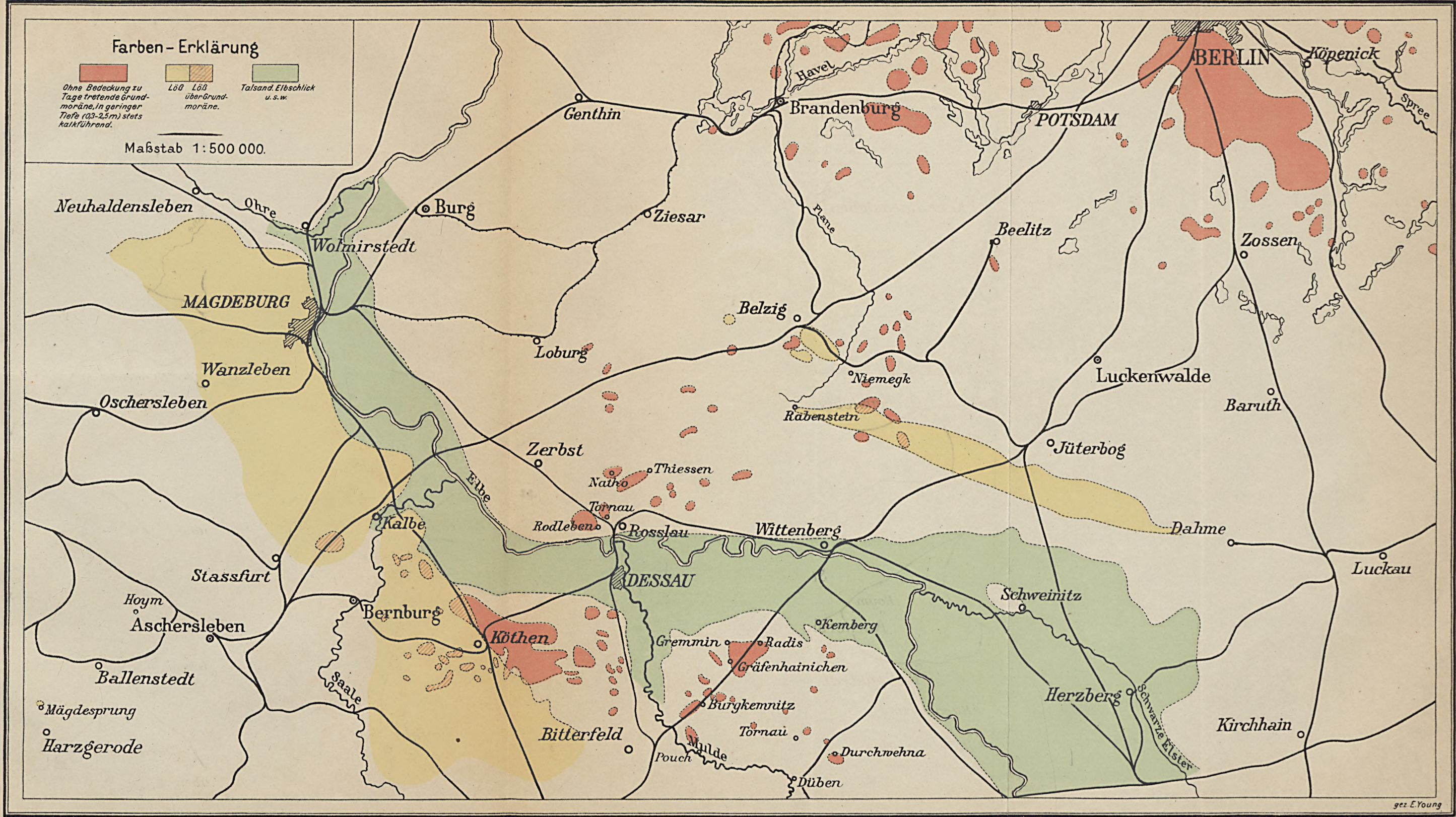
Bohrprofile aus Ostpreußen



Vorkommen von *Yoldia arctica*.
 Vorkommen von Süßwasserkonchylien.
 Vorkommen von Süßwasser- und marinen Konchylien.
 Sichere Schichtgrenze.
 Unsichere Schichtgrenze.

Höhe 1:1000.





gez. E. Young

Durchlichtungsdruck v. Leop. Kraatz, Berlin.



ÜBERSICHTSKARTE der diluvialen Endmoränen,- Oser- und Talbildungen in der Umgebung von Arnswalde, Neumark.

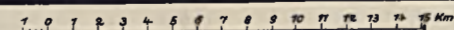
Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1910 I.



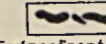
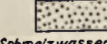
Tafel 21.



Entw. von A. Klautzsch.

gez. E. Young

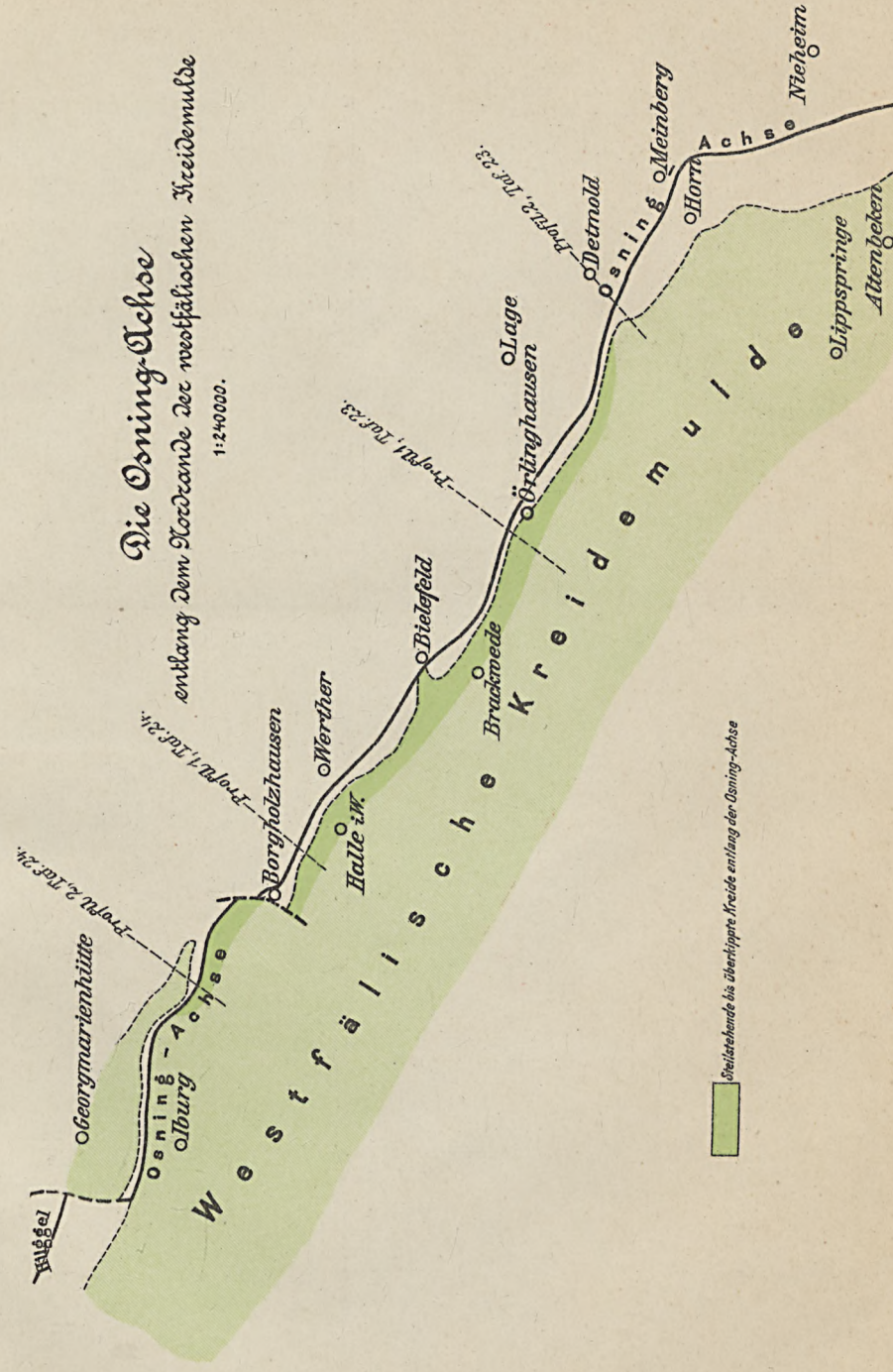


- 
 Ältere Talbildungen,
 bereits vor der
 letzten Vereisung
 bestehend.
- 
 Jüngere Talbildungen
 und Oser,
 während der letzten Ver-
 eisung gebildet.
- 
 Endmoränenbildungen
- 
 Schmelzwasserinnen
 beim Rückzug der letzten
 Vereisung gebildet.

Photolith. u. Druck Leop. Krantz, Berlin.

STANDARD
STANDARD
STANDARD

STANDARD
STANDARD
STANDARD



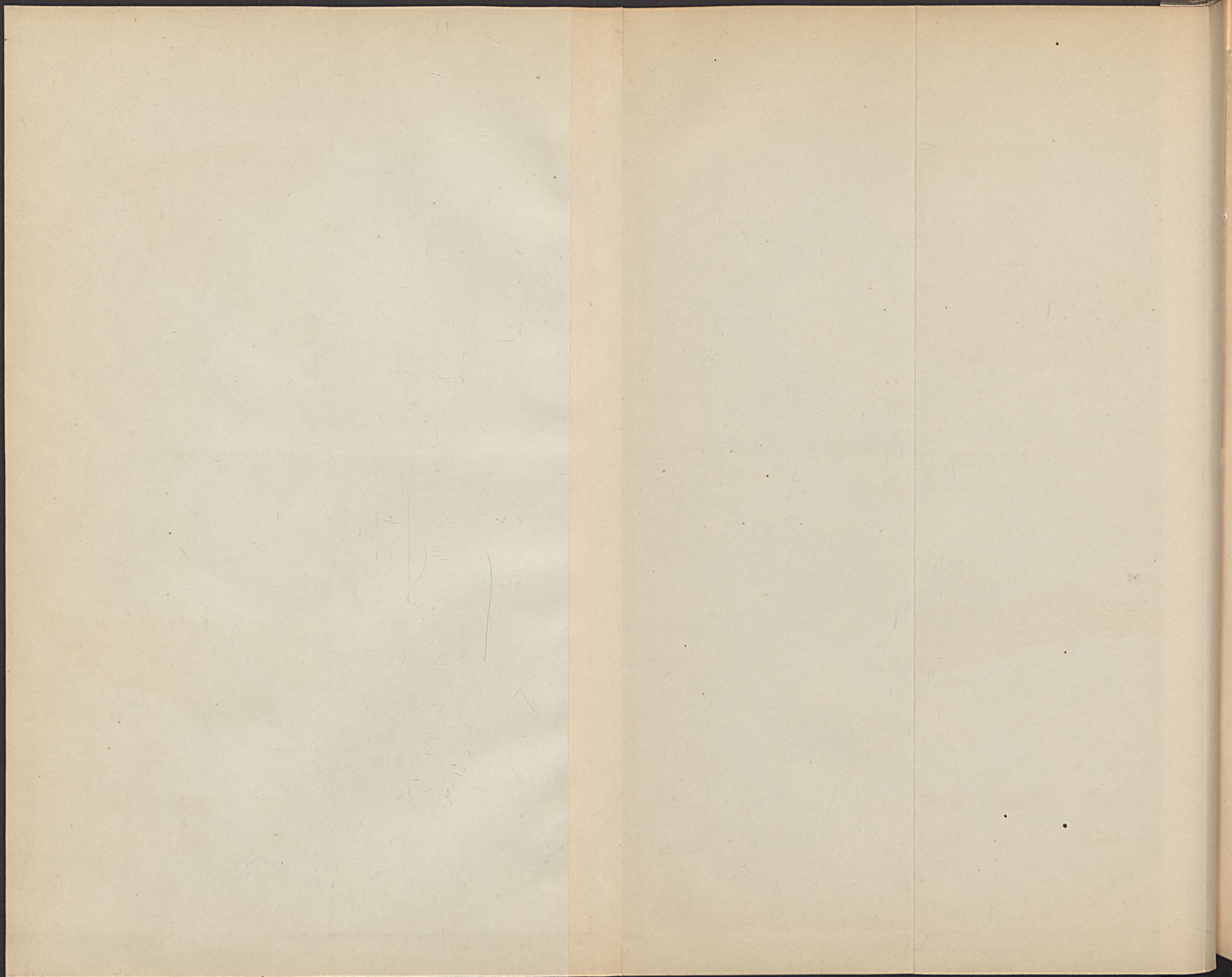


Fig. 1.

Schematisches Profil durch den Osning
(Teutoburger Wald) westl. Gräfinhagen

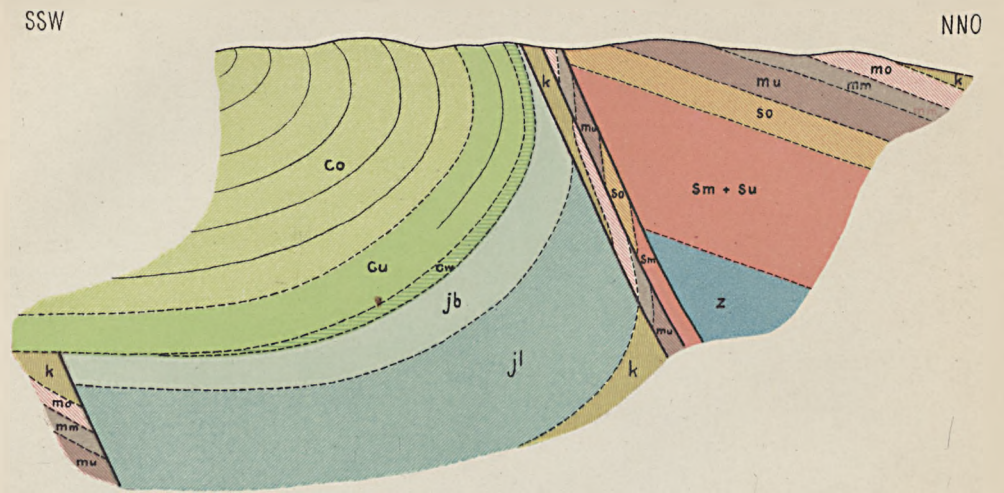
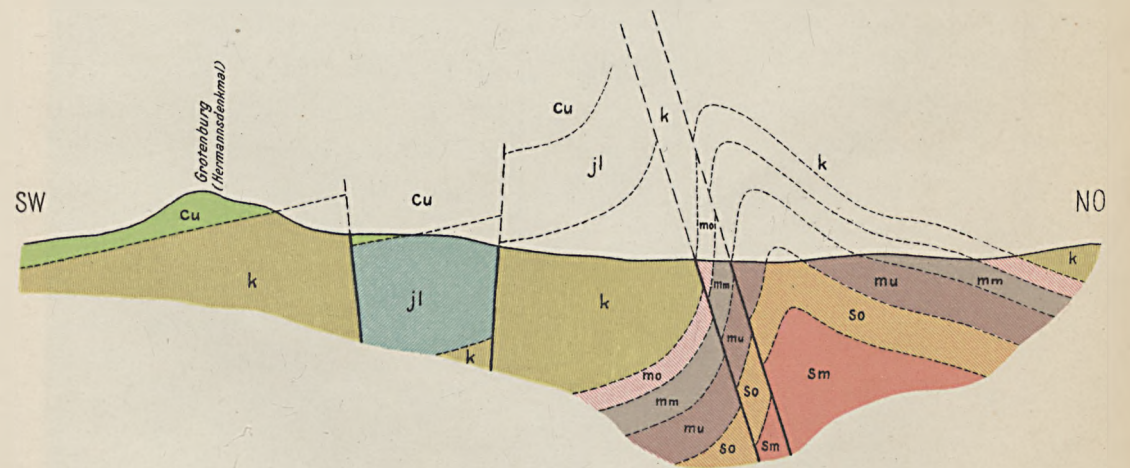


Fig. 2.

Schematisches Profil durch den Osning-Sattel
zwischen Detmold und der Grotenburg



Z	Sm+Su	So	mu	mm	mo
Zechstein	Mittl. u. Unt. Buntsandst.	Röt	Untere	Mittlere	Obere
			Muschelkalk		
k	jI	jb	Cw	Cu	Co
Keuper	Lias	Dogger	Walden-Serpulit	Unt. Kreide	Ob. Kreide

Maßstab 1:25000

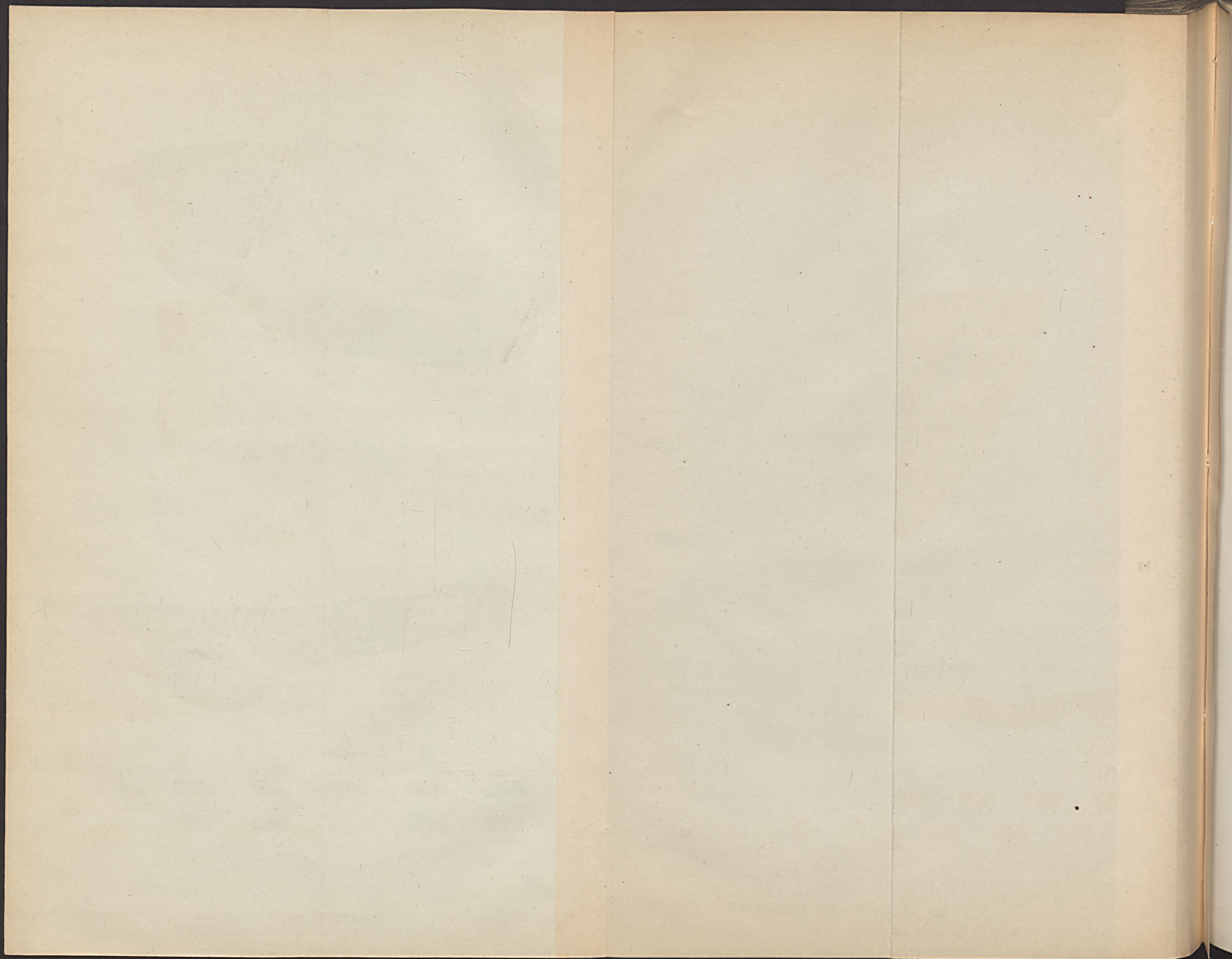


Fig. 1.

Osning-Sattel östlich Borgholzhausen

Maßstab ca 1:33200.

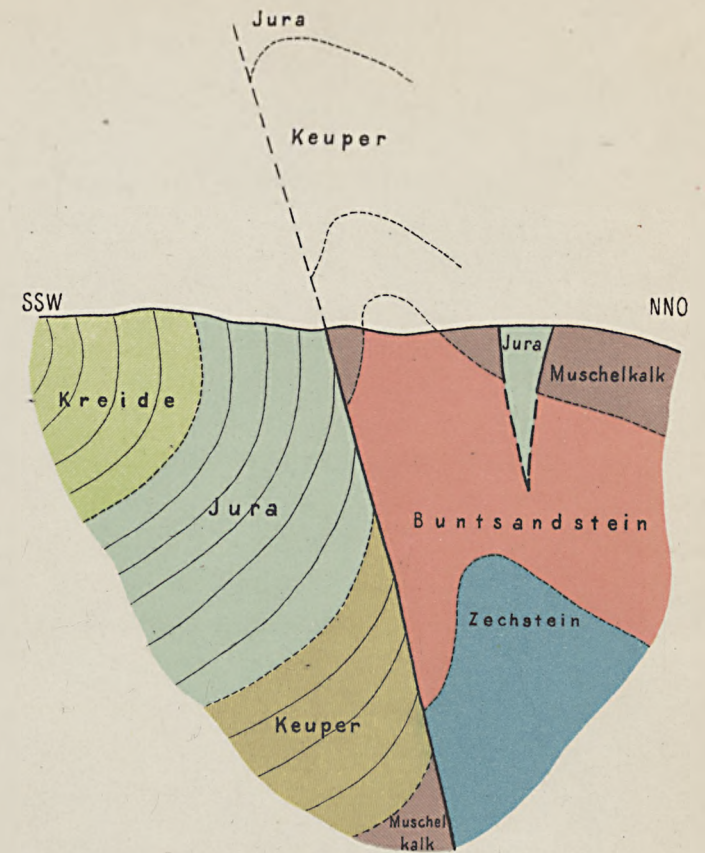
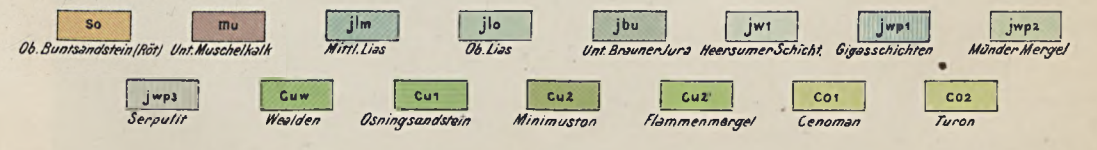
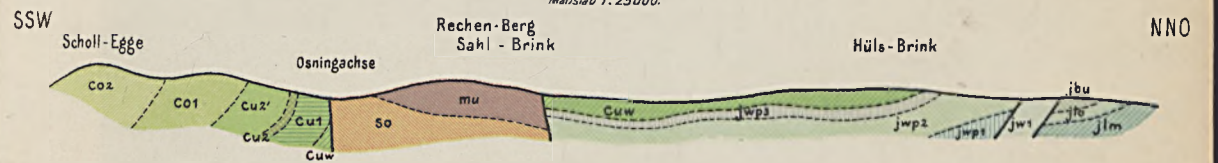


Fig. 2.

Profil durch den Osning

von der Scholl-Egge bei Dissen zum Hüls-Brink bei Wellingholzhausen
von A. Mestwerdt

Maßstab 1:25000.





Frankenberger Zechstein und grobklastische Bildungen an der Grenze Perm-Trias.

Von Herrn **Hermann L. F. Meyer** in Gießen.

Mit zwei Karten, Tafel 25 und 26.

Als eine der auffälligsten Tatsachen der Stratigraphie des deutschen Zechsteins mußte es bisher erscheinen, daß allein am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges der oberste Teil dieser Formation eine konglomeratische Facies zeigte. So erscheint es verständlich, daß sich Widerspruch erhob, als DENCKMANN zuerst den genauen Nachweis dafür erbrachte. Allerdings war es damals noch nicht möglich, diese Frage zu überblicken, da nur aus der Gegend von Frankenberg Spezialaufnahmen vorlagen, die nördliche und südliche Fortsetzung dieser Schichten aber nur unvollkommen bekannt waren. Durch Arbeiten von STILLE, KIPPER und MÖHRING ist nach Norden zu diese Lücke nun ausgefüllt worden. Der südliche Teil blieb aber bisher un bearbeitet. Erst nach seiner Durchforschung konnte es möglich erscheinen, einen Gesamtüberblick über die Ausbildung dieser Formation am Ostrande des Schiefergebirges zu geben und dann den Versuch zu machen, diese eigentümliche Facies unter einem weiteren Gesichtspunkte zu betrachten. Dies soll nun der Gegenstand der folgenden Arbeit sein.

Der Gang der Arbeit wird folgender sein:

An Hand der Literatur betrachten wir zuerst das Frankenberger Perm und seine nördliche Fortsetzung, um uns danach

eingehender mit dem südlichen Teile zu beschäftigen. Durch die Schilderung des untersten Buntsandsteins werden wir dann sehen, daß auch dieser eine randliche Facies hat, was aus einem Überblick über seine Ausbildung in Mitteldeutschland besonders hervorgeht. Von anderen Stellen lernen wir ebenfalls das gleichzeitige Auftreten einer konglomeratischen Ausbildung in Perm und Trias kennen und verfolgen Andeutungen davon durch ganz Mitteldeutschland. Die Verteilung der Konglomerate gibt schließlich Veranlassung zu einer Erwägung über das Alter der deutschen Mittelgebirge.

Grundlagen und Ausdehnung der Arbeit.

Meine Aufnahmen schlossen sich zunächst eng an die DENCKMANN's an. Seine Untersuchungen erstreckten sich auf die Umgebung von Frankenberg und gingen im Süden nur mit kursorischen Begehungen über die Eder hinaus. Von hier aus ziehen sich aber in einem Streifen am Gebirgsrande ähnliche Bildungen bis nach Lollar, nördlich Gießen. Diese Strecke kartierte ich im Maßstabe 1:25000. Folgende Meßtischblätter, zum Teil erst in neuester Zeit erschienen, kamen dafür in Betracht: 3107 Allendorf, 3045 Niederwalgern, 3044 Gladenbach, 2982 Marburg, 2981 Buchenau, 2919 Wetter, 2918 Biedenkopf, 2854 Frankenberg, 2853 Battenberg.

Von einer Publikation dieser Aufnahmen muß ich natürlich absehen wegen der Größe des in Frage stehenden Gebietes, und gebe daher nur eine Übersichtskarte im Maßstabe 1:200000. Dieselbe erstreckt sich über das Gebiet der Blätter der Karte des Deutschen Reiches 1:100000:460 Gießen, 433 Marburg, 407 Berleburg.

Außerdem wurden noch einige Begehungen zwischen Frankenberg und Warburg, südwestlich Kassel im Allendorfer Gebirge, und zwischen Saalfeld und Gera unternommen.

Herrn Prof. KAISER-Gießen, auf dessen Veranlassung ich die vorliegende Arbeit in Angriff genommen hatte, und Herrn Geheimrat KAYSER-Marburg, aus dessen früheren Spezialaufnahmen ich manche Anregung schöpfen konnte, möchte ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen.

Literatur.

Als grundlegende Arbeit für die Frankenberger Permbildung haben wir die schon erwähnte Arbeit von DENCKMANN (1893)¹⁾. Die ältere Literatur finden wir hier zusammengestellt. Über die von mir untersuchten Gebiete sind keine genaueren Vorarbeiten vorhanden, abgesehen von einer Veröffentlichung von STAMM (1891), die von DENCKMANN (1893, S. 237) schon kritisiert ist, so daß ich

¹⁾ Alle Zitate beziehen sich auf das alphabetische Verzeichnis der zitierten Literatur S. 385—390.

es vermeiden möchte, nochmals darauf einzugehen. Aus den Worten DENCKMANN's geht schon hervor, daß diese Arbeit als Vorarbeit eigentlich nicht in Betracht kommt.

DREVERMANN veröffentlichte 1901 ein durch den Bau einer neuen Straße aufgeschlossenes Profil bei Wehrshausen.

Von Frankenberg nach Norden läßt sich ein Überblick über die Ausbildung des Zechsteins gewinnen durch die Aufnahmen LEPPLA's (1892) im Gebiete des Blattes Waldeck-Kassel der DECHEN'schen Karte (vor der Arbeit DENCKMANN's erschienen) und durch die Veröffentlichungen STILLE's (1902), der durch Schürfungen im Gebiete des Frankenger Perms eigentlich erst den genauen Beweis des Alters brachte und durch seine Aufnahmen auf Blatt Kleinenberg zeigte, wie der Obere Zechstein nach Norden wieder eine fast normale Facies annimmt.

KIPPER hat (1908) — hauptsächlich unter bergmännischen Gesichtspunkten — den Zechstein zwischen Diemel und Itter im Maßstabe 1 : 100000 aufgenommen. Stratigraphisch, was die untere Grenze des Buntsandsteins anbetrifft, steht er ganz auf dem Standpunkt LEPPLA's¹⁾, ohne sich näher auf die Beweisführung STILLE's und DENCKMANN's einzulassen.

Nach Abschluß des Manuskriptes ging mir noch die Dissertation von W. MÖHRING zu, die den Oberen Zechstein am nördlichen Ostrand des rheinischen Schiefergebirges behandelt. Sie umfaßt mit Spezialaufnahmen die durch LEPPLA und KIPPER schon bearbeiteten Gebiete und bringt dadurch verschiedenes Neues.

Damit ist die Literatur, die sich auf den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erstreckt, erschöpft. Die für die weiteren Untersuchungen in Frage kommende Literatur ist anschließend zusammengestellt. Nicht besonders aufgeführt werden konnte das wichtigste Grundmaterial, die geologischen Spezialkarten der Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt, die, soweit überhaupt in Mitteldeutschland erschienen, sämtlich durchgesehen wurden.

Verzeichnis der benützten Literatur.

Die Bandziffern sind durch Fettdruck gekennzeichnet, die Seitenzahlen sind ohne nähere Bezeichnung gegeben. Zitate im Text sind durch Autornamen und Jahreszahl gegeben.

Ahlburg, Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im östlichen Holland. Glückauf **44**, 1205—1218. 1908.

Andreae, A., Normalprofil des Buntsandsteins und des Rotliegenden in der Umgebung von Heidelberg. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. **2**, 347—364 1898.

Ammon, L. v., Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt in der Rhön. Geogn. Jahresh. **13**, 149 bis 193. 1900.

Bärtling, B., Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Bergregalgebiet. Glückauf **45**. 1909.

Benecke, Bücking usw., Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin 1900.

¹⁾ LEPPLA glaubte, das Jüngere Konglomerat zum Unteren Buntsandstein ziehen zu müssen. S. S. 429.

- Berg, G., Ber. Geol. Aufnahmen auf Bl. Schömberg und Landeshut in Schlesien im Jahre 1905. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1905, 717—730. 1905.
- Berg, G., Zur Geologie des Braunauer Landes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt f. 1908, 23—38. 1908.
- Beyschlag, Fr., Ber. geol. Aufnahmen Bl. Salzungen, Altmorschen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. für 1886, XVI. 1886.
- Beyschlag, Fr., Allgemeine geol. Einführung in die Geologie des deutschen Zechsteins. Siehe EVERDING 1907. 1907.
- Bornemann, J. G., Von Eisenach nach Thal und Wutha. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1883, 382. 1883.
- Bornemann, J. G., Über den Buntsandstein in Deutschland usw. Jena 1889.
- Bücking, H., Die Zechsteinformation bei Schmalkalden. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1880, 29. 1882.
- Bücking, H., Der nordwestliche Spessart. Abh. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 12. 1892.
- Bücking, H., Das Rotliegende des Breuschtals. Mitt. Komm. d. Geol. Landesunters. Elsaß-Lothr. 2, 105—109. 1889.
- Bücking, H., Über einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön. Festschr. A. v. KOENEN 1—18. 1907.
- Chelius, C., Der Zechstein von Rabertshausen im Vogelsberg und seine tektonische Bedeutung. Z. f. pr. Geol. 399—402. 1904.
- Cremer, L., Neuere geologische Aufschlüsse im Nordwestgebiet des nieder-rheinisch-westfälischen Steinkohlenbergbaues. Verh. naturhist. Ver. pr. Rheinl. u. Westf. 55, 63—68. 1898.
- Dames, W., Über die Gliederung der Flözformationen Helgolands. Sitzungsber. d. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. XLIX. Berlin 1893.
- Dammer, Br., Das Rotliegende der Umgegend von Altenburg in Sachsen-Altenburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1903, 291. 1903.
- Dammer, Br., Ber. geol. Aufnahmen Bl. Altenburg-Windischleuba. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, 666. 1902.
- Denckmann, A., Die Frankenberger Permbildungen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1891, 234. 1891.
- Denckmann, A., Exkursionen im Zechstein bei Frankenberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 54, 169—174. 1902.
- Dieffenbach, E., Erläuterung zur Sektion Gießen d. geol. Spk. d. Gr. Hessen 1:50000. Darmstadt 1856.
- Dietz, E., Ein Beitrag zur Kenntnis der deutschen Zechsteinschnecken. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1909 I, 444—506. 1909.
- Drevermann, Fr., Über ein Vorkommen von Frankenberger Kupferletten in der Nähe von Marburg. Zentralbl. f. Min. usw. 1901, 427—428. 1901.
- Dunker, Beschreibung einiger Farnreste aus dem Frankenberger Kupferschiefer. Paläontogr. I. 1850.
- Everding, H., Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., N. F., Heft 52. 1907.
- Frantzen, W., Beiträge zur Kenntnis der Schichten des Buntsandsteins und der tertiären Ablagerungen am Nordrande des Spessart. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1888, 243. 1888.

- Frantzen, W., Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten im Buntsandstein und über die Bewegungen zur Zeit der Ablagerungen des Buntsandsteins und des Muschelkalkes in Deutschland. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1892*, 138. 1892.
- Frantzen, W., Der Zechstein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung und der Untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kaiseroda. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1894*, 65. 1894.
- Frantzen, W., Ber. geol. Aufnahmen Bl. Treffurt. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1897*, S. XXXIX. 1897.
- Fritsch, K. v., Bohrloch in Halle. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.* **32**, 678. 1880.
- Fritsch, K. v., Zechstein in Halle a. S. *Zentralbl. f. Min. usw.* 282. 1901.
- Geinitz, H. Br., Die Leitpflanzen des Rotliegenden und des Zechsteingebirges in Sachsen. *Progr. Kgl. Polytechn. Schule Dresden.* 1858.
- Geinitz, H. Br., Dyas. Leipzig 1861.
- Geinitz, H. Br., Über die Grenzen der Zechsteinformation. *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.* **36**, 675—678. 1884.
- Geinitz, H. Br., Zur Dyas in Hessen. *Festschr. d. Ver. f. Naturk. z. Kassel*, 250—256. 1886.
- Grebe, H., Über die Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück und Eifeldevon. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1883*, 462. 1883.
- Grebe, H., Über das Oberrotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trierschen Gegend. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1881*, 455. 1881.
- Grebe, H., Ber. geol. Aufnahmen an der Mosel, Saar, Nahe im Sommer 1887. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1887*, LXVI. 1887.
- Grebe, H., Über Revisionsarbeiten im Triasgebiete der Saar und Mosel, sowie Untersuchungen im Oberrotliegenden in der Trierschen Gegend, an der Saar, Nahe und in der Rheinpfalz. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1888*, S. CVI. 1888.
- Grebe, H., Ber. geol. Aufnahmen im Jahre 1899 (Konglomerat von Malmedy). *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1899*. S. XLII. 1899.
- Grupe, O., Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburg. Waldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes. *Inaug.-Diss. Göttingen* 1901.
- Grupe, O., Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehung zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. *Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908*, 39—57. 1908.
- Grupe, O., Die Brüche des Sollings, ihre geologische Beschaffenheit und Entstehung. *Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwes.* 14 S.
- Grupe, O., Über die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergrunde des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, 185—205. 1909.
- Gümbel, C. W. v., Die geognostischen Verhältnisse der Rheinpfalz. *Bavaria, Landes- u. Volkskunde d. Kgr. Bayern IV*, 2. Abteil. 43. 1866.
- Gümbel, C. W. v., Über die Bezeichnung Röhthelschiefer. *N. Jahrb.* 1892, **1**, 160. 1892.
- Harbort, E., Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. *Festschr. A. v. KOENEN*, 471 bis 515. 1907.

- Holzappel, E., Die Zechsteinformation am Ostrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges. Inaug.-Diss. Marburg 1879.
- Kayser, Em., Über das Rotliegende zwischen Battenberg und Lollar. N. Jahrb. 1892, 1, 156—158. 1892.
- Kipper, Die Zechsteinformation zwischen dem Diemel- und Ittertale am Ostrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges usw. Glückauf 44, 1029. 1908.
- Klemm, G., Bemerkungen zu dem Aufsätze von C. Chelius »Der Zechstein von Rabertshausen im Vogelsberge usw.« Zeitschr. f. prakt. Geol. 38. 1905.
- Klemm, G., und Chelius, C., Zur Gliederung des Buntsandsteins im Odenwald und Spessart. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt, Heft 15, 50. 1894.
- Klockmann, F., Der geologische Aufbau des sogen. Magdeburger Uferrandes mit besonderer Berücksichtigung der auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1892, 118—239. 1892.
- Kloos, H., Die geognostischen Verhältnisse am nordwestlichen Harzrande zwischen Seesen und Hahausen unter spezieller Berücksichtigung der Zechsteinformation. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1891, 126. 1891.
- Koenen, A. v., Die Zechsteinformation von Frankenberg und Umgegend. Verh. naturhist. Ver. Pr. Rheinl. u. Westf. 32, 58—61. 1875.
- Koenen, A. v., Über den Buntsandstein des Solling. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1902, 610—615. 1902.
- Kranz, W., Zur Entstehung des Buntsandsteins. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg 62, 104—112. 1906.
- Krusch, P., Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geol. Spezialkarte. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1908. Heft II. 1908.
- Krusch, P., Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 61, 230—282. 1909.
- Küster, E., Die deutschen Buntsandsteingebiete. Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskunde 5, Heft IV. 1890.
- Laspeyres, H., Geognostische Mitteilungen aus der Provinz Sachsen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 27, 265. 1872.
- Leimbach, Die permische Formation bei Frankenberg in Kurhessen nach ihrer früheren Auffassung und ihrer richtigen geologischen Erklärung. Diss. Marburg 1869.
- Leppla, A., Über die westpfälzische Moorniederung und das Diluvium. Sitzungsber. Kgl. Bayr. Akad. d. Wiss., Math.-Phys. Kl. XVI, 143. 1886.
- Leppla, A., Über den Buntsandstein im Hardtgebirge. Geogn. Jahresh. 1, 39—64. 1888.
- Leppla, A., Über Aufnahmen im Gebiete des Bl. Waldeck-Kassel 1 : 60000. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1889, XV. 1889.
- Leppla, A., Über die Zechsteinformation und den Unteren Buntsandstein im Waldeckischen. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1890, 40—82. 1890.
- Leppla, A., Was ist Oberrotliegendes? N. Jahrb. 1892, 2, 78—83. 1892.
- Leppla, A., Störungserscheinungen und Epochen in der Geschichte des Saar-Nahe-Gebietes. Verh. naturhist. Ver. Pr. Rheinl. u. Westf. 52, 6—8. 1895.

- Leppla, A., Der südliche Hauptsprung zwischen Saarbrücken und Neunkirchen. Verh. naturhist. Ver. usw. 54, 18. 1897.
- Leppla, A., Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges in d. Steinkohlenbergbau d. Pr. Staates in d. Umgeb. v. Saarbrücken. I. Teil. Berlin 1904.
- Liebe, K. Th., Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. geol. Spk. v. Pr. 5, Heft 4, 1884.
- Liebe, K. Th., Aus dem Zechsteingebiet Ostthüringens. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1884, 381. 1884.
- Linstow, O. v., Beiträge zur Geologie von Anhalt. Festschr. A. v. KOENEN, 19—65. 1907.
- Lorenz, Th., Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands. Ber. Vers. niederrhein. geol. Ver. II, Heft 35. 1907.
- Loretz, H., Der Zechstein in der Gegend von Blankenburg und Königsee im Thüringer Wald. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1889, 221. 1889.
- Middelschulte, A., Über die Deckgebirgsschichten des Ruhrkohlenbeckens und deren Wasserführung. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwes. 320. 1902.
- Ludwig, R., Geognostische Beobachtungen in der Gegend von Gißeln, Fulda, Frankfurt a. M. und Hammelburg. Darmstadt 1852.
- Ludwig, R., Die Kupfer-, Schiefer- und Zechsteinformation am Rande des Vogelsberges und Spessarts. Jahresber. d. Wetterau-Ges. 1854.
- Ludwig, R., Geognosie und Geologie der Wetterau. Hanau 1858.
- Mourlon, M., Géologie de la Belgique. 1880—1881.
- Möhring, W., Der Zechstein am nördlichen Ostrande des rhein. Schiefergebirges. Diss. Berlin 1909.
- Müller, G., Zur Kenntnis der Dyas- und Triasablagerungen im Ruhrkohlenrevier. Zeitschr. f. prakt. Geol. 385. 1901.
- Müller, G., Die Dyas und Trias an der holländischen Grenze. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 54, Prot. 110—112. 1902.
- Müller, G., Über die neueren Aufschlüsse im westlichen Gebiete des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. Ver. naturhist. Ver. d. Pr. Rheinl. u. Westf. 61, 200—211. 1904.
- Penck, A., Die deutschen Mittelgebirge. Verh. Ges. f. Erdk. Berlin, 369 bis 378. 1885.
- Proescholdt, H., Die Zechsteinformation im kleinen Thüringer Walde bei Bischofsroda. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1886, 165. 1886.
- Reinach, A. v., Vergleichende Studien über das Rotliegende der Wetterau mit jenem an der Saar-Nahe. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 42, 775—777. 1891.
- Reinach, A. v., Das Rotliegende in der Wetterau. Abh. Pr. Geol. Landesanst. N. F. Heft 8. 1892.
- Reinach, A. v., Das Rotliegende im Süden und Westen des französischen Zentralplateaus. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 44, 243—264. 1892.
- Reinach, A. v., Über die Zechsteinformation am Rande des Büdinger Waldes. Publ. 68. Vers. d. deutsch. Naturf. u. Ärzte, Frankf. a. M. 215. 1896.
- Sandberger, F. v., Über die Gerölle des Buntsandsteins. N. Jahrb. 1894, 2, 96—100. 1894.
- Scheibe, R., Ber. geol. Aufnahmen Bl. Brotterode. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1895. S. LXVII. 1895.

- Speyer, O., Die Zechsteinformation des westlichen Harzrandes. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1880, 50. 1880.
- Spranck, H., Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Diss. Marburg 1878.
- Stamm, G., Über das Alter der roten Konglomerate zwischen Frankenberg und Lollar. Diss. Marburg 1891.
- Stille, H., Über Schürfungen im Gebiete des Frankenberger Perm und dessen Vertretung weiter nördlich. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **54**, Prot. 174 bis 182. 1902.
- Stille, H., Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Min. usw. 1909, 270—286. 1909.
- Tasche, Salzhausen. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk., 4. Jahresber., 72 bis 127. 1854.
- Tasche, Kupferschieferformation von Rabertshausen. N. J. 196. 1852.
- Thürach, H., Bemerkung über die Gliederung des Buntsandsteins im Spessart. Ber. Vers. Oberrhein. geol. Ver., 28. Vers., Badenweiler, 44—50. 1895.
- Tornquist, A., Anschauungen über die Bildung der Kalisalzlagerstätten Deutschlands. Deutsh. Kaliindustr. 93—100. 1906.
- Volz, Geognostische Beschreibung des Großherzogtums Hessen. Mainz 1852.
- Weiß, E., Ber. geol. Aufnahmen Bl. Wutha und Friedrichsroda. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1885, S. XXXV. 1885.
- Wille, G. A., Geognostische Beschreibung der Gebirgsmassen zwischen dem Taunus und dem Vogelsgebirge. Mainz 1828.
- Zimmermann, E., Ber. geol. Aufnahmen Sektion Saalfeld und Ziegenrück. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1884, S. LXVII. 1884.
- Zimmermann, E., Quarzitischer Zechstein mit *Prod. horridus* von der Höhe des Thüringer Waldes. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **40**, 198. 1888.
- Zimmermann, E., Tiefbohrungen im Zechstein und Trias im südlichen Nordthüringen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 499—501. 1895.
- Zimmermann, E., Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Neue Landesk. d. H. S.-M. 4. Heft. Hildburghausen 1902.
- Zimmermann, E., Über den Buntsandstein bei Saalfeld in Thür. und über sandgeschliffene Gerölle in dessen Konglomeraten. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **59**, Monatsber. 227—230. 1907.
- Zimmermann, E., Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Thüringen. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **61**, Monatsber. 149 bis 157. 1909.
- Zimmermann, G., und Berg, G., Ber. geol. Aufnahmen Bl. Friedland und Waldenburg. Jahrb. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1904, 769. 1904.

Die Gliederung Denckmanns im Gebiete des Frankenberger Perms.

Die Grundlage für unsere Betrachtungen muß die von DENCKMANN für Frankenberg aufgestellte Schichtenfolge abgeben. Deshalb müssen wir uns damit zuerst beschäftigen. DENCKMANN konnte das Alter der fraglichen Schichten festlegen, indem er

nachwies, daß sie über Mittleren Zechstein transgredieren. (In der Hauptsache bildet aber das gefaltete ältere Paläozoicum die Unterlage.) Er unterschied folgende Schichten:

1. Das Ältere Konglomerat.
2. Das Flöz des Stäteberges.
3. Die permischen Sandsteine mit den Geismarer Kupferletten.
4. Das Jüngere Konglomerat.

1. Die Älteren Konglomerate bestehen aus »rotbraunen, sehr eisenschüssigen, feldspatreichen Sandsteinen mit meist kalkigem oder kalkig-dolomitischem Bindemittel, in denen Lagen von groben Geröllen mehr oder weniger vorherrschen. Die Gerölle zeichnen sich vor denen der Jüngeren Konglomerate dadurch aus, daß sie wenig oder gar nicht abgerollt erscheinen.« Sie entstammen solchen Gesteinen, welche im benachbarten paläozoischen Gebirge auftreten und zwar nur den widerstandsfähigeren. Es finden sich vor Allem verschiedenartige Quarzite, Kieselschiefer, Adinole, Lydite, Gangquarze, Eisenkiesel.« Von Bedeutung ist, daß nach Osten zu unter den jüngeren Gesteinen die Älteren Konglomerate fehlen.

Bei einer an der Ederbrücke westlich Frankenberg gesammelten Probe bemerkte ich bei späterer Durchsicht, daß von den vorliegenden zehn Geröllen acht einen auffälligen politurartigen Glanz, verbunden mit narbenartiger Beschaffenheit der Oberfläche, also eine deutliche Windpolitur, besitzen.

2. Das Stäteberg-Flöz ist keine selbständige Schicht, sondern nur eine »lokale, sehr kalkreiche Bildung an der Basis der folgenden Permsandsteine«. Es besteht im Wesentlichen aus Kalken, Mergeln, Kalksandsteinen, mit untergeordneten Konglomeraten. Gelegentlich finden sich marine Fossilien, die aber zu einer Altersbestimmung nicht zu verwenden sind. Nach Nordwesten nehmen die kalkigen Bildungen immer mehr zu, und es stellt sich wohl auch eine »unverkennbare Ähnlichkeit mit dolomitischen Bildungen der oberen Zechsteinformation«, also den Platten-Dolomiten ein. Die Erzführung ist nicht bedeutend. Auch das Stäteberg-Flöz keilt sich gelegentlich aus.

3. Die permischen Sandsteine über dem Stäteberg-Flöz — ungefähr 70 m mächtig — »bestehen vorwiegend aus fein- bis grobkörnigen, oft vereinzelt Gerölle einschließenden, vielfach feldspatreichen, in den meisten Lagen durch kalkiges und dolomitisches Bindemittel verkitteten rotbraunen Sandsteinen«. Konglomerate sind nur untergeordnet vorhanden und mehr im Westen vorherrschend. Der wichtige Erzhorizont der Geismarer Kupferletten, allgemein bekannt durch die »Frankenberger Kornähren«, charakterisiert sich durch rotbraune und lichte Tone helle Mergel und Letten und vor allem durch rauchgraue bis rötliche, platte, linsenförmige Kalkkonkretionen. Bei Frankenberg, beobachtete ich darin auch Steinsalz-Pseudomorphosen. Die den eigentlichen Erzreichtum führenden Schichten sind ganz auf den Osten beschränkt, während die Konkretionen nach Westen weiter gehen.

4. Die Jüngeren Konglomerate zeichnen sich dadurch aus, daß die Gerölle stark abgerollt sind und »bei größeren Dimensionen fast die Gestalt von flach-länglich-ovalen Flußkieseln« annehmen. Bezeichnend ist der große Gehalt des Bindemittels an Carbonaten, sowie der Reichtum an Geröllen devonischer Kalke.

Das Hangende dieser Schichtenreihe bildet dann der Untere Buntsandstein.

Fortsetzung nach Norden.

Aus den Arbeiten von LEPPLA, STILLE und MÖHRING geht hervor, daß die grobklastische und transgredierende Facies des Oberen Zechsteins sich am ganzen Rande des Rheinischen Schiefergebirges bis auf das Blatt Kleinenberg der geologischen Spezialkarte von Preußen verfolgen läßt, wenn auch nicht so extrem wie bei Frankenberg. Durchgehend bleibt nur ein oberer Sandstein- und Konglomerathorizont bestehen, der den Permsandsteinen und den Jüngeren Konglomeraten entsprechen wird, mit nur bedeutend geringerer Mächtigkeit. Aus dem Stäteberg-Flöz entwickeln sich nach Norden Dolomite, die stratigraphisch den mittleren Dolomiten des Oberen Zechsteins, den Platten-Dolomiten, entsprechen.

In dem ganzen Zechsteingebiet zwischen Itter und Diemel herrscht folgendes Profil (STILLE 1902, S. 178):

Unterer Buntsandstein,
Konglomerate und grobkörnige Sandsteine,
Dolomite des Oberen Zechsteins,
Letten des Oberen Zechsteins.

MÖHRING gibt an, daß die Letten noch durch Kalkeinlagerungen getrennt werden (vergl. die Tabelle S. 428).

Transgressionen und damit konglomeratische und sandige Bildungen herrschen auch in dem nördlich Frankenberg einsetzenden Unteren und Mittleren Zechstein vor. Jedes der hier von LEPPLA unterschiedenen Glieder kann ganz unabhängig von dem tieferen Glied auf das ältere Paläozoicum des Schiefergebirges übergreifen und damit in randliche Facies übergehen. Dieses Verhalten bleibt für den ganzen Gebirgsrand bestehen, so daß auch am nördlichsten Punkte, wo Zechstein am Ostrande des Schiefergebirges noch ansteht, auf Blatt Kleinenberg der Untere Zechstein fehlt und der Mittlere dem Culm auflagert.

Besonders hervorgehoben werden muß der Umstand, der auch aus Süd-Thüringen (s. S. 435—436) bekannt ist, daß in dem transgredierenden Unteren und Mittleren Zechstein die randliche Facies als Folgeerscheinung sich nur in den basalen Teilen bemerkbar macht, aber nie die ganze Mächtigkeit der Schicht ergreift, wie im Oberen Zechstein. Dies deutet darauf hin, daß die konglomeratische Ausbildung des letzteren nicht nur eine Folge der Transgression, sondern noch ganz anderer Einflüsse ist. Offenbar herrschten damals auf der eben entstandenen Rheinischen Masse in Bezug auf die Abtragung noch Gleichgewichtszustände, die sich erst gegen Ende des Perms verschoben, so daß terrestrisches Material in größerer Menge dem Meere zugeführt wurde. Es ist möglich, daß positive Strandverschiebungen dabei mitgewirkt haben, obgleich ich ihnen (s. S. 444) keinen großen Einfluß zuschreiben kann. Besonders aus dem Charakter der Älteren Konglomerate (s. S. 417) möchte ich schließen, daß die vermehrte Abtragung des Landes die Hauptursache war.

Allgemeine Schlüsse.

Aus der Ausbildung des Zechsteins geht hervor, daß er hier

in unmittelbarer Nähe des Landes abgesetzt ist und besonders der Obere Zechstein eine Küstenfacies darstellt. Seine unteren eckigen, nur wenig gerundeten Konglomerate gestatten wohl den Schluß, daß hier Materialien vorliegen, die nur wenig von der Brandung berührt sind, und ein terrestrisches Produkt sind. In diesem Zusammenhange wäre auch auf die (S. 391) erwähnte Windpolitur noch einmal aufmerksam zu machen.

Unter Berücksichtigung der Verhältnisse der randlichen Teile kommen wir zu dem Schlusse, daß die Küste ungefähr eine nord-nord-westliche Richtung gehabt haben muß. Bei Frankenberg selbst kann sie kaum gelegen haben, hier ragen nur einige Klippen hervor, die erst von den höheren Schichten eingedeckt wurden. Am Schlusse der Zechsteinzeit müssen die Küsten vielleicht schon weiter abgerückt sein, da in dem immer vorhandenen Oberen Konglomerat die Gerölle starke Inanspruchnahme und größere Mannigfaltigkeit zeigen, wengleich aus dem zahlreichen Auftreten von Kalken hervorgeht, daß ein Teil der Materialien nur aus geringer Entfernung stammen kann.

Genau so wie bei der landnahen Ausbildung des Mesozoicums am Südrande der Ardennen macht sich auch hier eine viel größere Mächtigkeit geltend als in der normalen Ausbildung.

Es ist charakteristisch für das Wesen einer Küstenfacies, daß sich Gliederungen auf größere Strecken nicht durchführen lassen. So hat ja auch DENCKMANN schon als wichtige Eigenschaft der Frankenberger Permbildung bezeichnet: »Die außerordentlich rasch wechselnde petrographische Beschaffenheit, das sich-Auskeilen der kalkigen, tonigen, lettigen, mergeligen und konglomeratischen Bildungen«. Diesen Gesichtspunkt müssen wir uns bei der Untersuchung der südlichen Fortsetzung des Frankenberg Perms besonders vor Augen halten, zumal wir uns immer mehr dem Lande nähern, um nicht in den Fehler zu verfallen, rein schematisch die Frankenberger Gliederung überall wiederfinden zu wollen.

**Die südliche Fortsetzung des Frankenger Perms
und Unteren Buntsandsteins zwischen Battenberg und Lollar.**

Die topographische Ausdehnung.

Die topographische Ausdehnung des Perms südlich Frankenberg ist eine streifenförmige. Wir verfolgen es zunächst von Battenberg ausgehend in gleichmäßigem Zuge bis Amönau, wo es sich in zwei Teile zerlegt. Ein breiter Arm geht westlich um den Wollenberg fast bis nach Brungershausen an der Lahn. Ein bedeutend kürzerer Arm geht bis nach Wetter, wo er sich ganz plötzlich auf ungefähr 100 m verschmälert. Sofort nimmt er aber wieder eine größere Breite an, und wir können nun den Streifen, durch das Lahntal unterbrochen, über Goffelden-Michelbach bis Ellnhausen beobachten. Bei Wetter und südwestlich Michelbach finden sich vereinzelte Silurklippen im Zechstein auftauchend.

Von Wehrshausen verfolgen wir ein sehr schmales Stück über Cyriaxweimar-Niederweimar um den Weimarschen Kopf herum bis Gisselberg.

Von hier aus wird die Oberflächenausdehnung eine bedeutend größere. Auf der Westseite der Lahn reicht so der Zechstein bis südlich Fronhausen (Lahn). Auf der Ostseite der Lahn ist die Längenausdehnung eine größere. Von Fronhausen bis Staufenberg finden wir ein ununterbrochenes Band, das von Sicherheitshausen aus sich bedeutend verschmälert. An der Straße Staufenberg-Kirchberg finden wir die letzten Reste des Zechsteins, dann überdecken Diluvium und Tertiär die Grenze von Buntsandstein und Culm. Eigenartige Geländeverhältnisse an einem Hügel nordwestlich Daubringen deuten vielleicht darauf hin, daß hier neben anstehendem Culm auch noch etwas Zechstein liegt.

Aus der streifenförmigen Verteilung des Zechsteins fallen vollkommen zwei Vorkommnisse heraus, die innerhalb des Buntsandsteingebietes liegen: Ein kleiner Flecken am Soldatenbrunnen bei Ockershausen westlich Marburg und ein größerer an der Lohmühle bei Münchhausen.

Liegendes—Hangendes.

Die liegenden Schichten des Zechsteins werden von dem

gefalteten Paläozoicum, Silur-Culm, des Rheinischen Schiefergebirges gebildet. Von Staufenberg bis Wehrshausen ist es wohl alles Culm, von Ellnhausen bis Wetter hauptsächlich Silur und nur untergeordnet Culm und Mittel-Ober-Devon. Bis kurz vor Battenberg, wo Oberdevon eintritt, bildet wieder Culm die alleinige Begrenzung.

Rotliegendes ist nirgends vorhanden. Als eine Andeutung dieser Epoche ist wohl ein Quarzporphyr aufzufassen, den ich nördlich Niederweimar am Südabhange des Weimarschen Kopfes in Blöcken nahe der Grenze von Zechstein und Culmkonglomerat, aber über letzterem, fand.

Das normale Hangende des Zechsteins bildet der Untere Buntsandstein, mit dem wir uns später noch genauer befassen werden. Nur am Ostrande des Permstreifens treffen wir ihn an; vereinzelte Stücke sind bis auf wenige Reste bei Nieder-Asphe innerhalb des Zechsteingebietes nicht vorhanden. So werden denn die Konglomerate meist von Lehm und Löß, der an wenigen Stellen eine Gliederung durch Verlehmungszonen zeigt, und diluvialen Schottern bedeckt. Gelegentlich lassen sich die letzten nicht ohne weiteres vom Zechstein trennen, da außer den häufiger auftretenden weißen Gangquarzen nur Buntsandsteingerölle den Ausschlag für Diluvium geben und diese ziemlich leicht zerstörbar sind. (Basalte sind auffälliger Weise im älteren Diluvium, offenbar wegen ihrer leichten Zersetzbarkeit, nicht vorhanden.)

Tektonik.

Allgemeines.

Wenngleich die tektonischen Verhältnisse erst durch Kenntnis der Stratigraphie klar zu stellen sind, muß ihre Betrachtung dennoch hier vorausgestellt werden, da in unserem Falle die Lagerungsverhältnisse für die Stellung des Oberen Zechsteins im Schichtverbande von ganz besonderer Bedeutung sind. Es handelt sich im Wesentlichen um die Beziehungen zum Hangenden und Liegenden, da im Zechstein selbst des eigenartigen petrographischen Charakters wegen Störungen nur schwer zu verfolgen sind.

Die Grenzen vom Zechstein zum Unteren Buntsandstein und älterem Palaeozoicum müssen wir zunächst betrachten.

Die Grenze zum Buntsandstein bereitete bei der Aufnahme kaum nennenswerte Schwierigkeit, nachdem die petrographischen Unterschiede, besonders zu den Sandsteinen des Zechsteins, einmal festgesetzt waren, da es sich hier um konkordante Ablagerungen handelt. Das Obere Konglomerat bildet selbst bei ungünstigem Gelände eine gute Leitschicht. In den Fällen, wo Perm-Sandsteine mit carbonatischem Bindemittel an den Buntsandstein stießen, war häufig als kalkliebende »Leitpflanze« *Tussilago farfara* zu benutzen, wie DENCKMANN (1891, S. 258) schon angegeben hat.

Ganz anders ist es mit der Grenze zum älteren Palaeozoicum. Hier handelt es sich nicht um zwei konkordante Ablagerungen, da der Zechstein erst nach der Faltung des Rheinischen Schiefergebirges abgesetzt wurde. Schon allein die Festlegung der Grenze im Gelände bereitete beim Fehlen von Aufschlüssen Schwierigkeiten. Das Ältere Konglomerat, das normal an das Palaeozoicum anstoßen muß, besteht aus eckigen Stücken und ist häufig von örtlich bestimmter Zusammensetzung, sodaß die Abtrennung von dem gegenwärtigen Verwitterungsschutt kaum möglich ist. Die rotbraune Farbe des Zechsteins bildet keine entscheidende Eigenschaft, da das ältere Gebirge selbst auf größere Erstreckung rötliche Färbung hat, die ja wohl auf die gleiche Zeit wie die Bildung des Zechsteins zurückgeführt werden kann. Über die Entstehung dieser Farbe im Schiefergebirge habe ich aber bisher keine besonderen Untersuchungen angestellt. Sehr unangenehm erwiesen sich die Verhältnisse am Wollenberge, wo der silurische hellrote Quarzit eine Decke von dunkelroten Letten mit Quarzitbruchstücken trägt, die offenbar als sein unmittelbares Verwitterungsprodukt zu betrachten sind. In sehr auffälliger Weise ist in einigen Brüchen zu beobachten, daß zuerst über dem anstehenden Quarzit eine Verwitterungsrinde vorliegt, bei der in roten Letten Quarzitstücke liegen; darüber folgt dann noch eine zweite Schicht, die sich durch helle Färbung und das Vorwalten von Quarzitbruchstücken auszeichnet.

Topographisch liegt der Obere Zechstein immer neben dem älteren Palaeozoicum, nie über ihm, so daß also von vornherein die Frage zu entscheiden ist, ob es sich um Verwerfungen oder Anlagerung handelt. Die letzte Möglichkeit ist ja bei dem Vorhandensein einer Küstenfacies besonders ins Auge zu fassen. Schon DENCKMANN (1891, S. 243) hat auf diese Schwierigkeit hingewiesen und sich für die Frankenberger Bucht hauptsächlich für Verwerfungen entschieden, indem er sich vor allen Dingen auf die Beobachtungen stützte, daß über den mehr oder weniger horizontal gelagerten Zechsteingebieten des Tales in bedeutender Höhe auf dem Gebirge noch vereinzelte Reste zu finden sind. Für mein Gebiet kommt nur ein einziges derartiges Vorkommnis in Betracht, daß sich bei Oberwalgern befindet. Es liegt aber nur wenige Meter höher als der übrige Zechstein, so daß wir ihm keine Bedeutung beizulegen brauchen. Aber selbst bei größeren Höhenunterschieden möchte ich nicht ohne weiteres sofort ein Verwerfung vermuten. Bei dem deutlich erkennbaren terrestrischen Charakter des Zechsteins ist es bei Konglomeraten sehr wohl möglich, daß sie auch in größerer Höhe ohne Verbindung mit den Konglomeraten der eigentlichen Küste als wandernder Verwitterungsschutt (s. S. 417) sich abgelagert haben.

Beobachtungen über Fallen und Streichen sind in den meisten Fällen nur mit großer Vorsicht zu tektonischen Folgerungen zu gebrauchen. Kreuzschichtung ist in größtem Maßstabe vorherrschend. Oft lassen sich über mehrere Meter konkordante Schichten nach einer bestimmten Richtung fallend beobachten, bis sie plötzlich wieder auf größere Erstreckung von entgegengesetzt fallenden Schichten abgelöst werden. Ein Hohlweg südlich Wehrshausen zeigt diese Verhältnisse besonders schön. Scheinbare Fallwinkel von $10-20^{\circ}$ sind häufig zu messen, in Wirklichkeit aber nur auf diskordante Struktur zurückzuführen. Erst größere Winkel, die über die bei Schuttkegeln beobachteten größten Winkel von $30-40^{\circ}$ hinausgehen, wird man unbedenklich benutzen können und kleinere nur, wenn man sie auf größere Strecken verfolgen kann, was freilich selten der Fall ist. So

scheidet schon ein wichtiges Hilfsmittel zur Feststellung der Lageverhältnisse fast vollkommen aus.

Als beweisend für Verwerfungen sind die Fälle anzusehen, in denen nicht das Ältere Konglomerat, sondern jüngere Schichten neben dem älteren Paläozoicum liegen. Für die Strecke von Wetter bis Battenberg scheint dies auch der Fall zu sein.

Schließlich ist dann noch der Grenzverlauf auf der Karte ins Auge zu fassen, der bei geradlinigem Verlauf auf Störungen schließen läßt. Von Wetter bis Battenberg ist dies vorherrschend zu finden. Südlich Wetter tritt aber überall ein gebogener Grenzverlauf auf.

Im Zusammenhang damit möchte ich eine weitere Erscheinung verwerten, die ich nördlich Wetter nicht beobachten konnte, das ist das Auftreten vereinzelter Fetzen von älterem Paläozoicum im Zechstein. Wir finden sie bei Wetter, südwestlich von Michelbach, bei Wehrshausen, Gisselberg und Roth. Sie deuten nicht etwa auf Staffelbrüche nach Ablagerung des Zechsteins. In keinem Falle sind Störungen an diesen Stellen zu erkennen, im Gegenteil beobachtete ich wiederholt Auf- und Anlagerungen. S. S. 400 u. 414. Daraus geht dann aber hervor, daß diese Stücke vor Ablagerung des Zechsteins in ihre Lage gekommen sein müssen und vielleicht auch durch die Meeresbrandung in ihren Formen beeinflußt sind. Der Rand des rheinischen Schiefergebirges ist also hier nicht wie im Kellerwalde zur Tertiärzeit, sondern schon im Rotliegenden abgebrochen, genau so wie es für das Saarbrücken-Pfälzer Rotliegende gilt. In einem Profil »nach EM. KAYSER« ist von LORENZ (1907, S. 35) diese ungestörte Anlagerung in der Nähe von Marburg übrigens schon dargestellt worden. Die Bedeutung der jüngeren Störungen soll dabei nicht verkannt werden; sie werden aber in unserer Gegend keine durchgreifenden Änderungen geschaffen haben.

Für die Annahme, daß der Obere Zechstein hier seine Küste fand, möchte ich auf die gleichen Verhältnisse auf der Strecke Gera-Saalfeld hinweisen, die ich später (siehe S. 435) noch genauer besprechen will. Ebenso kann ich erst unten (s. S. 434 ff.)

auf die Frage eingehen, wie die Ausbildung des Buntsandsteins mit der Annahme wenig gestörter Lagerungsverhältnisse in Einklang zu bringen ist.

Spezielle Tektonik.

Wir wollen uns nun einer besonderen Betrachtung der Tektonik zuwenden, indem wir im Süden beginnen, und zuerst das Stück südlich von Niederweimar an Hand der Karte Tafel 25 betrachten.

Die Strecke südlich Niederweimar bis Staufenberg.

Hier sind kaum Störungen zu erkennen. Der Buntsandstein, unter 1—2° nach Nordosten fallend, liegt fast auf der ganzen Strecke normal auf dem Zechstein. Nur südöstlich von Sichertshausen sind Störungen vorhanden, die in dem waldigen Gelände schlecht zu beobachten sind, und die ich darum nicht vollkommen verfolgt habe. Sie sind von keiner wesentlichen Bedeutung. Eine kleine unbedeutende Verwerfung findet sich noch bei Wolfshausen.

Den Verlauf der Grenze zum älteren Paläozoicum möchte ich als normal betrachten. Allerdings herrscht von Niederweimar bis Städtebach starke Diluvialbedeckung vor, so daß die Grenze über größeres Gebiet nicht verfolgt werden kann. Von Städtebach an ist die Grenze gut erkennbar und zeigt sich uns als schwach gebogene Linie, die bei Fronhausen einen auffälligen Knick nach Osten macht und dann wieder nach Süden verläuft. Nördlich Staufenberg wird der Ausstrich des Zechsteins so schmal, daß, ebenso wie bei dem plötzlichen Knick der Grenze nach Osten, die Vermutung einer Verwerfung auftauchen könnte; die stratigraphischen Verhältnisse geben aber keinen Anhaltspunkt dafür, scheinen sogar eher auf normale Verhältnisse zu deuten. Der Culmfetzen zwischen Roth und Bellnhausen ist nicht auf einer Verwerfung gegen den Zechstein abgesetzt, wie es auf der tektonischen Karte von Südwestdeutschland, Blatt IV, gezeichnet ist. Es läßt sich mit Sicherheit nachweisen, daß normale An- und Überlagerungen stattfinden (siehe S. 414 und die beiliegende Karte 1 : 25 000 Tafel 26).

Die Strecke von Niederweimar bis Wehrshausen.

Im Norden stößt an einer großen Verwerfung Zechstein und Unterer Buntsandstein an Culm, sonst sind auch hier in der Hauptsache normale Grenzverhältnisse vorherrschend. Nur bei Wehrshausen sind unbedeutende Störungen an der Grenze Perm-Trias vorhanden, wie z. B. der von DREVERMANN beschriebene Aufschluß im Dorfe zeigt. Die Grenze zum Culm ist schlecht aufgeschlossen und zeigt nahe der Dammühle eine kleine Verwerfung. Von Wenkbach-Oberweimar an hört der Culm auf der Westseite an einer geraden Linie plötzlich auf; es kann eine Verwerfung vorliegen, zumal in der Verlängerung im Buntsandstein nördlich Niederweimar ein deutliches Zurückspringen zu bemerken ist. Recht deutlich zu verfolgen ist die Verwerfung, die den Weimarschen Kopf gegen den übrigen Teil um ein kleines Stück versenkt. Auffällig ist, daß die Verlängerung dieser Störung auf das Nordende des kleinen Culmfetzens, nördlich Gisselberg, zustreicht

Die Endigung des Zechsteins beim Herantreten an die Lahn ist durch eine Verwerfung bedingt¹⁾; in der Höhe der Straße erscheinen dann plötzlich neben ihm höhere Stufen des Unteren Buntsandsteins. Um so auffälliger ist es nun, daß plötzlich bei Ockershausen wieder die unterste Bausandsteinzone des Unteren Buntsandsteins und darunter noch das Obere Konglomerat des Oberen Zechsteins erscheint. Die Grenze liegt hier ungefähr bei 260 m, während sie bei Neuhöfe bei 285 m liegt. Eine Verbindungslinie beider Punkte würde dann ungefähr um $1\frac{1}{2}$ —2° fallen, was ja tatsächlich der wirklichen Falllinie des Buntsandsteins entspricht. Der Ockershäuser Zechstein liegt also normal. Darnach müßte zwischen Ockershausen und der Lahn noch Zechstein zu erwarten sein. Da er fehlt, ist also hier noch eine Störung vorhanden, die wohl nur durch eine sorgfältige Kartierung im Unteren Buntsandstein noch näher nachzuweisen wäre.

Die Strecke von Ellnhausen bis Goßfelden.

Hier ist nur östlich Michelbach normale Lagerung des Buntsandsteins vorhanden, nach Goßfelden zu tritt aber eine Störung

¹⁾ Auf T. 25 nicht ausgezeichnet.



ein. Die Grenze zum älteren Paläozoicum zeigt ein Bild, das einer Anlagerung entsprechen würde, wie ich sie auch nördlich Ellnhausen beobachten konnte. Nicht weit von dieser Stelle sind aber nahe der Grenze Sandsteine aufgeschlossen, die unter 30° vom Gebirge fortfallen, so daß daraus auf eine, allerdings wohl nur örtliche Störung zu schließen wäre, falls nicht etwa eine primäre Kreuzschichtung vorliegt.

Bei Ellnhausen liegt der Zechstein außerordentlich tief, indem er bis auf 226 m herunter geht, während das ältere Paläozoicum zwischen Michelbach und Wehrshausen bis auf 362 m ansteigt. Weiter liegt die Grenze Perm—Trias bei Michelbach in gleicher Höhe wie bei Wehrshausen, so daß diese Teile normal zu einander liegen. Man kommt dadurch zu der Annahme, daß der Buntsandstein als Ganzes von der erwähnten Culmhöhe (362 m) durch eine Verwerfung getrennt sei. Das erklärt dann aber nicht die tiefe Lage des Zechsteins bei Ellnhausen, der dem erwähnten Culm normal auflagert, sondern macht sie im Gegenteil noch unverständlicher, da im ursprünglichen Verhalten der Höhenunterschied zwischen Unterem Buntsandstein und Zechstein noch viel größer wäre. Hier scheint mir die Annahme, daß der Zechstein in einer schon vorher bestehenden Vertiefung, also in einer Bucht, sich abgelagert habe, die einzige Erklärungsmöglichkeit zu geben.

Die Strecke von Goßfelden bis Wetter.

Wir betrachten nur das Stück südlich der Verwerfung bei Wetter, die den Zechsteinstreifen stört. Hier ist vor allem die Grenze zum Silur von Interesse, da sie eine eigenartige Bucht mit mehreren »Inseln« bildet. Verhältnisse, die für Störungen sprechen, habe ich nicht kennen gelernt; mir scheint im Gegenteil hier ein typisches Bild einer Anlagerung gegeben zu sein.

Außerordentlich merkwürdig ist die Verengerung des Zechsteinstreifens neben der Bucht. Hier muß eine Störung vorliegen, ohne daß es mir bisher gelungen ist, sie nachzuweisen. Der Verlauf der Grenze zu dem nur schlecht aufgeschlossenen Buntsandstein scheint darauf hinzudeuten, daß nicht mehr horizontale Lagerung, sondern schwache Neigung nach Südosten stattfindet.

Die Strecke von Battenberg bis Wetter.

Ein Blick auf die Karte zeigt uns schon hier ein ganz anderes Verhalten, gradlinigen Grenzverlauf, sowohl zum älteren Palaeozoicum als zum Buntsandstein. Verwerfungen begrenzen das Perm auf beiden Seiten. Nur an vereinzelt Schollen ist normale Auflagerung von Buntsandstein auf Zechstein vorhanden, bei Wetter, zwischen Nieder- und Ober-Asphe und südlich Rennertehausen. Recht interessant ist der Winkel bei Ober-Simtshausen, wo in der Kreuzung einer O.-W.- und einer S.-N.-Verwerfung ein verwickeltes Sprungsystem vorhanden ist. Starke Bedeckung mit Lehm hindert hier zum Teil die genaue Verfolgung.

Auch innerhalb des Zechsteins lassen sich hier besser als an anderen Stellen tektonische Bewegungen erkennen. So sind bei Nieder- und Ober-Asphe eingebrochene Schollen von Oberen Konglomeraten zu beobachten. Bei Laisa und Battenberg sind ebenfalls größere Sprünge im Zechstein nachzuweisen. Zwischen Battenberg und Rennertehausen ist es wegen starker Diluvialbedeckung nicht mit Sicherheit erkennbar, ob zwischen Zechstein und Buntsandstein auf der ganzen Strecke normale Lagerung oder Verwerfung vorliegt.

Bemerkenswerte Lage mitten im Buntsandstein hat die kleine Zechsteinscholle an der Lohmühle bei Münchhausen. Sie ist rings von Verwerfungen umgrenzt und liegt zwischen den Höhen 287—235 m, ungefähr in gleicher Höhe wie der nächste Zechstein bei Ober-Asphe.

Zusammenfassung der tektonischen Ergebnisse.

Fassen wir nun die Ergebnisse der tektonischen Besprechungen zusammen, so ergibt sich aus dem Kartenbild (die stratigraphische Begründung kann ich erst später geben) und insbesondere aus der Grenze Perm—Trias, daß der Zechstein auf der Strecke Lollar—Marburg—Wetter im allgemeinen seine ursprüngliche Anlagerung an das Gebirge, zum Teil in Buchten, bewahrt hat, daß aber von Wetter an ein staffelförmiges Absinken vom rheinischen Schiefergebirge vorliegt. Ein Blick auf eine Übersichtskarte gibt uns die Erklärung für dieses Verhalten:

Die letzte Strecke, nicht mehr NS., sondern nach NW. gerichtet, gehört zu dem Randgebiet der Frankenberger Bucht, deren allseitige Umgrenzung durch Verwerfungen von DENCKMANN schon zur Genüge hervorgehoben ist. Hier ist die streifenförmige Begrenzung des Zechsteins keine primäre mehr, sie ist durch Staffelbrüche bedingt.

Morphologisches.

Im Gelände hebt sich der Obere Zechstein zwischen dem Abtragungsplateau des rheinischen Schiefergebirges und dem schrägen Schichtplateau der niederhessischen Senke als ein morphologisch gleichwertiges Gebilde heraus, das schon durch seine Waldlosigkeit auffällt.

Stets ist der Permstreifen als flache Depression ausgebildet, wie auch die tektonischen Verhältnisse liegen. Regelmäßig steigen wir von dem Buntsandstein mit plötzlichem Abfall zum Zechstein hinunter und steigen langsam wieder zum rheinischen Schiefergebirge auf. Nicht die tektonischen, sondern die petrographischen Verhältnisse drücken sich hier in der Landschaft aus. Wir beobachteten zum Teil, daß sich an den Zechstein im älteren Palaeozoicum eine verebnete Fläche anschließt, auf die erst die größeren Höhen des Gebirges folgen. (Siehe auch S. 415).

Den leicht verwitterbaren Gesteinen entspricht es auch, daß innerhalb ihrer Ausdehnung keine scharfen Höhenunterschiede vorhanden sind. Im allgemeinen haben wir flache Rücken von geringer Breite, meist OW. streichend, die durch ebensolche Täler getrennt werden. Besonders macht sich dies südlich Laisa bei Battenberg in den Höhenkurven der Karte charakteristisch bemerkbar, wo auch der Gegensatz der Kurven im älteren Palaeozoicum und dem Buntsandstein gegenseitig sehr scharf heraustritt. Die Denudation hat hier offenbar nicht so sehr auf einer Linie nach der Tiefe, sondern mehr flächenhaft gewirkt, was auf die vorherrschenden sandigen Konglomerate zurückzuführen ist, die kaum geeignet sind, in Wänden stehen zu bleiben.

Weiter im Süden ist das Verhalten etwas anders geworden, hier treten die sandigen Einlagerungen mehr zurück; das Gestein

ist dadurch nicht so leicht in der Fläche angreifbar; reine Erosionswirkung herrscht hier vor. So kommt es, daß die Rückenform zwar noch erhalten ist, daß aber die Täler viel schärfer eingesenkt sind. (Das Bild wird dadurch noch besonders hervorgehoben, daß hier der Zechstein zum Teil durch die Diluvialterrassen in seiner Oberflächenbeschaffenheit stark beeinflußt wird.) Zahlreich verteilt sind auch kleine Erosionsschluchten, die nicht nur randlich, sondern auch inmitten des zerstückelten Plateaus auftreten. Wir können sie als zahlreich verzweigte Gräben, die eine reine Erosionswirkung darstellen, bezeichnen. Nur an den stark geneigten Abhängen des Weimarer Kopfes läßt sich beobachten, daß noch jetzt das Wasser seine Wirkung ausübt. In den meisten Fällen ist seine Tätigkeit dabei schon stille gelegt. So finden wir häufig nicht mehr den Zechstein in den Schluchten anstehend, sondern eine Ausfüllung durch Löß oder sogar diluvialen Sand und Schotter. Da es sich in vielen Fällen um primären Löß handelt, ist die Entstehung dieser Gebilde ziemlich weit zurück zu verlegen.

Stratigraphie des Oberen Zechsteins.

Schon oben (siehe S. 394) habe ich darauf hingewiesen, daß wir es nicht erwarten dürfen, die Gliederung des Frankenger Perms gleichmäßig nach Süden verfolgen zu können. Die Aufnahmen bestätigen dies in vollem Maße. Eine gewisse Strecke ist es möglich, noch die DENCKMANN'sche Gliederung in der Kartierung, wenn auch mit einigen Änderungen, zum Ausdruck zu bringen. Durch die tektonischen Verhältnisse ergibt es sich wohl zufällig, daß dieses Gebiet mit dem SW.-Rande der Frankenger Bucht übereinstimmt, also die Strecke Battenberg-Amöna (Wetter) umfaßt. Den normalen Zechsteinverband im Orte Wetter¹⁾ dürfen wir nicht mehr hinzu nehmen; er gehört schon zu dem südlichen Teile bis Staufenberg, wo die Schichtenfolge DENCKMANN's noch schwach angedeutet ist, aber nach Süden einer allmählichen Verkümmernng unterliegt und infolgedessen auf der Karte nicht mehr zum Ausdruck gebracht werden kann.

¹⁾ Auf T. 25 versehentlich durch eine starke Linie bezeichnet.

Die Eigenart der stratigraphischen Verhältnisse bringt es mit sich, daß ich bei der nun folgenden Beschreibung nicht, wie gewöhnlich in solchen Fällen, Schicht für Schicht besprechen kann, sondern mehr oder weniger eine Schilderung der Gesamtausbildung der einzelnen Stufen geben muß.

Gliederung in der nördlichen Hälfte zwischen Battenberg und Amönau.

Zuerst möchte ich die Stellen behandeln, deren stratigraphische Stellung ohne Zweifel ist, um dann auf die übrigen einzugehen.

Die Aufnahmen DENCKMANN's endigen am rechten Ederufer gegenüber Haine, wo das Obere Konglomerat unter dem Buntsandstein aufgeschlossen ist. Nach einer kleinen Unterbrechung taucht dann dasselbe Gestein wieder unter dem Buntsandstein auf, wobei die Grenze gut aufgeschlossen ist. Der steile Hang des Ederufers wird nun bis Battenberg von den Oberen Konglomeraten, unterlagert von den Permsandsteinen, gebildet. Zuerst bildet das Obere Konglomerat zusammen mit den Sandsteinen den steilen Absturz, bis dieser nur aus dem Sandstein besteht und das Konglomerat die Hochfläche einnimmt. Stratigraphisch handelt es sich hier noch um typisches Frankenberger Perm, so daß ich mir eine nähere Beschreibung ersparen kann. Auf seiner Ostseite ist dieser Komplex gegen Untere Konglomerate an einer Verwerfung abgesetzt. Die Störung ist nahe der Fabrik am Fuße von Battenberg gut aufgeschlossen. Auf der Südseite stoßen die Schichten ebenfalls mit einem Bruch an Buntsandstein, unter dem an einigen Stellen noch Oberes Konglomerat herauskommt, so daß die Sprunghöhe keine sehr große sein kann.

Oberes Konglomerat finden wir dann weiterhin gegenüber von Laisa, einspringend in Buntsandstein und selbst wieder gegen ältere Konglomerate abgesetzt. Auch nord-östlich von Ober-Asphe finden wir wieder eine Scholle von Oberem Konglomerat, aber ebenfalls ohne aufgeschlossene Profile. Diese erscheinen erst süd-östlich von Ober-Asphe, wenn auch nur räumlich beschränkt. Am linken Ufer der Asphe ist ein großer Aufschluß vorhanden, der ungefähr 30 m hoch ist, im Osten gegen Buntsandstein verworfen.

Wir finden hier:

	Hangendes	
Oberes Konglomerat		8-9 m
unten abschließend mit einigen dolomitisch verkitteten Bänken — noch innerhalb der dolomitischen Bänke, ziemlich schneller Übergang in		
Eckige Konglomerate		10 »
die noch an einigen Stellen schwache Rundung zeigen,		
Rotbraune Sandsteine		10 »

In dem Profil ist vor allem von Bedeutung das Einschieben mächtiger Konglomerate zwischen die mittlere Sandsteinpartie und das obere Konglomerat. Da die Gerölle eckig sind, dürfen wir sie nicht etwa dem höheren Konglomerat zurechnen. Derartige Formen treten aber bei Frankenberg in geringer Mächtigkeit in den Sandsteinen auf. Die obersten Teile der Sandsteine sind demnach hier in Konglomerate übergegangen.

Unmittelbar südlich von diesem Aufschlusse wendet sich die erst östlich von ihm verlaufende Verwerfung nach dem Ufer der Asphe zu, so daß dieses auf eine Strecke von 200 m von Unterem Buntsandstein gebildet wird. Dann findet sich aber, ehe vor Nieder-Asphe wieder Buntsandstein eintritt, auf 400 m eine kleine, selbst wieder gestörte Buntsandsteinscholle mit Zechstein im Liegenden. Hier ist nun ein recht wichtiges Profil vom Hangenden zum Liegenden aufgeschlossen:

Unterer Buntsandstein nach unten übergehend (der Übergang schlecht aufgeschlossen) in

Oberes Konglomerat	10 m
die Gerölle nach oben kleiner werdend, bis schließlich erst ein grobkörniger, dann ein feinkörniger Sandstein mit wenigen Konglomeraten entsteht. Unten diskordant auf den dichten Sandsteinen auflagernd und sofort mit ganz großen Geröllen beginnend.	

Sandsteine	10 »
feinkörnig, tonig (ein Stück weiter aufwärts mit weißen Letten, Dolomit mit <i>Ullmannia</i> , also Geismarer Horizont). Oben abschließend mit einer sehr dichten, dolomitischen Bank.	

Verschiedenes ist in diesem Profil von Bedeutung, zunächst in den Sandsteinen das Auftreten des Geismarer Horizontes in zwar deutlich erkennbarer, aber bedeutend verminderter Form. Auffallend ist der geringe Abstand von 4-6 m bis zu dem Oberen Konglomerat.

Die deutliche ungleichförmige Auflagerung des Oberen Konglomerates könnte wohl das Fehlen der in dem Aufschluß S. 407 beschriebenen eckigen Konglomerate erklären. Dieses Verhältnis zwischen den beiden Abteilungen habe ich in keinem zweiten Falle, auch im Süden nicht, wieder beobachten können.

Die Grenze zum Unteren Buntsandstein, die ich später (siehe S. 429) noch genauer behandeln will, ist für uns hier nur dadurch von Bedeutung, daß wir die Mächtigkeit des Oberen Konglomerates auf ungefähr 10 Meter bestimmen können. Bei Frankenberger beträgt sie ungefähr 30 m (örtlich kann aber auch hier Verminderung der Mächtigkeit eintreten), also haben wir hier schon ein bedeutendes Abschwollen.

Bei Nieder-Asphe biegt die Buntsandsteingrenze scharf nach Osten ab. Hier fanden sich, auf Störungen gegen die Westhälfte des Zechsteinstreifens und den Buntsandstein abgesetzt, mehrere Profile, die zu den besten des von mir untersuchten Gebietes gehören. Schon DENCKMANN hat diese Profile beschrieben; da ich seine Funde vollkommen bestätigen kann, möchte ich sie der Vollständigkeit halber zum größten Teil mit seinen Worten wiedergeben. Der Aufschluß befindet sich am Hange der Asphe, südlich Nieder-Asphe:

Hangendes fehlt.

Konglomerate,
die der Beschaffenheit der Gerölle nach den Frankenberger jüngeren Konglomeraten entsprechen könnten.

Sandsteine 15 m
rotbraun mit dolomitisch-kalkigem Bindemittel. Darin fanden sich dolomitische Konkretionen von flach linsenförmiger Gestalt, die nicht selten *Ullmannia*-Reste führen. Die Linsen treten lagenförmig mit weißen Letten auf und erinnern — abgesehen von ihrem dolomitischen Material — lebhaft an die der Geismarer Kupferletten.

Konglomerate 10—15 »
eckig, mit sehr großen Geröllen, von der petrographischen Beschaffenheit der Frankenberger älteren Konglomerate.

Wenn wir bei der DENCKMANN'schen Annahme, daß es sich hier um älteres Konglomerat, Sandsteine mit Geismarer Kupferletten und jüngeres Konglomerat handele, bleiben (ich bin nur bei den älteren Konglomeraten anderer Meinung), so ist, worauf DENCKMANN schon hingewiesen, das Fehlen des Stäteberg-

flöz es das Auffallendste. Die südwestlichsten Ausläufer, die DENCKMANN von dieser Schicht auf seiner Karte hat, befinden sich bei Haine, ungefähr 14 km entfernt. Auf der ganzen Strecke befinden sich aber keine Aufschlüsse, die uns das Flöz zeigen könnten, so daß sein Fehlen hier nicht so merkwürdig erscheint, zumal wir bei den schon beschriebenen Stellen eine starke Reduktion kennen gelernt haben. Ich will schon hier gleich erwähnen, daß ich auch im Süden nie mehr Schichten gesehen habe, die diesem Horizonte angehören könnten. Sein Auskeilen südlich der Eder scheint damit sicher. Ob das eben erwähnte Profil gerade das Fehlen des Stätebergflöz es beweist, erscheint mir einigermaßen zweifelhaft. Ich kann keine sicheren Beweise dafür finden, daß es sich um älteres Konglomerat handelt. Petrographisch sind diese Konglomerate nicht von denen zu trennen, die sich bei Ober-Asphe (siehe S. 407) zwischen Sandstein und Oberes Konglomerat einschieben, wenn man nicht die Größe der Gerölle bei Nieder-Asphe als Merkmal nehmen wollte. Außerdem sind die Konglomerate nicht zu unterscheiden von unten (siehe S. 411) näher zu beschreibenden Gesteinen, die sich zwischen Battenberg und Amönau in großer Mächtigkeit finden, die ich aber nicht dem älteren Konglomerat zurechnen kann.

Daß DENCKMANN von Frankenberg kommend in diesem Aufschluß ältere Konglomerate sah, ist ganz verständlich, da dort eckige Konglomerate nur unter den Permsandsteinen auftreten, die Stellung eines eckigen Konglomerates also immer sicher ist. Aus der petrographischen Zusammensetzung der fraglichen Gesteine können wir keine Schlüsse über das Alter ziehen. Erst weiter südlich gelang es, bestimmte Merkmale des älteren Konglomerates zu finden (siehe S. 417). Hier lassen sie sich nicht beobachten.

Ein weiterer Umstand spricht dafür, daß es sich nicht um ältere Konglomerate handelt, nämlich die geringe Mächtigkeit der Sandsteine von 15 m in dem vorliegendem Profil. Bei Frankenberg sollen sie ungefähr 70 m mächtig sein. Wenn auch nach Süden zu eine Verminderung der Mächtigkeit eingetreten ist (siehe S. 413), so würde sie doch in diesem Falle zu stark sein.

Nach dem vorher Gesagten sehe ich die liegenden Konglomerate des Profiles von Nieder-Asphe als Äquivalente des unteren Teiles der Permsandsteine an, im Einklange mit den im Süden gewonnenen Ergebnissen, die ich erst später besprechen kann. (Als Einwand gegen diese Auffassung könnte die Tatsache gelten, daß über 2 km weit am Erkelsberge die eckigen Konglomerate als Liegendes verfolgt werden können.)

Die Geismarer Letten und Dolomite unterscheiden sich nur durch geringere Mächtigkeit von der Frankenberger Ausbildung. Auch die Oberen Konglomerate entsprechen vollkommen der typischen Entwicklung, mit Ausnahme eines Merkmales, das DENCKMANN (1891, S. 259) besonders hervorhebt, des großen Gehaltes des Bindemittels an Carbonaten, sowie des Reichtums an solchen Geröllen, die devonischen Kalken entstammen. Während man bei Battenberg diese Eigenschaft noch gut beobachten kann, ist sie hier ziemlich stark zurückgetreten.

Aufschlüsse bei Unter- und Mittelsimtshausen zeigen dasselbe. Am Judenberge liegen dort, »wie aus guten Aufschlüssen hervorgeht, jüngere Konglomerate auf mächtigen Sandsteinen mit kalkig-dolomitischem Bindemittel«. (DENCKMANN S. 266.) Drei Lagen von dolomitischen Konkretionen lassen sich innerhalb der Sandsteine erkennen. *Ullmannia* habe ich in diesen Dolomiten nie gefunden, trotzdem erscheint es nicht zweifelhaft, daß es sich hier um den Geismarer Horizont handelt, da auf dem »Feldweg, der in südöstlicher Richtung über die Teufelskaute nordwestlich Wetter führt«, gute Aufschlüsse unter entsprechenden Verhältnissen vorhanden sind. Hier zeigen die Sandsteine »eine große Anzahl dünner Flöze von lichten Letten und rötlichen Tonen mit dolomitischen Konkretionen, welche den bei Nieder-Asphe spärlich in den Sandsteinen vorhandenen entsprechen und gleichfalls *Ullmannia*-Reste beherbergen. Der Unterschied dieser Dolomitkonkretionen von den kalkigen Konkretionen im Geismarer Kupferletten besteht — abgesehen vom Material — darin, daß erstere selten gleichmäßig flach linsenförmig geformt sind, sondern meist Neigung zur Bildung von unregelmäßig bauchigen, auch kugeligen Formen zeigen.« Der stratigraphischen und petro-

graphischen Gleichheit mit den Frankengerger Verhältnissen wegen scheint es gesichert, daß bei Nieder-Asphe und am Judenberge der Geismarer Horizont vorliegt.

In dem letzten Orte reicht die oberste Dolomitbank ziemlich nahe an die Grenze zum Oberen Konglomerat. Die Grenze der Sandsteine zum Konglomerate ist hier gut aufgeschlossen und zeigt bemerkenswerte Eigenheiten. In den Sandsteinen sind Konglomeratbänke mit eckigen und runden Komponenten eingeschaltet, aus denen dann unter Zurücktreten der eckigen Stücke das Untere Konglomerat entsteht. Es ist hier dasselbe Verhalten wie bei Ober-Asphe (siehe S. 407), nur nicht so deutlich: Die Sandsteine haben die Neigung, in eckige Konglomerate überzugehen.

Westlich von Nieder-Asphe findet sich übrigens ein größeres Gebiet, fast ganz vom Wald bedeckt, wo Oberes Konglomerat vorhanden ist; offenbar ist es, nach dem Kartenbilde zu schließen, auf allen Seiten mit Störungen gegen den übrigen Zechstein abgesetzt.

Weitere zusammenhängende Profile und Glieder, die auf der Karte besonders abzuschneiden wären, sind nicht vorhanden; sie sind im wesentlichen auf die Nähe von Nieder-Asphe beschränkt. Eine kleine Fläche wird von diesen Bildungen bedeckt, den größten Teil der Strecke Battenberg-Wetter nehmen aber außerordentlich einförmige Gesteine ein.

Es handelt sich um Sandsteine mit eckigen Konglomeraten, die in ermüdender Gleichmäßigkeit nur dadurch Abwechslung schaffen, daß bald, und zwar an den wenigsten Stellen, die Sandsteine vorherrschen, bald mehr die Konglomerate an Raum gewinnen, bald die Komponenten größer (bis zu einem Durchmesser von 10–15 cm), bald kleiner werden. Bemerkenswert allein erscheint das Vorherrschen kalkiger Gerölle nahe bei Warzenbach.

Die Mächtigkeit muß eine ziemlich bedeutende sein. Östlich Laisa scheint sie bei fast horizontaler Lagerung ungefähr 25–30 m auszumachen. Zwischen dem Mühlenberge westlich Amönau und Treisbach könnte man auf noch größere Zahlen schließen. Auf 2 $\frac{1}{2}$ km können wir hier die Gesteine,

unter einem Winkel von 20—25° fallend, beobachten. Eine gleichmäßige Aufeinanderfolge kann unmöglich vorhanden sein, ungeheuerliche Mächtigkeiten würden sonst zu messen sein. Petrographische Unterschiede, die zur Konstruktion von Störungen zu verwenden wären, sind nur insofern zu verwenden, als in der südlichen Hälfte mehr Sandsteine vorherrschen. Aber auch dann wäre noch auf ungefähr 40 m Mächtigkeit zu schließen.

Welches ist nun die stratigraphische Stellung dieser Schichten? Bei Frankenberg würde man nach dem Gesteinsmerkmale älteres Konglomerat annehmen können. Nachdem aber gezeigt werden konnte (siehe S. 407, 411), daß eckige Gerölle auch in dem Horizont der Sandsteine in größerer Mächtigkeit auftreten können und mindestens 25 m Konglomerate bei uns in Rechnung zu setzen sind, kann ich nimmermehr Gleichheit mit den 15 m mächtigen älteren Konglomeraten DENCKMANN's voraussetzen. Ich glaube vielmehr, daß wir hier Vertreter des älteren Konglomerates und der Sandsteine vor uns haben. Beweisen läßt sich dies aber zwischen Battenberg und Wetter noch nicht, einem Gebiete, in dem der petrographischen Ähnlichkeit wegen Störungen nicht nachgewiesen werden können. Erst bei der Besprechung des südlichen Teiles werden wir noch einige Gründe herbeibringen können.

Fassen wir die stratigraphischen Verhältnisse auf der Strecke Battenberg—Amönau zusammen, so sind folgende Punkte hauptsächlich hervorzuheben:

1. Die Frankenberger Gliederung läßt sich in der oberen Hälfte noch anwenden; eine Verminderung der Mächtigkeiten ist aber zu bemerken.
2. Der Stätebergflöz ist nicht mehr vorhanden; damit fehlt die Möglichkeit einer sicheren Trennung von älterem Konglomerat und den Sandsteinen.
3. Die Sandsteine zeigen einen Übergang in mächtigere eckige Konglomerate.
4. Wahrscheinlich ist eine Vertretung von älterem Konglomerat und Sandsteinen zusammen durch eckige Konglomerate.

Die Gliederung in der südlichen Hälfte
zwischen Wetter und Staufenberg.

Daß sich die Schichtenfolge DENCKMANN's nicht mehr vollkommen nach Süden durchführen lassen würde, habe ich schon (s. S. 405) erwähnt. Allgemein ist die Gliederung petrographisch noch dieselbe. Wir verfolgen in den meisten Fällen von unten nach oben: Eckige Konglomerate, Sandsteine mit dem Geismarer Horizont, Obere Konglomerate und darüber Unteren Buntsandstein. Das wechselnde Verhalten der einzelnen Glieder in Bezug auf die Mächtigkeit und die petrographische Ausbildung scheint mir aber gegen eine unmittelbare Parallelisierung zu sprechen.

Auf Grund der DENCKMANN'schen Karte und der Angaben im Text erhalten wir bei Frankenberg eine Mächtigkeit von 120—130 m, wenn wir folgende Zahlen zugrunde legen:

Oberes Konglomerat	30 m
Sandstein mit Geismarer Letten	70 »
Stätebergflöz	8 »
Unteres Konglomerat	15 »
Zusammen	123 m

Diesen Zahlen steht bei uns ein Durchschnitt von 40 m gegenüber. Abweichungen können in den einzelnen Horizonten aber vorkommen. Von solchen Änderungen will ich einige anführen: Das ältere Konglomerat ist bei Roth 27 m und 40 m mächtig, der Sandstein bei Niederweimar 70 m und 15 m; das Obere Konglomerat umfaßt meist 5—6 m, kann aber lokal auch fehlen. Diese Schwankungen möchte ich teils auf die Beschaffenheit des Untergrundes, teils aber auch auf facielle Vertretungen zurückführen. Vor allem nehme ich dies für die liegenden eckigen Konglomerate an. Sie umfassen in der Regel die Hälfte der ganzen Schichtenfolge, 20—25 m, sind also 10 m mächtiger als bei Frankenberg, nehmen aber dort den zehnten Teil des ganzen Profils ein. Unter Hinweis auf die Verhältnisse zwischen Battenberg und Wetter glaube ich hier an eine Vertretung des älteren Konglomerates und der Sandsteine durch eckige Konglomerate.

Für die Besprechung will ich die Schichtenfolge in eine untere Abteilung im Anschluß an das Liegende und eine obere Abteilung im Anschluß an das Hangende einteilen, als die einzigen Glieder, die sich bei der Kartierung fortlaufend abscheiden lassen. Die untere Abteilung enthält Konglomerate mit eckigen Komponenten, die obere Sandsteine mit Geismarer Letten und oben Konglomerate mit gerundeten Komponenten.

1. Untere Abteilung.

Zwischen Battenberg und Wetter war der Zechstein gegen das ältere Palaeozoicum auf Verwerfungen abgesetzt. So war es nicht möglich zu beurteilen, wie der Untergrund beschaffen wäre; in der südlichen Hälfte sind wir nun in der Lage, Aufschlüsse darüber zu bekommen. Das bedeutet, zugleich eine Lösung der Frage zu finden, ob Anlagerung oder Verwerfung am Rande des älteren Palaeozoicums vorliegt. Aus rein tektonischen Gründen habe ich eine Anlagerung für wahrscheinlich halten müssen (s. S. 401); stratigraphische Gründe wären nun noch herbeizubringen.

Besonderen Wert habe ich oben (s. S. 399 und die Karte Tafel 26) auf die abgesonderten Stücke von älterem Palaeozoicum innerhalb des Zechsteins gelegt, die nicht dadurch entstanden sind, daß postpermische Staffelbrüche ein gelegentliches Emporstauchen des älteren Gebirges ermöglichten. Für das Stück Roth-Bellnhausen ist diese Meinung schon auf der tektonischen Karte von Südwestdeutschland festgelegt: Eine Verwerfung soll Zechstein vom Culm trennen. Aber gerade hier liegen die Verhältnisse ganz klar und zeigen im Aufschlusse und im Kartenbilde, daß von Störungen keine Rede sein kann. Die Lagerung ist darum so günstig zu erkennen, weil neben der Hauptmasse des Culms ein kleines Tälchen durch den Zechstein hindurch wieder Culm entblößt hat. So sehen wir jetzt, wie der Zechstein horizontal einen Sattel des Culm überlagert. Ganz unregelmäßig ist die Auflagerungsfläche, auf- und niedersteigend ist sie mit vielfachen Taschen versehen und erhebt sich zuerst allmählich, dann aber plötzlich nach W. zu. Die Auflagerungsfläche ist auf ungefähr 10 m aufgeschlossen. Auch nach O. findet sich ebenfalls eine

Erhebung des Culms. Über den Geiersberg nach S. zu ist die Grenze Zechstein-Culm als gerade Linie ausgebildet. An einem kleinen Tälchen fällt sie dann plötzlich nach der Lahn zu, um dann aber ebenso schnell wieder in die Höhe zu steigen und eine zweite Culmklippe zu bilden. Der überlagernde Zechstein ist hier als Unteres Konglomerat in noch näher zu beschreibender Weise ausgebildet. Das Meer hat vielleicht hier selbst an der Bildung dieser Klippe mitgearbeitet.

Ganz anders ist dies aber bei Niederweimar-Gisselberg und südlich Wetter in der eigenartigen Bucht. Hier gewinnt man den Eindruck, daß die Klippen von dem vordringenden Meere allmählich eingedeckt wurden und nicht erst durch die Arbeit der Brandung geschaffen wurden. Auf Ähnliches deutet der Silur-Sporn, der nordöstlich Ellnhausen in den Zechstein einspringt und deutlich in einem Hohlwege von dem letzteren überlagert wird. Einige besonders hoch gelegene Stellen, wie die östlich von Michelbach gelegene auffällige Culmhöhe, sind vielleicht überhaupt nicht vom Meere bedeckt worden.

(Nur bei Gisselberg sind vielleicht tatsächliche Anhaltspunkte für Störungen zwischen Culm und Zechstein zu finden, da eine Verwerfung deutlich auf das Ende des kleinen Fetzens hinüberstreicht. Es kann aber auch der Culm die mechanische Veranlassung gewesen sein, daß eine spätere Verwerfung sich dort entlang zog.)

Aus dem Kartenbilde und den Aufschlüssen gewinnen wir nun den Eindruck, daß die Unterlage des Zechsteins ganz unregelmäßig ausgebildet war und schon vor Ablagerung des letzteren mit ihren starken Höhenunterschieden bestanden hat.

Ganz lokal scheint die Auflagerungsfläche eben zu sein, wie sich aus der Kartierung zwischen Niederweimar und Wehrshausen ergibt. Im Anschluß an den Zechstein beobachteten wir zuerst ein Stück der abgedeckten Rumpffläche, dann erst steigt das Gebirge an zu Höhen, die wohl kein Perm mehr getragen haben werden.

Den sozusagen morphologisch gewonnenen Anschauungen,

daß der Zechstein jetzt noch in seiner ursprünglichen Anlagerung vorliegt, gesellen sich dann noch die petrographischen zu.

Zunächst einige Worte über die Mächtigkeit der unteren Abteilung. Da der Untergrund mit starken Höhenunterschieden versehen war und eine Auffüllung durch die Meeressedimente erfolgte, ist es klar, daß die Mächtigkeiten der untersten Schichten starke Änderungen zeigen werden. Dies findet auch bei der unteren Abteilung statt. Am stärksten ist es bei Roth ausgeprägt, wo wir auf der einen Seite 20 m und auf der anderen Seite 40 m beobachten können. Die durchschnittliche Mächtigkeit wird, wie schon erwähnt, 20 m betragen.

Die petrographische Beschreibung, die ich auf S. 391 von dem älteren Konglomerat gegeben habe, stimmt, was die Haupteigenschaften unserer liegenden eckigen Konglomerate anbetrifft, mit diesen überein. Unterschiede liegen aber darin, daß in unserem Gebiet die Sandsteine als solche stark zurücktreten und meist nur durch sandiges Bindemittel zwischen den Geröllen angedeutet werden. Örtlich sind mächtigere Sandsteinbänke in diesem Komplex vorhanden, so z. B. südlich Nieder-Walgern.

Sehr bemerkenswert ist in der Nähe von Fronhausen das massenhafte Auftreten von hellen Kalkgeröllen in den tiefsten Schichten. Funde von *Conchidium hassiacum*, *Stromatopora concentrica*, Heliolitiden zeigten, daß es sich um den mitteldevonischen Massenkalk handelt. Während die meisten anderen Gerölle nur bis faustgroß sind, zeichnen sich die Kalke durch besondere Größe aus; merkwürdig ist aber die Verteilung der letzteren. Im Westen, nahe bei Oberwalgern, finden sich die kleinsten Stücke, die wenig über die Größe einer Faust hinausgehen. Nach Osten werden sie immer größer. Bei Roth und Bellubausen ist Kindskopfsgröße nichts Seltenes; ein Stück zeigte sogar Durchmesser von 30 und 40 cm.

Aus dem Auftreten geht hervor, daß die Kalke sicher im Osten angestanden haben müssen und zwar in nächster Nähe, da sie sonst nicht in derartigen Größen erhalten sein könnten. Eine Erklärung scheint dafür ziemlich einfach. Verlängern wir die Gießener Massenkalkvorkommnisse im

Streichen nach Nordwesten, so kommen wir in nächster Nähe von Bellnhausen vorbei. Ich nehme nun an, daß genau so, wie es jetzt mit dem Kalk unter dem Tertiär bei Gießen der Fall ist, damals schon südlich Bellnhausen vereinzelt Kalkklippen bestanden haben, die das Meer bei seinem Vordringen zerstörte. Ein lokaler Charakter des Zechsteins machte sich dadurch in der Umgegend von Fronhausen bemerkbar. (Wir bemerken übrigens auch weiterhin, daß sich in dem Verlauf der Grenze die Mulden und Sättel des älteren Palaeozoicums am Rande noch häufig ausprägen (vergl. die Karte von Kipper, 1908). Das Vorkommen von Cypridinen-schiefern in einer der oberhessischen Bohrungen am Ostrande des Vogelsberges (nach einer Angabe von Prof. KAISER) weist darauf hin, daß es sich offenbar um eine Erscheinung von allgemeiner Bedeutung handelt.)

Unter der Annahme, daß die Kalkgerölle ungefähr in demselben Horizonte abgelagert wurden, können wir weiter aus den verschiedenen Vorkommnissen schließen, daß der Zechstein an diesen Stellen selbst keinen größeren Störungen unterworfen ist.

Ein örtlicher Charakter der Konglomerate macht sich noch in anderer Weise an verschiedenen Stellen bemerkbar. Meist ist er nur bei der Kartierung zu erkennen; nur westlich Fronhausen ist er deutlich aufgeschlossen. Hier besteht das ältere Palaeozoicum (Culm?) aus sehr feinen Grauwacken. Diesen ist das Material zum Zechstein direkt entnommen, und es ist von dort offenbar nicht weiter transportiert worden, da die Stücke ganz eckig sind. Von rezentem Gehängeschutt könnte man die ungefähr 27 m mächtigen Massen nur mit Mühe unterscheiden, wenn nicht eine ganz grobe Schichtung unter 10⁰ nach Nordwest fallend vorhanden wäre, und wenn nicht fremde Gerölle vereinzelt zu finden wären, die nach Westen zu immer mehr überhand nehmen, bis sich mit größerer Entfernung vom Anstehenden der örtliche Charakter vollkommen verliert. Dieser so enge Anschluß an das Anstehende und besonders der Umstand, daß die Gerölle isoliert ohne weiteres wegen des Fehlens einer mechanischen Inanspruchnahme als rezenter Gehängeschutt angesprochen werden, führt mich zu der Annahme, daß es sich hier nicht mehr um marine

Wirkung handele, sondern daß hier in der Tat eine terrestrische Schuttbildung, aber aus der Permzeit, vorliegt. Bei Frankenberg ist ja auch Windpolitur in diesen Schichten beobachtet.

Daß in den eckigen Konglomeraten wohl auch noch die untersten Teile der Permsandsteine vertreten sind, habe ich schon oben erwähnt. Die große Mächtigkeit der ersteren und die kleine der letzteren waren die Hauptveranlassung.

Die Konglomerate können gelegentlich unter der oberen Abteilung ganz ausfallen.

2. Obere Abteilung.

Die Mächtigkeit der oberen Abteilung ist außerordentlich wechselnd. In dem äußersten Falle bei Niederweimar beträgt sie sogar 70 m, also 30 m mehr als der Durchschnitt des ganzen Oberen Zechsteins. Meistens trifft man nur 10—15 m. Profile bei Roth über der besprochenen Culmklippe und bei Wolfshausen über sandigen eckigen Konglomeraten deuten auf derartige Zahlen hin. Bei Frankenberg entsprechen dem ungefähr 100 m. Dieses Zahlenverhältnis führte mich, siehe S. 413, dazu, daß in den eckigen Unteren Konglomeraten auch noch die untersten Teile der Permsandsteine vertreten seien.

Im Liegenden der oberen Abteilung liegen die Unteren Konglomerate; diese sind gelegentlich nicht ausgebildet, und die obere Abteilung transgrediert auf das ältere Palaeozoicum. Fast auf der gesamten Strecke Wehrshausen-Niederweimar ist dies der Fall, wie es sich aus der Kartierung und einem Aufschluß nördlich Gisselberg ergibt. Auf horizontal liegender Culmgrauwacke mit unregelmäßig erodierter Oberfläche liegt an der letzteren Stelle zunächst ein lokal ausgebildetes Konglomerat mit sandigem Bindemittel und darüber sofort 2 m grober Sandstein mit einigen runden Dolomitknauern.

Sandsteine mit untergeordneten Konglomeraten leiten die obere Abteilung ein. In ihren höchsten Horizonten liegen die Äquivalente der Geismarer Kupferletten, sofort kommt darüber das manchmal fehlende Obere Konglomerat und dann der Untere Bunt-

sandstein. Ein starker Wechsel in Bezug auf die Grenze zum Unteren Buntsandstein findet statt, den wir uns durch einige Spezialprofile näher ansehen müssen.

Wir betrachten erst die unteren Sandsteine und zwar zunächst in den großen Aufschlüssen nördlich von Niederweimar, wo auf baumlosem Abhange eine Reihe von Wasserrissen guten Einblick in die Zusammensetzung der Schichten geben. Es ist das die Stelle, wo die Mächtigkeit der oberen Abteilung 70 m beträgt.

Die Sandsteine sind dadurch ausgezeichnet, daß in der Mitte eine fleischrote krystalline Dolomitbank, ungefähr 1,50 m mächtig, auftritt. Offenbar ist der Dolomit erst sekundär abgeschieden worden. Er ist von Drusenräumen erfüllt, in denen kleinere Krystalle sitzen, und tritt als Bindemittel von Sandsteinen und eckigen Konglomeraten auf. Als Geländekante ist er über die ganze Anhöhe ausgedehnt, allerdings nicht immer als feste Bank, sondern aufgelöst in sandige Konkretionen und Knollen, die dann leicht herauswittern. Eine Verwitterung in kleine Knollen tritt überhaupt gerne bei den Sandsteinen auf, ohne daß man sagen könnte, daß immer ein deutlicher dolomitischer Kern vorhanden wäre.

Unter der Dolomitbank finden sich einige festere Sandsteinbänke, abwechselnd mit lockeren, an die sich nach unten sehr lockere Sandsteine mit einigen Lagern von eckigen Geröllen und roten glimmerigen Schieferletten anschließen. Die Letten werden meist als wasserführende Schichten in ihrem Hangenden von grünlich-weiß entfärbten Zonen begleitet. Örtlich können die Sandsteine auch eine schwarze Fleckung aufweisen, so daß sie an Pseudomorphosen-Sandsteine des Buntsandsteins erinnern.

Über der Dolomitbank finden sich keine weiteren Aufschlüsse in den Sandsteinen; an der durch den Dolomit bedingten Geländekante hat die rückwärts schreitende Erosion halt machen müssen. Es läßt sich nur beobachten, daß Sandsteine weiterhin auftreten, und daß nahe dem Unteren Buntsandstein Knauer eines dichten, hellen, aber nicht krystallinen Dolomites und dann dürftig entwickelt Oberes Konglomerat auftreten.

Der fleischroten, krystallinen Dolomitbank vermag ich keine stratigraphische Bedeutung beizulegen, da ich sie nirgends weiter beobachten konnte trotz gegenteiliger Angaben von STAMM (1891, S. 15). Ich glaube, daß hier nur eine zufällig entstandene Konzentration des Dolomitgehaltes der Sandsteine vorliegt, wobei dann auch Sandstein und Konglomerate neu verkittet worden sind.

Anders ist es mit den höher auftretenden, dichten Dolomitknauern. Bei ihrer stratigraphischen Stellung erblicke ich in ihnen Äquivalente der Geismarer Kupferletten. Die schlechten Aufschlüsse gestatten allerdings kein näheres Eingehen auf die weitere Ausbildung.

Über dem Zechstein ist der Untere Buntsandstein in zahlreichen Brüchen zu beobachten. Von weitem können wir darum bei Niederweimar besonders gut den Farbenunterschied von Zechstein und Buntsandstein beobachten. Beide Gesteine sind hellbraunrot, aber der Buntsandstein mit einer Hinneigung zum Carmin, der Zechstein mit einer Hinneigung zum Violett. Im Verwitterungsboden ist der Farbenunterschied häufig nicht mehr zu sehen, es ist dann nicht immer leicht, nach den einzelnen Lese- stücken die beiden Formationen auseinander zu halten. Folgende Merkmale können als charakteristisch für die Sandsteine des Zechsteins angegeben werden und zwar hauptsächlich in der südlichen Hälfte, während sie bei Frankenberg schon etwas anders sind: Die einzelnen Gemengteile sind in der Regel größer und gerundet im Gegensatz zu den feineren, eckigen des untersten Buntsandsteins. Das Material ist polygen, Quarz ist nicht vorherrschend, auch Kaolin tritt nicht in größerer Menge auf; der Buntsandstein ist hingegen nur ganz selten polygen zusammengesetzt und zeigt auch dann stets überwiegend Quarzkörner, denen meist Kaolinkörner in gleichmäßiger Verteilung beigemischt sind. Das Bindemittel der Komponenten des Zechsteins ist ein toniges, sehr häufig auch ein kalkiges oder dolomitisches, während beim Buntsandstein toniges Bindemittel sehr zurücktritt und dadurch größere Festigkeit gegenüber der Verwitterung hervorgerufen wird; ein kalkiges oder dolomitisches

Bindemittel wurde nie beobachtet. Das polygene Material, das tonige Bindemittel des Zechsteins bedingen einen dunkleren Farbenton, der Buntsandstein aber neigt durch seine Zusammensetzung aus Quarz und häufigen Kaolinkörnern unter Zurücktreten eines tonigen Bindemittels meist zu heller Färbung.

In dem besprochenen Aufschluß sind eckige Konglomerate in den Sandsteinen nur untergeordnet vorhanden. Für andere Stellen müssen wir annehmen, daß sie so ausgedehnt sind, daß wir nicht mehr mit Sicherheit sagen können, ob wir Gesteine der unteren oder schon der oberen Abteilung vor uns haben. So treten am linken Lahnufer nördlich Wolfshausen im Liegenden von ungefähr 10 m Sandstein Konglomerate auf, die vielleicht schon zur unteren Abteilung gehören können. Da eine örtliche Ausbildung und auch das Stätebergflöz fehlt, ist es nicht möglich, die Grenze mit Gewißheit zu ziehen.

Mächtigere Konglomerateinlagerungen, deren Stellung sicher ist, finden sich in den Sandsteinen südlich Wolfshausen und östlich Sichertshausen. Bei Wolfshausen sind den Sandsteinen 20—25 m unter dem Unteren Buntsandstein eckige Konglomerate, 5 m mächtig, eingeschaltet, unter denen nochmals Sandsteine folgen.

Bei Sichertshausen liegen unten Sandsteine, die nach oben schwach konglomeratisch werden. Höher liegen dann Konglomerate, darauf folgen Sandsteine, an die sich nochmals Konglomerate, und zwar gröbere anschließen. Wir haben also einen Wechsel von Sandsteinen und Konglomeraten, wie er in gleicher Deutlichkeit nicht mehr beobachtet werden konnte. Neben den schon oben (S. 413) aus der Mächtigkeit abgeleiteten Gründen sehe ich darin den Hauptbeweis für die facielle Vertretung von Sandsteinen durch Konglomerate.

Für die Stratigraphie bedeutungslos, aber im Gelände auffallend ist, daß die Sandsteine gelegentlich von wenig mächtigen Schwerspata dern durchtrümmert werden. Bei Wehrshausen, an der Straße im Dorf und bei Neuhöfe sind derartige Vorkommnisse vorhanden. Im gleichen Zusammenhange sei auch auf die Manganerze bei Laisa hingewiesen.

Nur hindeuten möchte ich auf die eigenartige Verwitterung der Sandsteine, die neben dem schon erwähnten Zerfall in einzelne Kügelchen eigenartig gerundete Formen und sanfte Hänge schafft.

Im Folgenden wollen wir eine Reihe von Profilen betrachten, die uns die obere Abteilung im Anschluß an den Buntsandstein zeigen. Wir beginnen mit Verhältnissen, die den normalen Schichtenfolgen am meisten entsprechen, um dann zu den unregelmäßigeren fortzuschreiten. Irgend eine topographische Anordnung ergibt sich dabei aber nur in den allgemeinsten Zügen. (Die Schichtenfolgen werden alle von oben nach unten gegeben.)

In Wehrshausen findet sich an der Straße nach Marburg mitten im Dorfe ein sehr guter Aufschluß, der schon früher von DREVERMANN (1901) beschrieben worden ist. Da kurz nach dem Bau der Straße natürlich mehr zu sehen war als jetzt, gebe ich DREVERMANN's Beschreibung in kurzem Auszuge wieder.

Über den ungeschichteten, ziemlich groben Permsandsteinen entblößt die Straße hell-grünlich-graue und rötliche schieferige Letten, die mit dünnen, glimmerreichen Sandsteinbänken wechselagern. Zahlreiche linsenförmige Dolomitkonkretionen, die starke Pflanzenführung [*Ullmannia Bronnii*, *Cardiocarpon* (?)], die reichliche Imprägnation mit Malachit zeigen, daß es sich hier um den Geismarer Horizont handelt. Die etwa 5 m mächtigen Letten sind von dem Buntsandstein durch eine steil einfallende Verwerfung getrennt, so daß das Obere Konglomerat nicht sichtbar wird.

Viel besser ist aber die Grenze nördlich vom Dorfe an den Steinbrüchen aufgeschlossen. Wir finden hier zunächst unter dem Buntsandstein das Obere Konglomerat mit einigen auffällig großen Geröllen in ungefähr 5 m Mächtigkeit. An einem Wege am Waldrande ist dann zu beobachten:

- | | |
|--|-----|
| 1. Oberes Konglomerat | 1 m |
| 2. Linsenförmige, dichte, z. T. fein-krystalline Dolomite mit Malachit, zusammen mit hellen Letten | 1 » |
| 3. Feinkörnige Sandsteine | 2 » |

Die Dolomitkonkretionen sind noch fast 500 m weit zu verfolgen, bis eine Verwerfung den Zechstein in Berührung mit Culm bringt. Daß hier der Geismarer Horizont vorliegt, kann nicht zweifelhaft erscheinen, zumal seine stratigraphischen Verhältnisse hier deutlicher sind als in dem zuerst besprochenen Profil. Recht charakteristisch ist der petrographische Wechsel von der Mitte des Dorfes bis zu unserem Punkt. Vor allem fehlen gänzlich die mürben, pflanzenführenden Sandsteine. Zu beachten ist weiter das Auftreten des Geismarer Horizontes als Grenze zum Oberen Konglomerat.

Ähnlich wird die Ausbildung der oberen Abteilung auch bei Cyriaksweimar und Gisselberg sein. Allenthalben tritt das Obere Konglomerat gut ausgebildet auf und läßt sich auf dem laubbedeckten Boden beim Kartieren gut verwenden. Auch die Geismarer Dolomite konnten gelegentlich, wie bei Niederweimar, beobachtet werden.

Nördlich von Gisselberg (nördlich Niederweimar) im Jagen 7 des Marburger Stadtwaldes ist an einem neuen Waldwege nahe der Kreisstraße folgendes Profil entblößt:

1. Unterer Buntsandstein
2. Oberes Konglomerat 1 m (?)
3. Feinkörniger Sandstein, dunkelrot. 1 »
4. Feinkörniger Sandstein. 1 »
fest, mit mehr bläulicher Farbe, zum Teil mit Tongallen und kleinen Geröllen; ohne Kalkgehalt; unten mit roten, grüngefleckten, kalkigen Letten mit zahlreichen, unbestimmbaren Pflanzenresten.
5. Rotbrauner Sandstein 10 »

Nach der Lagerung kann man in den roten Letten mit den Pflanzenresten wohl den Geismarer Horizont annehmen, allerdings schon in petrographischer Eigenart. Auffällig ist auch die geringe Mächtigkeit des Oberen Konglomerats. Der Aufschluß stellt den südlichsten Punkt dar, an dem bisher noch Pflanzenreste im Geismarer Horizont beobachtet wurden.

Petrographisch noch unkenntlicher ist der Geismarer Horizont in einem Profil östlich von Wolfshausen (nördlich Bellnhausen) am Waldrande:

1. Unterer Buntsandstein
ganz unten schwach konglomeratisch, aber mit scharfer Grenze zu 2.
2. Oberes Konglomerat 2 m
an der oberen Grenze auffällig grob, nach unten feiner, dolomitisch verkittet.
3. Dolomit 2 »
sehr fest, fleischrot, sandig; bankig, zum Teil aber auch knollig aufgelöst.
4. Feine bis gröbere Sandsteine 20 »
mürbe, weiß gefleckt, in Abwechslung mit Schiefern und Letten; tief unten eine Dolomitbank.

Weiter südlich werden die Sandsteine unterlagert von 5 m eckigen Konglomeraten, unter denen wiederum Sandsteine liegen. Hier ist nur noch in dem stratigraphischen Zusammenhange die Vermutung auf Geismarer Letten begründet. Besondere petrographische Übereinstimmung findet nicht mehr statt. Freilich handelt es sich hier auch um den südlichsten beobachteten Punkt, wo dieser Horizont noch ansteht. Sogar schon zwischen Wolfshausen und Ronhausen am linken Lahnufer, also nördlich von dem beschriebenen Aufschluß, ist der Horizont nicht vorhanden.

Südlich Ronhausen ist an der Straße unter Buntsandstein, der in seinen unteren Lagen selbst noch konglomeratisch ist, 3 m Oberes Konglomerat entblößt. Noch ungefähr 400 m südlich lassen sich die Gerölle, die immer kleiner werden, deutlich verfolgen. Helle Permsandsteine mit untergeordneten eckigen Konglomeraten kommen dann darunter hervor. Von dem Geismarer Horizont wurde aber nichts beobachtet.

Dieser Aufschluß leitet uns zu denen über, bei denen auch das Obere Konglomerat Unregelmäßigkeiten zeigt.

Zunächst sei der südlichste Aufschluß des Zechsteins überhaupt bei Staufenberg besprochen. Von Friedelhausen aus kommend, treffen wir westlich von Staufenberg an der Straße noch Konglomerate des Zechsteins. Zuerst finden wir unvollkommen gerundetes Material mit eckigen Schieferbrocken, Culmstücken u. a. in rotbrauner, sandiger Grundmasse. In dem tiefen Straßeneinschnitt ist dasselbe vorhanden, nur herrscht Kanten-

rundung mehr vor, und bei starkem Sandgehalt gehen die Gerölle kaum über Walnußgröße hinaus. Nach oben zu wird die Rundung immer mehr hervorstechend, Culmgerölle machen sich stärker bemerkbar, und eine Verkittung der Gerölle tritt ein. Die sonst übliche Größenzunahme des Oberen Konglomerates und abgeplattete, vollkommen abgeschliffene Stücke fehlen aber. Darüber kommt dann in undeutlicher Überlagerung der Untere Buntsandstein.

In der folgenden Straßenkreuzung ist im südlichen Straßengraben zum letzten male Zechstein in Gestalt von eckigen, verkitteten Konglomeraten aufgeschlossen. Diluvium und Tertiär verdecken den weiteren Ausstrich. Die Aufschlüsse, die im Liegenden nur wenig vom Culm entfernt sein können, zeigen uns in dürftigster Ausbildung die petrographischen Eigenschaften des Zechsteinprofiles in dem Übergange von wenig gut zu besser gerundeten Konglomeraten. Eine starke Reduktion hat stattgefunden und zeigt, daß ein vollkommenes Verschwinden und Auskeilen des Zechsteins nur wenig südlich zu erwarten ist.

Immerhin ist das Obere Konglomerat noch durch Gerölle von Walnußgröße vertreten. Aber schon 1250 m nördlich von diesem Punkte, östlich Odenhausen, ist stellenweise eine noch stärkere Reduktion der Korngröße erfolgt. Kleinere, augenscheinlich für Forstzwecke gemachte Aufschlüsse ermöglichten hier ein genaues Studium der Grenze zum Unteren Buntsandstein. Rote Letten, mit meist erbsengroßen, gut abgerollten Geröllen bilden hier das Obere Konglomerat. Die Gerölle sind teils fein verteilt, teils angereichert; nur wenige erreichen die Größe einer Faust. Etwas tiefer sind wohl auch Sandsteine vorhanden.

Wie schon erwähnt, ist nach Süden zu bei Staufenberg das Zurücktreten der Korngröße nicht so ausgeprägt; auch nach Norden nicht, denn 500 m nördlich ist das Obere Konglomerat wieder ganz typisch entwickelt.

Der Ausbildung bei Odenhausen ähnlich ist die Grenze bei Neuhöfe zu beobachten. Das normal entwickelte Obere Konglo-

merat ist plötzlich nicht mehr vorhanden, rote Letten, die zum Teil eine auffällige Ähnlichkeit mit Bröckelschiefern zeigen, sind an ihrer Stelle entwickelt, allerdings nur auf kürzere Entfernung.

Hier wären dann die eigenartigen Verhältnisse bei Wetter anzuschließen. Wetter liegt am Ende der nördlichen, rings von Verwerfungen abgegrenzten Zechsteinhälfte. Durch die Störungen ist aber westlich vom Orte Zechstein in normalem Zusammenhange mit Buntsandstein ausgeschnitten worden. Eine NW.-SO.-Verwerfung trennt diese Scholle von einer südlichen ab, bei der die Grenze Zechstein—Buntsandstein ebenfalls normal erhalten ist. 4 km nördlich von hier befinden sich die Aufschlüsse von Nieder-Asphe—Simtshausen, die, wie besprochen, den Zechstein in ganz typischer Entwicklung führen.

Um so auffälliger ist es nun, daß südlich Wetter auf fast 4 km das Obere Konglomerat überhaupt nicht vorhanden ist, auch nicht durch Letten vertreten wird, sondern die Sandsteine mit dem Geismarer Horizont direkt unter dem Unteren Buntsandstein liegen, ja sogar die Dolomitkonkretionen die Grenze bilden. An einer ganzen Reihe von Stellen sind diese Verhältnisse einwandfrei zu beobachten. Eine Transgression des Unteren Buntsandsteins liegt also lokal vor. Eine scheinbare möchte ich sie nennen, da ich glaube, daß weder eine Abtragung des Oberen Konglomerats noch Bodenbewegungen die Ursachen davon waren, sondern das Obere Konglomerat an diesen Stellen sich überhaupt nicht gebildet hat, was dem ganzen Charakter des Zechsteins nicht widerspricht; weiter nördlich ist allerdings das Fehlen einiger Zechsteinhorizonte öfters durch Abtragung zu erklären. Eine größere Bedeutung kann ich dieser Transgression nicht beilegen.

Betreffs der Ausbildung des Oberen Konglomerats weichen von sämtlichen geschilderten Profilen die östlich Michelbach vorhandenen ab. Hier haben wir zunächst einen der Punkte, wo die Abgrenzung der unteren Abteilung von der oberen zur Unmöglichkeit wird. Den Geismarer Horizont treffen wir eingelagert

in eckige Konglomerate mit untergeordneten Sandsteinen. Darüber folgen Konglomerate, die aber nicht gerundet sind, sondern eckig bleiben und in gleicher Weise normal den Buntsandstein unterlagern. Ein kurzes Stück weiter nördlich, wo der Buntsandstein gegen den Zechstein verworfen ist, scheinen auch innerhalb des letzteren Störungen durchzugehen, da, umgrenzt von eckigen Konglomeraten und Sandsteinen, oberes Konglomerat und Geismarer Dolomit auftritt.

Blicken wir noch einmal zurück auf die Gesamtheit der besprochenen Profile, so ergibt sich eine starke Variabilität der oberen Abteilung, im allgemeinen hervorgerufen durch die zunehmende Verkümmernng der ganzen Schichtenfolge nach Süden. Diese Reduktion ist aber keine gleichmäßige, sondern eine sprunghafte, so daß auch in einem nördlicheren Teile eine primitivere Ausbildung als in einem südlichen Teile stattfinden kann.

Zusammenstellung der stratigraphischen Verhältnisse im Oberen Zechstein.

In den allgemeinsten Zügen besteht die Gliederung DENCKMANN's noch, sie ist aber nicht immer mehr durchzuführen, da durch das Fehlen des Stätebergflözes und dadurch, daß die Konglomeratfacies sich auch auf die Permsandsteine erstreckt, eine scharfe Grenze zwischen den Unteren Konglomeraten und den Sandsteinen nicht mehr besteht und die oberen Glieder nicht mehr gleichmäßig auftreten. Es wird infolgedessen eingeteilt in eine untere und obere Abteilung.

Die untere Abteilung entspricht stratigraphisch den Älteren Konglomeraten und einem Teil der Permsandsteine DENCKMANN's. Petrographisch ist sie wie die älteren Konglomerate ausgebildet, indem nur die Sandsteine stärker zurücktreten; häufig tritt eine örtliche Ausbildung terrestrischen Charakters ein, bei der insbesondere das massenhafte Auftreten von Kalkgeröllen an der Basis von Wichtigkeit erscheint. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 25 m.

Der Obere Zechstein am Ostrande des Rhein. Schiefergebirges (nach STILLE, MÖHRING, DENCKMANN und eigenen Aufnahmen).

Normal-Profil	Kleinenberg	Itter	Frankenberg	Marburg	Staufenberg
Unterer Buntsandstein			Unterer Buntsandstein		
Obere Letten	Sandsteine und Konglomerate	Ob. Konglomerat	Ob. Konglomerat	Ob. Konglomerat	nicht scharf getrennt vom
		Sandsteine	Sandsteine mit Geismarer Letten	Sandsteine mit Geismarer Letten	
Plattendolomit	Dolomit	Dolomit und Kalk	Stätebergflöz	Unt. Konglomerat	Unt. Konglomerat
Untere Letten	Untere Letten	Untere Letten mit kavernösen Kalken	Unt. Konglomerat		

Mittlerer Zechstein, z. T. Transgression auf älteres Palaeozoicum

Die obere Abteilung besteht aus Sandsteinen mit eckigen Konglomeraten und Geismarer Letten und dem Oberen Konglomerat, entsprechend den gleichnamigen Gliedern bei DENCKMANN. Eine bestimmte petrographische Charakterisierung der einzelnen Schichten besteht nicht mehr, da infolge der Verkümmernung nach Süden zu sich starke Verschiedenheiten, sogar gelegentliches Fehlen, bemerkbar machen. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 10—15 m.

Die nebenstehende Tabelle gibt über die Art und Weise, wie sich der Zechstein am Ostrande des Schiefergebirges von Norden nach Süden allmählich verändert, Auskunft.

Der Untere Buntsandstein.

Für das Verständnis der Küstenfacies des Zechsteins erweist es sich als notwendig, auch den Unteren Buntsandstein zu betrachten, da dieser ebenfalls eine besondere Ausbildung hat.

Zunächst interessiert uns die Grenze zwischen Buntsandstein und Zechstein, insbesondere da STAMM (1891) von einer Diskordanz gesprochen hat. Wie auch schon die Aufnahmen von DENCKMANN und LEPPLA ergeben die meinigen aber, daß davon keine Rede sein kann. Schon daraus geht dies hervor, daß an vielen Stellen ein Übergang stattfindet, der es erlaubt, nur innerhalb einer gewissen Ausdehnung mit Sicherheit Zechstein und Buntsandstein zu erkennen, ohne daß man in der Lage wäre, die Grenze ganz scharf zu bezeichnen.

S. 407 habe ich ein solches Profil schon angegeben, der Übergang ist dort aber schlecht aufgeschlossen. Ich führte dort an, daß die Gerölle des Oberen Konglomerates nach oben immer kleiner werden, daß schließlich ein feinkörniger Sandstein entsteht, aus dem nach 1—2 Meter typischer Unterer Buntsandstein mit den S. 420 angegebenen Merkmalen entsteht.

Ganz ähnlich verhält sich ein Aufschluß am Steilabsturz der Eder nördlich Rennertehausen. Auch hier ist dieselbe Weise des Übergangs zu beobachten, die Grenze läßt sich auf ungefähr 1,5 m genau bezeichnen. In der Übergangszone wechseln Sandsteine und Konglomerate miteinander ab, die teils Merkmale des Zechsteins, teils solche des Buntsandsteins zeigen. Von Weitem läßt sich aber der Unterschied von Perm und Trias recht gut erkennen. Abgesehen von der Farbe zeigt der Zechstein grobe Bankung, während von Beginn der Trias an feinere Schichtung erkennbar ist. Dieser Übergang war ja auch für LEPPLA die Veranlassung, im Waldeckschen das Obere Konglomerat zur Trias zu ziehen, da dieses von den Dolomiten des Zechsteins sich stets scharf schied. Wie aber schon DENCKMANN angegeben hat, kann diese Möglichkeit südlich von Frankenberg gar nicht in Frage kommen, da das Obere Konglomerat nach seiner petrographischen Ausbildung sich vollkommen dem Zechstein anschließt und damit zugleich in letzteren übergeht. Außerdem scheint der Fall aber viel häufiger zu sein, daß sich die Grenze Perm—Trias ganz scharf ausprägt. Dies gilt z. B. für die auf S. 424 angegebenen Aufschlüsse bei Ronhausen und Wolfshausen, wo das Obere Konglomerat scharf abschneidet — kaum

daß die Gerölle kleiner werden —, und dann sofort der in beiden Fällen selbst konglomeratische Buntsandstein, petrographisch deutlich charakterisiert, beginnt. Vom Soldatenbrunnen bei Ockershausen hat STAMM dasselbe schon angegeben.

Der Buntsandstein, der sich nun über der Grenze aufbaut, zeigt auf der für uns nur in Betracht kommenden Strecke Wetter—Lollar ein ziemlich gleichmäßiges Aussehen, so daß ich mich damit begnügen kann, ein typisches Profil genau zu beschreiben. Ich wähle hierzu den großen Steinbruch südwestlich Gisselberg am Weimarschen Kopfe. Hier liegen die Verhältnisse dadurch besonders günstig, daß das obere Konglomerat am Eingang zu dem Bruche gut entblößt ist und vom Bunten Sandstein 22 m aufgeschlossen sind.

Ich werde das Profil zunächst in allen Einzelheiten geben, um dann seine Gliederung im Großen zu wiederholen:

Oberer Zechstein.

- | | |
|--|-------------|
| 1. Oberes Konglomerat | 1,50 m |
| Gerölle bis über faustgroß, unten ungeordnet, nach oben kleiner werdend, indem zugleich Schichtung eintritt. | |
| 2. Oberes Konglomerat | 0,10—0,30 » |
| die Gerölle nur wenig über die Größe einer Erbse hinausgehend: nach oben scharf abschneidend. | |

Unterer Buntsandstein.

- | | |
|---|--------|
| 3. Sandstein | 0,60 » |
| feinkörnig, sehr tonig, dünn-schichtig, dunkelrot-grau, aber sonst deutlich dem Unteren Buntsandstein zugehörig; viel Glimmer; zum Teil schon Andeutung einer Bankung. Zwei mürbe Konglomerat-Lagen, bis erbsengroße Komponenten. Einzelne Gerölle durch das Ganze verstreut; gegen 2. scharf abgesetzt, aber konkordant. | |
| 4. Sandstein | 0,70 » |
| sehr feinkörnig, hellrot mit fein-konglomeratischen Lagen, mit Ausnahme der letzten sehr fest. | |
| 5. Bausandstein | 2,00 » |
| feinkörnig, hellrot; auf den Schichtenflächen mit Tongallen, hellem Glimmer, grobem Sand und kleinen Geröllen, Wellenfurchen und groben Netzleisten. In vier bis fünf Bänke zerfallend, getrennt durch wenig mächtige Schieferletten, die auch auskeilen können. Bindemittel der runden Sandkörner zurücktretend. | |
| 6. Werkbank (ohne Fuge!) | 3,00 » |
| feinkörnig, hellrot. Die Sandkörner eckig, toniges Bindemittel, erstes Auftreten von Kaolin, über der Oberkante starke Kreuzschichtung. | |

7. Bausandstein	2,7 m
mit 5—6 Bänken, durch sandige Letten getrennt. Zunehmender Kaolingegehalt.	
8. Dünnschichtige Sandsteine	4,00 »
mürbe, übergend in grobe sehr tonige Sandsteine, mit kleinen Geröllen und Tongallen. Einzelne festere Bänke.	
9. Bausandstein	1,00 »
wie 7. Drei Bänke.	
10. Werksteinbank	1,50 »
ähnlich 6.	
11. Werksteinbank	0,50 »
12. Dünnplattige Sandsteine	2,00 »
feinkörnig, mürbe, wenig Kaolin.	
13. Sandstein	3,00 »
teils als Bausandstein, teils als dünnplattige Bänke entwickelt; einzelne Gerölle.	
	22,80 m

Zusammengefaßt ist dieses Profil zu gliedern:

1. Oberes Konglomerat des Zechsteins	1,80 m
2.—6. Unterer Buntsandstein.	
2. Dünnschichtige Sandsteine mit konglomeratischen Lagen	1,30 »
3. Untere Bausandsteinzone mit Geröllen	7,70 »
4. Dünnschichtige Sandsteine mit Geröllen	4,00 »
5. Obere Bausandsteinzone.	3,00 »
6. Dünnplattige Sandsteine mit einzelnen Geröllen	5,00 »

In ähnlicher Weise sind überall die unteren Lagen ausgebildet, indem sich zwei Bausandsteinzonen getrennt durch dünnschichtige Sandsteine an der Basis herausheben. Erst darüber ist dann die bekannte Ausbildung des Unteren Buntsandsteins in dünnplattige Sandsteine, wechsellagernd mit Schieferletten, zu bemerken.

Als charakteristisch für unseren untersten Buntsandstein haben demnach die Bausandsteine an der Basis und das Vorkommen von kleinen Geröllen zu gelten. Wenn auch die Gerölle meist nur die Größe einer Erbse haben (das größte Maß war 3,4 cm. 1,7. 1,5), so gewinnen sie doch Bedeutung durch ihre gleichmäßige stratigraphische Ausdehnung. Bei der Kartierung konnte ich sie bis Battenberg verfolgen. Dadurch erhält schon unser Buntsandstein eine besondere Stellung; aber noch mehr eigentlich durch das Vorkommen der Bausandsteinzone,

wengleich von früheren Autoren noch nicht scharf darauf hingewiesen ist. Mit voller Deutlichkeit können wir dies erst erkennen, wenn wir uns einen Überblick über die Ausbildung der untersten Schichten in Mitteldeutschland verschaffen.

Überblick über die Ausbildung des untersten Buntsandsteins in Mitteldeutschland.

Wir beginnen mit den normalen Verhältnissen, die wir in Hessen und Thüringen und zwar in den Gradabteilungen der preußischen geologischen Spezialkarte 55—57, 69—71 suchen müssen.

Zwei Gesteine sind es, die verschiedene Facies charakterisieren, die zwar einander nicht vertreten, aber auch nie zusammen vorkommen, die Bröckelschiefer und die Rogensteine. In den Gebieten, wo die Trias zutage tritt, haben die Bröckelschiefer die größte Ausdehnung. Nicht nur auf der Westseite des Thüringer Waldes im östlichen Hessen und am Spessart (KAYSER, Geologie II, S. 280), sondern auch im Odenwald und Schwarzwald sind sie vorhanden, wenn auch nach Süden weniger mächtig. Als dunkelrote, aber auch brennend rote, sandfreie Letten sind sie zu bezeichnen, die beim Verwittern in eine steinig-grusige Masse zerfallen, im Gegensatz zu den darunter liegenden Letten des Oberen Zechsteins, die weniger intensiv gefärbt sind und einen tonigen, plastischen Verwitterungsboden geben.

Charakteristisch für die Bröckelschiefer sind ferner nahe der unteren Grenze Einlagerungen von dunkelgrauen, auch hellen Dolomitknauern, die bis über faustgroß werden können und gelegentlich sich zu förmlichen Bänken zusammenfügen, ja sogar durch Dolomitbänkechen vertreten werden können.

Die größte Mächtigkeit haben die Bröckelschiefer im Spessart mit 70 m. Nach Süden werden sie sehr schnell geringmächtiger, da die oberen Teile in Sandstein übergehen. Bei Heidelberg haben wir so nur noch 3—6 m. Selbst im nördlichen Schwarzwald sind sie noch anzutreffen, allerdings nicht mehr in dem charakteristischen, bröckeligen Habitus, sondern als tonig-sandige Letten. Die darüber folgenden Sandsteine (häufig Tiger-

sandsteine) zeigen von der Wetterau bis nach Süden eine Neigung zur Ausbildung von Werksteinen unter Ausschaltung einer Dünnbankigkeit und Dünnschichtigkeit; sie unterscheiden sich dadurch von den immer dünnplattigen Sandsteinen Mitteld Deutschlands mit tonigen Zwischenlagen.

Nach Nordosten von der Wetterau aus nimmt die Mächtigkeit der Bröckelschiefer ab. Auf der Linie Kassel—Coburg beträgt sie nur noch 30 m. Es schließt sich dann nach dem Harz zu eine schmale Zone an, in der die Bröckelschiefer undentlich werden durch Einlagerung von Sandsteinen, bis die Sandsteine so überhand nehmen, daß die schiefri gen Einlagerungen ganz zurücktreten und der Untere Buntsandstein in seiner ganzen Mächtigkeit von dünnplattigen, feinkörnigen, häufig sehr tonigen Sandsteinen, abwechselnd mit Schieferletten (die auch ganz überhand nehmen können), eingenommen wird, wie sie vorher nur über den Schiefen waren. Werksteinbänke machen sich in ihnen nicht bemerkbar. In höheren Schichten machen sich dann allmählich erst schwache, bald stärkere Bänke von Rogenstein bemerkbar, die im nördlichen Harzvorlande bis Rüdersdorf und an der holländischen Grenze bekannt sind. In der Münsterschen Bucht (siehe KRUSCH 1909, S. 263) scheint ein ähnliches Verhalten an der unteren Grenze stattzufinden, indem Lettenlagen von Wesel nach Süden hin überwiegen, entsprechend unseren Bröckelschiefen.

Den besprochenen Übergang von Bröckelschiefen über undentliche Bröckelschiefer, dünnplattige tonige Sandsteine in solchen mit Rogensteinen können wir als normalen Faciesübergang in der Richtung SW.—NO. südlich des Rheinischen Schiefergebirges, und in der Richtung SO.—NW. nördlich desselben, bezeichnen. Wir sehen daraus schon, daß unsere Bausandsteinzone etwas Ungewöhnliches darstellt.

Andere Verhältnisse treffen wir aber an, wenn wir uns nach dem Rande der Böhmis chen Masse, der Linie Saalfeld—Gera bewegen. Überraschend schnell verschwinden hier die Bröckelschiefer, indem wenig mächtige Sandsteinlagen sehr schnell ihre ganze Mächtigkeit einnehmen. Allmählich werden die Sandsteine

immer größer, bis dann der Bröckelschiefer durch die bekannten Konglomerate, die auf den Blättern Gera und Weida am typischsten ausgebildet sind, ersetzt ist. Mit einer randlichen Ausbildung des Buntsandsteins haben wir es hier zu tun. In genau derselben Weise erkennen wir, daß wir am Rande der Buntsandsteinverbreitung sind, in der Münsterschen Bucht zwischen Wesel und Münster (KRUSCH 1909, S. 263) an dem Auftreten von Konglomeraten an der Basis.

Gehen wir nun auf die Ausbildung des Unteren Buntsandsteins am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges zurück, so sehen wir, daß unsere Bausandsteinzone mit den Geröllen allein den besprochenen randlichen Verhältnissen verglichen werden kann, der Buntsandstein wird auch hier nahe einer Grenze sein.

Die geröllführende Bausandsteinzone als unterstes Glied des Buntsandsteins wäre danach den Bröckelschiefern im Alter gleich zu stellen.

Die Verbreitung einer groben Ausbildung an der Grenze Perm-Trias in Deutschland.

Von ganz besonderer Bedeutung ist nun aber, daß nicht nur der Untere Buntsandstein, sondern auch der Obere Zechstein im Rheinischen Schiefergebirge und in Süd-Thüringen, wie im Braunauer Lande (Schlesien) in gleicher Weise eine randliche Ausbildung zeigt. Es ist sehr merkwürdig, daß bei den zahlreichen Diskussionen über die Frankenger Permbildungen nie auf diese Analogie hingewiesen ist. LEPLA erwähnt (1890, S. 81), daß »die Lagerung und die Entwicklung der Grenzschichten zwischen Zechsteinformation und Unterem Buntsandstein, besonders das örtliche Vorkommen eines Konglomerates an der Sohle des letzteren (Blatt Gera) eine gewisse Ähnlichkeit mit den Verhältnissen im Waldeckischen« bietet. Daß aber gerade der Obere Zechstein nicht nur eine »gewisse Ähnlichkeit«, sondern vollkommene Übereinstimmung, wenn auch nur auf einem kleinen Stücke zeigt, mußte allerdings darum unbekannt bleiben, weil die hauptsächlich in Betracht kommenden

Blätter der geologischen Spezialkarte, Weida und Waltersdorf, damals noch nicht erschienen waren.

Für die Bestimmung des Alters des Frankenger Zechsteins ist es natürlich von größter Bedeutung, wenn wir sehen, daß auch anderwärts eine randliche Facies eintreten kann und die Frankenger Ausbildung gar keine Ausnahme darstellt.

Wir gehen zunächst zur Besprechung der Verhältnisse in Süd-Thüringen über. Der folgenden Schilderung liegen die Spezialkarten der Gradabteilung 71, Blatt Langenberg, Gera, Ronneburg, Rudolstadt, Orlamünde, Neustadt, Triptis, Weida, Waltersdorf, Saalfeld, Ziegenrück, Greiz und eigene Begehungen zugrunde.

Tektonisch ergibt sich zunächst, daß Perm und Trias auf dieser Strecke dem alten Abtragungsplateau ungestört angelagert sind. ZIMMERMANN (1909, S. 153) hat noch neuerdings in einem Profil eine schematische Darstellung davon gegeben. Auf einer unregelmäßigen Unterfläche müssen die Formationen sich abgesetzt haben. So ist es ja bekannt, daß die Bryozoenriffe direkt dem Grundgebirge aufgesetzt sind.

Betrachten wir auf einer Übersichtskarte (z. B. LIEBE 1884) das Zechsteinband zwischen Gera und Saalfeld, so sehen wir, wie südlich Gera bis nach Triptis der Untere und Mittlere Zechstein nicht mehr vorhanden ist und der Obere auf das ältere Palaeozoicum transgrediert. Bemerkenswert erscheint eine Ausbuchtung des Bandes nach SO. bei Weida auf 10 km zusammen mit dem Unteren Buntsandstein, der selbst noch 4 km weiter geht.

Stratigraphisch machen sich die Folgen der Transgression dadurch bemerkbar, daß Einlagerungen von feinkörnigen Sandsteinen in den Zechsteinletten auftreten, besonders in den oberen. Am stärksten ist dies auf dem Blatte Langenberg der Fall, wo lichte Sandsteine mit dolomitischen Bindemittel die Oberen Letten fast ganz vertreten. Bei Gera ist dies Verhalten nur angedeutet. Ganz normal ist der Obere Zechstein noch in Unteren und Oberen Letten, getrennt durch Plattendolomit, geschieden.

Betreten wir aber die Ausbuchtung bei Weida, so be-

merken wir »immer mehr ein Schwinden der Gesamtmächtigkeit, ein Vorherrschen der lettigen und sandigen Zonen und ein Zurücktreten der reinen Dolomit-Platten, und oft genug unterbrechen Lücken, wo der Zechstein völlig fehlt, das schmale, übrige Ausstreichen« (Erl. z. Bl. Weida S. 61). Eine Trennung von Oberen und Unteren Letten ist dann nicht mehr möglich. »Insbesondere sind natürlich die untersten Schichten, welche dem älteren Palaeozoicum (hier Cambrium) unmittelbar auflagern, petrographisch in mannigfacher Weise ausgebildet, als konglomeratische, grandige oder lettige Sandsteine mit reichlicherem oder spärlicherem dolomitischen Bindemittel, als Dolomite mit sandigen oder grandigen Quarz-Schiefer- und anderen Einschlüssen, als Letten mit Dolomitknauern und Bänkechen«.

Die Komponenten der Konglomerate sind teils fremden Ursprungs oder entstammen unmittelbar dem Untergrund, so daß sie öfters eckig sind.

Schr häufig sind helle und rote Sandsteine, von denen die letzteren von Frankenberger Sandsteinen nicht zu unterscheiden sind.

Von ganz besonderem Interesse ist aber nun, daß sich wie bei Frankenberg neben Steinsalzpsedomorphosen auch Pflanzenreste gefunden haben. »Es sind Zweige und namentlich einzelne Nadeln, vorherrschend von *Voltzia Liebeana* GEIN. und *Ullmannia selaginoides* BRONGN., aber auch von *Ullmannia Bronnii* GÖPP., *U. frumentaria* v. SCHLOTH., *Voltzia hexagona* BISCH, außerdem auch noch *Chondrites virgatus* MÜNST.«

Der Obere Zechstein bildet demnach eine typische Flachwasser- und Uferbildung, der sich faciell der Untere Buntsandstein, wie schon besprochen, anschließt. Damit gewinnen der Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und der Nordrand der Böhmisches Masse eine sehr bedeutsame Kongruenz in Tektonik und Stratigraphie der angelagerten Sedimente. In beiden Gebieten erweist sich demnach, daß die Grenze Palaeozoicum-Mesozoicum keine große Änderung, sondern im Gegenteil gleichmäßiges Fortdauern der ebstehenden Verhältnisse gebracht hat. Wir können dies auch

anders auffassen, daß die Bedingungen, die im Anfang des Mesozoicums herrschten, lokal sich schon vorher geltend machten. (In der von dem ganzen übrigen Zechstein abweichenden Lettenfacies der oberen Schichten prägt sich dies ja so wie so schon aus.)

Es erhebt sich dann aber die Frage, ob wir nicht an anderen Stellen in Deutschland auf Ähnliches stoßen. Wir müssen sehen, um uns anders auszudrücken, ob innerhalb der tonigen und lettigen Gesteine des Oberen Zechsteins und Unteren Buntsandsteins sandige oder konglomeratische Bildungen zu finden sind. Das Verdienst, schon früher auf diese Frage aufmerksam gemacht zu haben, ist GRUPE zuzuschreiben, wiewohl sein Material keineswegs umfassend genannt werden kann. (Meine Untersuchungen in dieser Richtung sind übrigens nicht durch die GRUPE's veranlaßt worden; seine Arbeit kam mir erst verspätet in die Hände, als meine Hauptergebnisse schon vorlagen. Es ist von Bedeutung, daß wir beide von ganz verschiedenen Ausgangspunkten auf das Gleiche kamen.)

Große Ausbildungen an der Grenze Perm-Trias, als Anklang an die Straunfacies, besitzen allgemeine stratigraphische Bedeutung.

Wir beginnen mit dem Zechstein und wenden uns zuerst der böhmischen Masse zu, von der das Vogtland mit den schon besprochenen Tatsachen einen Teil bildet. Westlich von der genannten Ausbuchtung bei Weida bis auf 9 km an sie herantretend, finden wir ein ausgedehntes Zechsteingebiet, ungefähr begrenzt durch die Städte Crimmitschau, Meerane, Altenburg. Nur Oberer Zechstein ist hier (bis 50 m) mächtig ausgebildet und besteht trotz der großen Nähe des typischen Profils nur noch aus Oberen Letten und Plattendolomit. (Nur in der Gegend von Frohbürg [Greifenhain] und am Südrande des Mügeln Beckens sind noch Untere Letten erhalten.)

Konkordant liegt der Zechstein dem Rotliegenden auf, in das er »übergeht«, so daß ein basales Konglomerat nicht entstehen kann. In der Stufe der Plattendolomite finden sich zwischen den Dolomitbänken meist graue Schiefertone, die in feinkörnige

Sandsteine übergehen. An manchen Stellen können aber letztere in den unteren Teilen vollkommen den Dolomit vertreten. Neben wenigen marinen Fossilien finden sich sehr häufig Pflanzenreste wie *Ulm. Bronnii* und *selaginoides*; ja sogar »kleine, einige Zentimeter große und gegen 1 Meter mächtige Steinkohlenpartieen sind zuweilen im Dolomit eingeschlossen«. Für die Parallelisierung des Plattendolomites mit dem Stätebergflöz (siehe S. 391) ist von großem Interesse, daß der Dolomit stellenweise neben Nieren von Sphärosiderit und Markasit auf Klüften und in Hohlräumen, gelegentlich aber auch in feiner Verteilung Bleiglanz und Spuren von Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende, Kupferlasur und Malachit führt.

Viel stärker sind in den Oberen Letten Sandsteine vertreten; sie gehören zum normalen Profil. Wellenfurchen und Steinsalz pseudomorphosen kommen häufig auf den Schichtflächen vor. Mit Vorliebe scheinen die Sandsteine nach der Grenze zum Buntsandstein aufzutreten.

In einigen lokalen Fällen, wo die Oberen Letten ohne den Plattendolomit über das Rotliegende transgredieren, kann es andererseits an der Basis zur Ausbildung eines Konglomerates kommen.

Schon hier möchte ich erwähnen, daß auch der Untere Buntsandstein in gleicher Weise eine randliche Facies zeigt.

Nach Osten finden wir den nächsten Zechstein erst in Schlesien, wo er uns erst in neuerer Zeit durch die Arbeiten von ZIMMERMANN und BERG auf den Blättern Löwenberg, Friedland, Waldenburg, Schömberg, Landshut und im Braunauer Lande bekannt geworden ist. Im günstigsten Falle zeigt sich hier noch eine Dreiteilung (BERG 1905, S. 724) in ein liegendes dolomitisches Konglomerat, Sandstein mit Septarien und Plattendolomit wie bei Löwenberg. Im Süden ist aber eine dolomitische, auch konglomeratische Arkose der einzige Vertreter des Zechsteins.

Die NW.- und NO.-Seite der Böhmisches Masse zeigt mithin den Zechstein in der Nähe des Landes abgesetzt.

An der SW.-Seite können wir kaum erwarten, Ähnliches zu finden, da der Zechstein hier nur noch in einigen Gräben erhalten ist. Angedeutet ist es nur auf Blatt Sonneberg und Steinach in einer starken Verminderung der Gesamtmächtigkeit. Dünne, sandige, glimmerreiche Lagen bilden aber den Übergang zum untersten Buntsandstein, der aus Bröckelschiefern besteht und etwas sandigere Lagen führt.

Feinkörnige Sandsteine bilden für das übrige mitteldeutsche Gebiet Andeutungen der Strandfacies. Sie finden sich, um es noch einmal zu wiederholen, am Rande der Böhmisches Masse auf einer ganzen Reihe von Blättern, im Westen bis auf Blatt Königsee übergreifend, und sind auch wohl verbreiteter, als es die Erläuterungen angeben. Um so bemerkenswerter erscheint es, daß sie besonders von Blatt Osterode, Stadtoldendorf und Lauenberg angeführt werden. In diesem Zusammenhange wollen wir dann auch auf das Übergreifen des Oberen Zechsteins über den Unteren nahe Rotenburg an der Fulda (LEPPLA 1890, S. 82) und auf die Bryozoenriffe bei Altenstein und Liebenstein und Umgegend am Nordende des Thüringer Waldes und »die Andeutung ähnlicher Bildungen, die sich am Südrande des Harzes bei Ellrich finden« (BEYSCHLAG 1907), hinweisen.

Von besonderem Interesse ist es, daß in dem dem Frankenger nahe liegendem Wetterauer Zechsteingebiet mit Ausnahme von Pflanzenfunden (*Ulm. Bronnii* im Mittleren, *Ulm. selaginoides* und *Cardiocarpon* im Oberen) nichts an die Nähe des Landes erinnert, im Gegenteil macht sich nördlich Haingründau die Facies eines tieferen Meeres bemerkbar. Allerdings haben wir ja bei Weida im Voigtlande gesehen, wie schnell derartige Änderungen sich auf wenige Kilometer vollziehen können.

Auch der Zechstein von Rabertshausen im Vogelsberge, von dem jetzt kaum mehr etwas zu sehen ist, scheint nach den Nachrichten der älteren Autoren trotz seiner Nähe an der Frankenger Ausbildung typische marine Facies gehabt zu haben.

Wie sich von hier aus nach Süden bis Heidelberg und in die Pfalz das Südende des Zechsteins gestaltet, ist aus der Literatur nicht recht zu ersehen. Ich beabsichtige, diese Ver-

hältnisse zunächst zum Gegenstande einer Untersuchung zu machen.

Schwer zu übersehen sind auch die Verhältnisse in der Bucht von Münster. Immerhin ergibt sich schon, daß der Zechstein ungefähr nach SO. eine Reduktion zeigt, daß die Salzlager auskeilen und eine Transgression des Oberen Zechsteins stattfindet. (Vergl. besonders Entw. Niederrhein.-Westf. Steinkohlenbergbau Band 1.) Einzelne Sandsteinbänke zeigen die Küstennähe, die sich viel deutlicher noch in den Konglomeraten an der Basis des Unteren Buntsandsteins erkennen läßt, an.

In diesem Zusammenhange muß auch auf das bekannte Konglomerat von Menden hingewiesen werden. Schon DENCKMANN sprach aus, daß es sich hier wohl um Zechstein handeln würde. KRUSCH, der noch in letzter Zeit das Konglomerat näher (1909 S. 52 ff.) behandelt hat, möchte es freilich als Rotliegendes auffassen, unter der Annahme, daß die randlichen Verwerfungen südliche Fortsetzung des Königsborner Grabens und demnach älter als Zechstein sind. So lange dafür aber keine zwingenden Beweise gebracht werden, möchte ich an dem Zechsteinalter festhalten, zumal echtes Rotliegendes erst in recht weiter Entfernung, jedenfalls aber weiter als konglomeratischer Oberer Zechstein bekannt ist.

Fassen wir das Besprochene über den Zechstein zusammen, so sehen wir, was zum Teil selbstverständlich ist, daß die Randgebiete des oberen Zechsteinmeeres allenthalben durch sandige und konglomeratische Facies, wenn auch nicht immer sehr deutlich, gekennzeichnet sind, und daß sich Andeutungen davon durch das ganze Becken verfolgen lassen. Einige Bemerkungen machen es mir wahrscheinlich, daß sandige Einlagerungen in den Oberen Letten eine weitere Verbreitung haben, als in der Literatur angegeben ist.

Ganz ähnliche Ergebnisse erhalten wir auch für den Unteren Buntsandstein. Ich habe schon erwähnt, daß der Randfacies des Perms sich die der untersten Trias an der ganzen Böhmisches Masse, im Süden und Nordosten des Rheinischen Schiefergebirges

anfügt. Auch für die Westseite des Schiefergebirges gilt dies in weiterem Sinne, wo die Randfacies sich im Mittleren und Oberen Buntsandstein und weiterhin durch Muschelkalk, Keuper und Lias (mit Andeutungen auch im Dogger) ausprägt.

Im ganzen mitteldeutschen Triasbecken finden sich im Gebiete der Bröckelschiefer noch Anklänge an diese randliche Facies verbreitet. (Nur für das Gebiet östlich des Vogelsberges läßt sich bei dem Fehlen von Spezialkarten Näheres noch nicht angeben.)

In der schon oben gegebenen petrographischen Beschreibung des Bröckelschiefers muß das Wort »sandfrei« hervorgehoben werden, in dem Sinne, daß es sich um rein tonige Gesteine handelt. Nach oben zu geht der Schiefer in die typischen Sandsteine des unteren Bunten über, indem sich kleine Bänkechen des letzteren zuerst nur untergeordnet, dann aber ganz überhandnehmend einschieben. Petrographisch entsprechen diese vollkommen den höheren Sandsteinen.

Auch nach dem Liegenden zu sind Sandsteine zu beobachten. GRUPE hat zuerst darauf aufmerksam gemacht und einige Fundpunkte angeben.

Vor allem erscheinen grobe Sandsteine bemerkenswert. Sie finden sich auf folgenden Blättern der geologischen Spezialkarte von Preußen: Gr. Freden, Stadtoldendorf, Einbeck, Sievershausen, Sonneburg (von GRUPE angegeben), dann aus der Kasseler Gegend Wilhelmshöhe, Ermschwerd, Allendorf, Waldkappel, Altmorschen, Seifertshausen, Sontra, Herleshausen und außerdem Wasungen und Schwarza.

Sehr häufig ist das Auftreten der Sandsteine unscheinbar, indem sie nur durch nesterförmige Einlagerungen von grauen, gerundeten, lockeren Sanden vertreten sind. Andererseits können sich auch daraus vollkommeneren, bis 20 cm mächtige Bänke entwickeln. Dann sind die Sandsteine fester und haben eine schmutzige rote Farbe, die heller als die der Bröckelschiefer ist. Immer bleiben die einzelnen Körner gerundet, so daß sie besonders wegen des stark tonigen Bindemittels nicht leicht von Frankfurter Permsandsteinen zu unterscheiden sind. Mit den höheren

Sandsteinen über den Bröckelschiefern sind sie gar nicht zu verwechseln, da diese viel heller sind und ganz feines Korn haben. Wohl lassen sie sich aber vergleichen mit mürben Sandsteinen, wie sie an der Basis der Bausandsteinzone des Unteren Buntsandsteins (siehe S. 430) vorkommen, denen sie ja auch stratigraphisch genau entsprechen.

Da die Sandsteine die tieferen Lagen bevorzugen, kommen sie zusammen in einen Horizont mit den Dolomitknauern der Bröckelschiefer. Häufig enthalten darum die Dolomite auch Sandkörner eingeschlossen.

Die groben Sandsteine können auch durch Bänke von feinkörnigeren ersetzt werden. Auf den erwähnten Blättern ist dies nur lokal der Fall. Allein kommen sie aber vor auf den Blättern: Schmalkalden, Themar, Schleusingen, Sonneberg, Steinaach, Büdingen, Gelnhausen, Langenselbold, Bieber, Lohrhaupten. Ganz genau wie die groben Gesteine halten sie die unteren Lagen inne; gelegentlich werden sie sogar direkt als Grenzgestein zu den Oberen Letten angeführt.

Auffällig ist, daß mit allen den angeführten Sandsteinvorkommen mit Ausnahme von Blatt Wasungen die Dolomitknauer zusammen vorkommen. Nur wenige Blätter bleiben dann übrig, auf denen Dolomite ohne Sandsteine vorkommen.

(Es scheint sich dadurch eine förmliche Zweiteilung der Bröckelschiefer anzuzeigen, indem sie sich in eine untere Hälfte mit Dolomitknauern und Sandsteinen und eine obere sandfreie zerlegen, an die sich dann die Übergangszone zum Unteren Buntsandstein anschließt. In einem Falle konnte ich dies auch direkt im Gelände beobachten. Auf Blatt Allendorf findet sich südlich Kammerbach »in den Birken« ein sehr guter Aufschluß an der Straße. Deutlich beobachten wir eine untere Abteilung ausgezeichnet durch zahlreiche bankig angeordnete Dolomitknauer, die nach oben zu kleiner werden, grobe Sandsteinbänke unter ihnen und sandige Beimengungen zwischen und in den Dolomitknauern. Scharf abgesetzt scheint davon eine obere Abteilung, in der Dolomitknauer und sandigere Einlagerungen fehlen, in der die Bröckelschiefer etwas feiner und gleichmäßiger sind und Nei-

gung zu leichterem Zerfallen haben. Nach oben gehen die Schiefer in bekannter Weise in die dünnplattigen, äußerst feinkörnigen Sandsteine des Unteren Buntsandsteins über.)

Greifen wir nun noch einmal zurück auf die Verhältnisse am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges. Wir haben gesehen, daß die Grenze Perm—Trias bezeichnet wurde durch das Obere Konglomerat und die leicht konglomeratische Bausandsteinzone. Während nach Norden zu unter dem Oberen Konglomerat die groben Bildungen allmählich verschwanden und aus dem Stätebergflöz sich der Plattendolomit entwickelte, blieb das Konglomerat als solches bestehen, indem in ihm die Gerölle, wie auch im Unteren Buntsandstein, zurücktraten. Der Unterschied vom normalen Profil bestand dann nur noch darin, daß an Stelle der Oberen Letten Konglomerate und Sandsteine vorhanden waren und an Stelle der Bröckelschiefer feinkörnige Sandsteine lagen. Da nun vom Unteren Buntsandstein am auffälligsten das Fehlen der Bröckelschiefer hervortrat und östlich davon die Bröckelschiefer und Oberen Letten Neigung zu sandiger Ausbildung zeigten, lag es nahe, eine Vertretung der Oberen Letten und Bröckelschiefer durch das Obere Konglomerat anzunehmen. GRUPE (1908, S. 57) weist schon darauf hin.

Nachdem ich nun zeigen konnte, daß der Untere Buntsandstein selbst eine randliche Facies darstellt und auch in anderen Gebieten eine Vertretung der Bröckelschiefer durch Sandstein und Konglomerate beobachtet ist, mußte ich von dieser Meinung abgehen und darauf zurückkommen, daß die Grenze Perm—Trias an der Grenze Oberes Konglomerat—Buntsandstein liegt. Die petrographische Ähnlichkeit zwischen den groben Sandsteinen im Bröckelschiefer und dem an der Basis der Bausandsteinzone ist dabei ein wichtiges Argument.

Beziehungen der randlichen Facies zur Rheinischen und Böhmischem Masse.

Überblicken wir die Verteilung der randlichen Facies des Oberen Zechsteins und Unteren Buntsandsteins, so ergibt sich, daß sie sich genau dem Rheinischen Schiefergebirge

und der Böhmischen Masse anschmiegt, ungefähr dem Bilde entsprechend, wie auf der Karte von Everding (1907) die Küste des Zechsteinmeeres gezeichnet ist. Am Harz und Thüringer Wald hingegen macht sich außer einigen leisen Andeutungen nichts davon bemerkbar, haben wir doch sogar von der Höhe des Thüringer Waldes echten Zechstein (und Buntsandstein) durch ZIMMERMANN kennen gelernt. Rheinisches Schiefergebirge und Böhmisches Masse bildeten also Küsten des Zechsteinmeeres, sie waren schon damals Festland in einer der jetzigen ungefähr entsprechenden Form. (Vergl. die Karte von TORNUST (1906), die das Gegenteil ausdrückt.) Zechstein und Unterer Buntsandstein sind nicht über sie hinweggegangen. Darnach müssen die beiden Gebirge als die ältesten deutschen Mittelgebirge unter den jetzt noch bestehenden angesprochen werden.

Sofort erhebt sich aber nun die Frage, wie kommt es, daß die alten Küsten des Zechsteinmeeres noch jetzt zum Teil in ihren ursprünglichen Umrissen erhalten sind. Sind die besprochenen Gebirge, wie man jetzt annimmt, von den Sedimenten des Mesozoicums noch vollkommen eingedeckt und später durch Kontinuität der Dislokationen die alten Küsten wieder in jüngerer Zeit aufgeschlossen worden, oder sind die alten Gebirgskerne vom Ende des Palaeozoicums bis in unsere Zeit stehen geblieben? Ist es nur ein Zufall, daß die Erosion jetzt die alten Küsten wieder aufgedeckt hat?

Die Frage ist nicht auf einmal zu entscheiden, zumal die Gebirge sich in ihren einzelnen Teilen nicht gleichmäßig verhalten haben. (Erscheint es doch z. B. sicher, daß die Erhebung des Schiefergebirges am Mainzer Becken eine sehr junge ist.)

Eine sorgfältige Untersuchung der Sedimente in ihrer Beziehung zu den Mittelgebirgen kann allein entscheiden. Bei der Ausdehnung des Gebietes wird sie aber langwierige Vorarbeiten in der Literatur und im Gelände erfordern.

Einige Andeutungen möchte ich aber dennoch schon geben.

Das beste Beispiel, wie sich eine randliche Facies durch mehrere Formationen äußert, finden wir am Rande der Ardennen, wo die Verhältnisse durch VAN WERVEKE genauer untersucht

sind. Vom Mittleren Buntsandstein bis in den Dogger sehen wir bei Annäherung an das Gebirge Einlagerungen von Sanden und auch Konglomeraten. Jede Formation greift über die ältere und auf den Gebirgskern über. Für diesen Teil des Rheinischen Schiefergebirges müssen wir also ein längeres Bestehen annehmen.

Einer mündlichen Äußerung von THÜRACH entnehme ich, daß er Ähnliches auch für die Böhmisches Masse annimmt. Das Fehlen der Meßtischblätter macht in diesen Gebieten leider auf absehbare Zeit ein genaueres Arbeiten unmöglich. Die Untersuchungen von POMPECKJ und REUTER (Geogn. Jahreshefte 13, 1901 und 20, 1908.) führen für die Zeit des Jura den Nachweis, daß an der Böhmisches Masse schon Küste war. Im Zusammenhang mit den Arbeiten STILLE's, der für das Rheinische Schiefergebirge ein oberjurassisches Bestehen wahrscheinlich macht, gewinnen diese Verhältnisse ganz besonders an Bedeutung.

Die Beziehungen der Oberen Kreide zu dem Schiefergebirge und dem Böhmisches Massiv weisen deutlich darauf hin, daß auch hier es sich um Küsten handelt, also ein Bestehen der alten Gebirgskerne.

Schließlich scheint es mir, daß man aus der Tatsache, daß die beiden Gebirge, im Gegensatz zu allen anderen Mittelgebirgen, sehr stark abgetragen sind und aus ihrem Vorlande sich nur mit schwacher Höhendifferenz erheben, ebenfalls auf ein höheres Alter schließen könnte.

Andererseits sprechen gegen ein Bestehen der Böhmisches Masse z. B. die Muschelkalkvorkommnisse auf Blatt Greiz. (Die Buntsandsteinreste bei Steinheide kommen nur für das Alter des Thüringer Waldes in Betracht.) Doch mögen derartige Transgressionen sich vielleicht nur auf einzelne Teile der Massive erstreckt haben, wie es z. B. für den Buntsandstein im westlichen Rheinischen Schiefergebirge gilt.

Im Zechstein selbst macht sich vielleicht die randliche Facies paläontologisch viel mehr bemerkbar, als bisher bekannt. Die Arbeit von DIETZ (1909) zeigt uns dies sehr deutlich. Er schreibt (S. 497): »Eigentümlich ist nun, daß die Schneckenfauna des Burgberges bei Nordhausen sich durchaus abweichend von der

Thüringens und Hessens verhält. Die Frage dürfte somit nicht ganz unberechtigt erscheinen, ob denn überhaupt der Mittlere Zechstein des Burgberges paläontologisch direkt dem Unteren Zechstein Thüringens und Hessens gleichzustellen ist, ob nicht vielmehr beide als selbständige Reliktenfaunen anzusehen sind derart, daß also ein Übergang vom Unteren Zechstein Thüringens zum Mittleren Zechstein Nordhausens über die Fauna des offenen Meeres hin zu suchen sein würde.«

In der Literatur scheinen ähnliche Ansichten über das hohe Alter von Böhmischer und Rheinischer Masse kaum ausgesprochen zu sein. Ich fand nur eine Bemerkung von PENCK (1885, S. 377), in der er leider ohne nähere Begründung hervorhebt, daß die beiden Gebirge durch Kontinuität der Dislokationen erhalten geblieben wären und »gleichsam uralte Inseln« darstellten, die »länger und öfter frei von Meeresbedeckung gewesen sind als das übrige Deutschland«¹⁾.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Der in Strandfacies ausgebildete Obere Zechstein zwischen Battenberg und Lollar fügt sich allgemein der von DENCKMANN für Frankenberg gegebenen Gliederung ein. Von Wetter südlich liegt er seiner Küste mit einem klippenreichen Untergrunde ungestört an oder greift in Buchten in das Rheinische Schiefergebirge hinein und zeigt darum in seinen unteren und mittleren Teilen eine starke Neigung zur Konglomeratbildung und zur Reduktion, so daß die Gliederung allmählich bis zur Unkenntlichkeit verwischt wird. Sein jetziges südliches Ende wird als ganz nahe der Südgrenze eines Armes der Meeresausdehnung liegend betrachtet. Die untersten Schichten zeigen häufig rein terrestrischen Charakter.

Der Untere Buntsandstein zeigt ebenfalls eine randliche Facies,

¹⁾ Während der Drucklegung erschien die »Geologie von Deutschland« von JOH. WALTHER. Hier werden die erwähnten Gedanken in allgemeiner Form, aber ganz scharf ausgesprochen; er nennt die beiden Gebirge »die ständigen Horste« (S. 133). Auf S. 168 finden sich freilich Widersprüche dagegen, wenn er schreibt, daß das Rheinische Schiefergebirge während der Zeit der Unteren Kreide »fast gänzlich von seinen mesozoischen Deckschichten befreit« wurde.

deren westliche Begrenzung aber etwas weiter gelegen haben muß als die des Zechsteins.

Auch von anderen Gebieten, besonders der Böhmisches Masse, ist das gleichzeitige Auftreten einer Randfacies im Oberen Zechstein und Unteren Buntsandstein bekannt. Andeutungen davon in Gestalt sandiger Einlagerungen zeigen eine allgemeine stratigraphische Verbreitung.

Aus der Verteilung der Randfacies ergibt sich, daß Rheinisches Schiefergebirge und Böhmisches Massiv schon damals Festland waren und danach die ältesten unter den jetzt bestehenden deutschen Mittelgebirgen darstellen.

Gießen, den 27. Januar 1910.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Devons in der östlichen Lahnmulde.

Von Herrn **J. Ahlburg** in Berlin.

Hierzu Tafel 27.

Vorbemerkung.

Die geologischen Aufnahmen im Lahntale in der Umgebung von Wetzlar, die Verf. seit einigen Jahren, anfänglich zusammen mit Herrn Bezirksgeologen Dr. LOTZ, in Angriff genommen hat, sind heute insofern zu einem gewissen Ziele gelangt, als sich bereits ein allgemeiner Überblick über das Altersverhältnis der das östliche Lahnggebiet aufbauenden devonischen Gesteine gewinnen läßt.

An eifrigen Forschern hat es im Lahntale nie gefehlt, regte doch schon der alte Eisensteinbergbau von jeher zu geologischen Studien in den verschiedensten Richtungen an, und so kommt es, daß wir bereits seit langem eine Reihe trefflicher Monographien über einzelne besonders reiche Fundstätten von Versteinerungen, über einzelne Grubenbezirke, über das Auftreten und die mutmaßliche Entstehungsweise der Roteisenerzlager besitzen. Indessen blieb der Zusammenhang der durch besondere Faunen oder petrographische Eigentümlichkeiten gekennzeichneten Gesteinsglieder untereinander, insbesondere ihre Altersbeziehungen, lange ungeklärt und ist erst in neuerer Zeit näher erforscht.

Der erste Schritt in dieser Hinsicht wurde Anfang der 90er Jahre getan, als HOLZAPFEL¹⁾ die Spezialaufnahme der Gegend

¹⁾ Vergl. dieses Jahrb. für 1894, S. XXXV ff., 1896, S. XXXVIII ff.

um Wetzlar begann; doch führten auch diese Arbeiten nicht zu endgültigen Ergebnissen in der Altersfrage aller Schichten und wurden nach mehreren Jahren abgebrochen.

Eine wesentliche Förderung erwuchs der Lahngeologie zuerst aus der Spezialaufnahme der Dillmulde, die in mancher Beziehung als ein verkleinertes Spiegelbild der Lahnmulde gelten kann; hier ist die Spezialgliederung der devonischen Schichten insbesondere den eingehenden Arbeiten E. KAYSER'S¹⁾ zu danken, der seine Forschungen in einer Reihe von Aufsätzen veröffentlicht hat. Weiterhin sind die Untersuchungen von H. LOTZ²⁾ über das Alter der Roten Eisensteine im Dillenburgischen von Bedeutung, und von Arbeiten aus der weiteren Umgebung besonders DENCKMANN'S³⁾ Aufnahmen des Kellerwaldes.

Gleichwohl stellten sich der Aufnahme im Lahntale von Anfang an eine Reihe beträchtlicher Schwierigkeiten entgegen, die eine Klärung der Altersverhältnisse der einzelnen Gesteinsglieder lange hemmten.

Zunächst ist die große Versteinerungsarmut der Schichten zu nennen, insbesondere derjenigen, die im Aufnahmegebiete die größte Verbreitung besitzen, des Mittel- und Oberdevons. Wenn auch hier und da zwischen die vorwiegend klastischen Gesteine Kalkeinlagerungen eingeschaltet sind, auf die sich die Versteinerungsführung in der Regel beschränkt, so zeigt doch schon die Erfahrung in den Nachbargebieten, wie wenig die bald in diesem, bald in jenem Horizonte auftretenden Kalkfaunen zur genauen Altersgliederung der Begleitschichten geeignet sind.

Es liegt dies ganz naturgemäß an der Art ihrer Bildungsweise; so tritt der Stringocephalenkalk oder, genauer gesagt, diejenigen Kalkvorkommnisse im Oberen Mitteldevon, in denen sich *Stringocephalus Burtini* findet, bald an der unteren Grenze des Mitteldevonischen Schalsteins auf, bald als linsenförmige Einlage-

¹⁾ E. KAYSER, Erl. zu den Blättern der Lief. 101. Geol. Spez.-Aufnahme für Preußen u. Thür. Dasselbst auch die ältere Literatur.

²⁾ Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1902, Sitz.-Ber. S. 139.

³⁾ A. DENCKMANN, Der geologische Aufbau des Kellerwaldes. Abhandl. der Kgl. Geol. L.-A., N. F., Heft 34; d. Jahrb. 1894, S. 15.

rung in den unteren Teilen desselben, bald in den mittleren, bald in den oberen, ja in der Form des Riffkalkes kann er sogar gelegentlich ohne eine Veränderung der Gesteinsbeschaffenheit über das Mitteldevon hinaus ins Oberdevon hineinwachsen. Daß zwischen all diesen einzelnen Einlagerungen Übergänge der mannigfachsten Art in den Faunen bestehen, ist von vornherein klar, zumal gerade die Riffauna des Devons eine recht beständige und in ihren einzelnen Elementen wenig wechselnde ist. Man wird daher im einzelnen Falle nur angeben können: hier sind vorwiegend untermitteldevonische Formen mit wenig obermitteldevonischen gemischt, dort sind vorwiegend obermitteldevonische vertreten, an einer anderen Stelle finden sich neben mitteldevonischen Formen auch solche oberdevonischen Alters.

Verhältnismäßig einfach stellte sich nun die Aufgabe, wenn es sich lediglich um die Altersfeststellung dieser Kalkgebilde handelte. Sie bilden aber, wie erwähnt, in der Regel nur beschränkte linsenartige Einlagerungen und daher räumlich den bei weitem unbedeutendsten Teil der ganzen Ablagerungen. Ist also beispielsweise die Frage zu entscheiden, ob die untere Grenze des Schalesteins mit der unteren Grenze des Oberen Mitteldevons zusammenfällt, so fehlen hierfür an den meisten Stellen sichere Anhaltspunkte, da die betreffenden faunenführenden Kalkeinlagerungen zu spärlich sind.

Ein zweiter Punkt, der die Feststellung der stratigraphischen und Altersverhältnisse sehr erschwert, ist die überaus komplizierte Tektonik in der östlichen Lahnmulde, über die ich bereits an anderer Stelle einmal zu berichten Gelegenheit hatte¹⁾. Bei oberflächlicher Betrachtung des Aufbaues der Gegend um Wetzlar begegnet man vorwiegend flach gelagerten Schichten, und man ist leicht geneigt, diese Lagerung für eine verhältnismäßig ungestörte zu halten.

Die letztjährigen Aufnahmen haben indessen gelehrt, daß der ganze Schichtenkomplex der östlichen Lahnmulde durchsetzt ist von einer großen Zahl flacher Überschiebungen von zum Teil be-

¹⁾ Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch. 1908, Bd. 60, Monatsber. S. 300 ff.

trächtlichem Ausmaß, die freilich bei den mangelhaften Aufschlüssen nur an vereinzelt Stellen tatsächlich zu beobachten, in ihrer wirklichen Verbreitung nur zu vermuten sind. Wo man endlich einen normalen Faltenbau vor sich zu haben glaubt, wie er im Dilltale mehrfach deutlich entwickelt ist und dort die stratigraphische Aufklärung des Gebietes sehr erleichtert, da findet man bald, daß es sich nur um verkümmerte Sattelaufbrüche handelt, zwischen denen flache, einseitig gebaute Mulden liegen. Die genannten Sattelaufbrüche zeigen daher meist die verschiedenartigste Aufeinanderfolge der Schichten; in der Regel ist das Unterdevon, soweit es aus festeren Grauwacken oder Quarziten besteht, zuweilen auch der mitteldevonische Lahnporphyr, herausgehoben, während die weichen und nachgiebigen Schiefer des obersten Unterdevons und des Untersten Mitteldevons unterdrückt sind oder doch nur in schwachen Resten zum Vorschein kommen¹⁾. Eine solche verkümmerte Antiklinale stellt meist das Anfangsstadium einer Überschiebung dar.

Endlich bleibt noch ein dritter Hauptpunkt hervorzuheben, der große Facieswechsel, der sich im ganzen Devon der Lahnmulde bemerkbar macht und hier noch ein viel mannigfacherer ist als in der Dillmulde. Wechselt doch beispielsweise das Untere Oberdevon im südlichen Teile des Blattes Rodheim nicht weniger als fünfmal seine Facies im Verlaufe von nur wenigen Kilometern und erscheint einmal als Cypridinschiefer, nicht weit davon als Kalkknotenschiefer, dann als typischer Kieselschiefer, an einer anderen Stelle als Massenkalk (mit Iberger Fauna) und endlich als normaler Intumescenskalk.

Es ist von einigen Forschern verschiedentlich davor gewarnt worden, bei der Entwirrung der stratigraphischen Verhältnisse des Palaeozoicums, insbesondere der höheren devonischen Schichten zur Annahme verschiedener Facies seine Zuflucht zu nehmen²⁾; mag der Einwand, der gegen ein solches Vorgehen erhoben wird,

¹⁾ Vergl. Fig. 1, S. 303 in dem Anm. 1 herangezogenen Aufsätze.

²⁾ Vergl. DENCKMANN, Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwalde u. einigen benachbarten Devongebieten, dieses Jahrbuch für 1894, S. 54.



auch in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges zu Recht bestehen, im Lahntale kommt die Stratigraphie ohne Annahme mannigfacher Faciesdifferenzierungen nicht aus; ist doch auch das jüngere Devon im Lahnggebiete unter ganz besonderen Verhältnissen zur Ablagerung gelangt; den Meeresboden bedeckten zum Beginne der Oberdevonzeit unregelmäßig geformte Tuffberge, und die gewaltige eruptive Tätigkeit des Mitteldevons fand ihren Nachklang in der Exhalation von Lösungen verschiedener Art. Das nahe gelegene Festland umrahmten mächtige Korallenriffe, die schon damals beträchtlich über das normale Niveau des Meeresbodens hinausgewachsen waren und daher einer regulären Bedeckung mit oberdevonischen Sedimenten sich entzogen. In den beschriebenen Umständen glaubt Verf. die Ursache der Faciesdifferenzierungen sehen zu dürfen; der Beweis muß von Fall zu Fall auf stratigraphisch-paläontologischem Wege und auf Grund eingehender Spezialaufnahmen erbracht werden, und es muß zugegeben werden, daß dieser Beweis heute noch nicht in allen Teilen möglich ist.

a) Unterdevon.

Abgesehen von den nördlichen und südlichen Muldenrändern besitzt das Unterdevon nur geringe Verbreitung. Es finden sich in den einzelnen Antiklinalzügen mit einer Ausnahme bei Klein-Altenstädten im Dilltale, wo auch Koblenzquarzit zu Tage tritt, ausschließlich Schichten der Oberkoblenzstufe. Erst am Südrande der Mulde, etwa längs einer Linie über Weilmünster und Kröffelbach, begegnet man Schichten der Unterkoblenzstufe, die hier stellenweise reichliche Porphyroideinlagerungen führen. Noch wenig geklärt sind trotz der Spezialaufnahmen in diesem Teile die Verhältnisse am Nordrande (Bl. Ballersbach und Herborn). KAYSER¹⁾ vermutet hier Transgressionen von oberstem Unterdevon und Unterem Mitteldevon auf Silur; doch ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß auch Störungen an der Unterdrückung des tieferen Unterdevons zum Teil die Schuld tragen.

Die Oberkoblenzschichten innerhalb der Mulde bestehen in

¹⁾ Erl. zu Bl. Ballersbach, S. 14.

der Hauptsache aus einer Wechselfolge von dunklen, phyllitisch glänzenden Tonschieferi und flaserigen, mehr oder weniger kalkigen Grauwackenlagern. Bei abnehmendem Kalk- bzw. Tongehalt werden die Grauwacken sandsteinähnlich und können schließlich — dies ist besonders in den unteren Teilen der Stufe der Fall — in reine Quarzitbänke übergehen. Sie leiten zum Koblenzquarzit über, der im bisherigen Aufnahmegebiete nur an einer räumlich sehr beschränkten Stelle im Dilltal (vergl. oben) angetroffen wurde.

Bei der beschränkten Verbreitung der Oberkoblenzschichten haben sich Versteinerungen in ihnen nur gelegentlich gefunden. Sandige Grauwacken bei Naunheim, nordöstlich von Wetzlar, sind erfüllt mit Stielgliedern von *Ctenocrinus* und Bruchstücken von Zweischalern. In einer kleinen, rings von Oberdevon umschlossenen Unterdevonpartie bei Steindorf fanden sich *Chonetes sarcinulata*, *Ch. plebeja*, Reste von *Spirifer* und unbestimmbare kleine Gastropoden. In einer gleichfalls nur schwach entwickelten Unterdevonpartie nördlich von Leun gelang es HOLZAPFEL¹⁾, *Spirifer cultrijugatus* aufzufinden und in den kalkigen Grenzbänken zum Mitteldevon *Pentamerus rhenanus*.

Die vollständigste Entwicklung scheint das Oberkoblenz auf Bl. Merenberg zu besitzen, wiewohl die überaus schlechten Aufschlüsse in dem durchweg bewaldeten Gebiete auch hier noch keine spezielle Gliederung gestatten. Da indessen bereits mehrere versteinungsreiche Horizonte, zum Teil freilich nur in Rollstücken im Walde, festgestellt werden konnten, so besteht die Hoffnung, event. durch einige Schürfungen die Schichtenfolge der Oberkoblenzstufe und besonders die Übergangsschichten ins Untere Mitteldevon hier genauer gliedern zu können. Die bisher gesammelte Fauna entstammt zwei verschiedenen, petrographisch von einander abweichenden Horizonten. Der eine ist ein dunkelgraubrauner, sehr glimmerreicher, toniger Sandstein, dessen Schichtflächen sich erfüllt zeigen von *Chonetes sarcinulata* und *Homalotus*-Rippen (*Homal. gigas?*), gelegentlich auch zahlreiche Exem-

¹⁾ Bericht über die Aufnahmen im Lahntal im Sommer 1893; Archiv der Kgl. Pr. Geol. L.-A.

plare von *Tentaculites scalaris*, *Bellerophon trilobatus* und kleinen Pleurotomarien führen. Der zweite Horizont ist am linken Steilgehänge des Kallenbachtals deutlich aufgeschlossen und liegt etwa 50 m von den ersten unzweifelhaften Bänken des Unteren Mitteldevons; er zeigt einen glimmerreichen, faserigen Grauwackenschiefer mit festeren, ursprünglich kalkigen, verwittert rostbraunen Grauwackenbänken, deren eine sich ganz erfüllt erweist mit einer individuenreichen, insbesondere Brachiopoden führenden Fauna. Es konnten vorläufig von hier bestimmt werden¹⁾:

- Cyathophyllum* sp.,
- Chonetes sarcinulata* SCHL. sp.,
- » *dilatata* F. RÖMER,
- Orthis hysterita* GMEL.,
- » *circularis* SOW.,
- Strophomena piligera* SDB.,
- » *subarachnoides* KOCH,
- Spirifer subcuspidatus* SCHNUR,
- » cf. *hystericus* SCHLOTH.,
- » *carinatus* SCHNUR?
- » *ignoratus* MAURER,
- » *curvatus* SCHLOTH.,
- » *auriculatus* SDBGER.,
- Athyris caeraesana* STEIN.,
- » *concentrica* v. BUCH,
- Rhynchonella daleidensis* F. RÖMER,
- » cf. *hexatoma* SCHNUR,
- Uncinulus eifliensis* DREV.,
- » *peregrinus* DREV.,
- Meganteris Archiaci* VERN. (*Media* MAUR.),
- Gosseletia* cf. *truncata* F. RÖMER.

Auffällig erscheint bei dieser Fauna besonders das völlige Fehlen von *Spirifer paradoxus*, was im Verein mit dem häufigen Vorkommen von *Spir. auriculatus* (*cultrijugatus* SDB.) für ihre Zu-

¹⁾ Diese Fundstelle wurde im Sommer 1908 von Herrn Bergreferendar SCHLARB entdeckt und zuerst ausgebeutet.

gehörigkeit zur *Cultrijugatus*-Zone im Sinne FOLLMANN's¹⁾ spricht; die oben beschriebene Fauna aus den grauen, glimmerreichen Sandsteinen zeigt große Ähnlichkeit mit der der Homalonotensandsteine (unteres Oberkoblenz) desselben Autors. Doch fehlt zu einer solchen Parallelisierung vorläufig noch der stratigraphische Beweis.

Besondere Schwierigkeiten bereitet an den meisten Punkten die Abgrenzung des Unterdevons vom Mitteldevon, da beide Glieder infolge ihrer vorwiegend schiefrigen Ausbildung an der Grenze petrographisch einander sehr ähnlich sind und ineinander übergehen. Von Wichtigkeit ist nun, daß mit dem Beginn des Unteren Mitteldevons sich mehr und mehr Kalkeinlagerungen innerhalb der Tonschiefer einstellen, die in der Regel auch Versteinerungen führen und damit eine genauere Altersbestimmung gestatten. Unter diesem Gesichtspunkte wurde die Grenze von Unter- und Mitteldevon auch dort gezogen, wo Versteinerungen in den betreffenden kalkigen Einlagerungen fehlten. Die Grenze des Unterdevons gegen das Untere Mitteldevon ist also dort zu suchen, wo die Grauwackeneinlagerungen innerhalb der Tonschiefer rein kalkigen Einlagerungen Platz machen.

b) Das Mitteldevon.

Drei Hauptglieder nehmen am Aufbau des Mitteldevons vornehmlich teil, Tonschiefer mit verschiedenartigen Kalkeinlagerungen, die ihrer Fauna nach alle zum Unteren Mitteldevon zu stellen sind, Schalsteine mit Diabaslagern und -decken und endlich Plattenkalke und Massenkalke, die beide eine facielle Vertretung des Schalsteins darstellen und zusammen mit diesem das Obere Mitteldevon vertreten, wie das gelegentliche Auftreten von *Stringocephalus Burtini* und des für diesen Horizont leitenden *Maeneceras terebratum* in den kalkigen Bildungen beweist.

So einfach dieses Schema auf den ersten Blick scheint, so stellen sich doch bei der genaueren Altersbestimmung der Schichten Schwierigkeiten ein, zu deren Lösung die meist recht verworrenen

¹⁾ Z. d. D. geol. Ges. 1907, S. 103.

Lagerungsverhältnisse gerade dieser Schichten keineswegs beitragen.

Das Untere Mitteldevon

steht, wie bereits hervorgehoben wurde, durch allmählichen Übergang in enger Verbindung mit dem Oberen Unterdevon, wenigstens soweit es sich um schiefrige Ausbildung beider Horizonte handelt. Die Schiefer besitzen im frischen Zustande meist blaugraue, im zersetzten dunkelbraune bis hellockergelbe Farbe und zeichnen sich in der Regel durch große Feinschiefrigkeit zusammen mit einem fein verteilten Kalkgehalt aus, der bewirkt, daß die Schiefer im verwitterten Zustande zu einer weichen, zerreiblichen Masse zerfallen. Gelegentlich finden sich auch rauhere und dann meist glimmerreiche Schiefer, wenngleich der Gehalt an Quarzsand im östlichen Lahnggebiete nirgends bis zur Bildung echter Sandsteineinlagerungen steigt.

In der hier angedeuteten Ausbildung sind die Schiefer, freilich mit gewissen örtlichen Abweichungen, innerhalb des ganzen südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges von Biedenkopf und Marburg bis in die Gegend von Laurenburg ausgebildet und werden, da sie in diesem ganzen Gebiete durch örtlich massenhaftes Auftreten von Tentaculiten und Styliolinen ausgezeichnet sind, nach dem Vorgang von R. LUDWIG als Tentaculitenschiefer bezeichnet. Da im Lahnggebiet die Styliolinen bei weitem überwiegen (*Styliolina laevis*), wäre hier der Name Styliolinschiefer mehr am Platze, wie bereits E. KAYSER vorgeschlagen hat¹⁾.

An einer Reihe von Orten sind die genannten Schiefer durch eine große Feinheit und Ebenschiefrigkeit ausgezeichnet und werden dadurch zu einem vorzüglichen Dachschiefermaterial; auf derartigen Schiefeln, die durch eine besondere, an Goniatiten, Orthoceratiten und Trilobiten reiche, dagegen an Brachiopoden und Korallen arme Fauna ausgezeichnet sind, gehen die Jahrhunderte alten Dachschieferbergbaue von Wissenbach in der Dillmulde, des Ruppachtales und einiger Lokalitäten im Sauerlande

¹⁾ Erl. zu Blatt Ballersbach, S. 15.

um; SANDBERGER¹⁾, der die Fauna dieser Schiefer zuerst beschrieb und ihnen fälschlich unterdevonisches Alter gab, führte für sie den Namen Wissenbacher Schiefer ein. Nächst KOCH²⁾ verdanken wir vor allem E. KAYSER³⁾ eine eingehende Bearbeitung der Faunen von Wissenbach und des Ruppachtales, durch die der Nachweis erbracht wurde, daß die Facies der Wissenbacher Schiefer einerseits ins Oberste Unterdevon hinabreicht, andererseits mit Sicherheit nur im Ruppachtale Teile des oberen Mitteldevons mit umfaßt, während sie bei Wissenbach allem Anscheine nach an der Grenze zum Oberen Mitteldevon durch Schalstein abgelöst wird.

Schon hieraus geht zur Genüge hervor, daß der von SANDBERGER als Wissenbacher Schiefer bezeichnete Schichtenkomplex kein einheitliches stratigraphisches Glied im Rheinischen Mitteldevon umfaßt und daher am besten nur für eine bestimmte, durch gewisse Goniatiten, Orthoceratiten und Trilobiten charakterisierte Facies des Mitteldevons im östlichen Rheinischen Schiefergebirge bestehen bliebe. Macht schon die Übertragung dieses Namens auf die im Kellerwald in anderer petrographischer Ausbildung und in anderer stratigraphischer Stellung auftretenden Schiefer des Unteren Mitteldevons [DENCKMANN's Wissenbacher Schiefer]⁴⁾ Schwierigkeiten, so scheint dieses Vorgehen noch gewagter in dem petrographisch und faunistisch gänzlich anders ausgebildeten Mitteldevon des Lennegebietes und gar des Oberharzes, wo der Horizont der eigentlichen Wissenbacher Schiefer zum Teil als Calceolastufe entwickelt ist, und wo die mit diesem Namen belegten Schichten nur dem obersten Teile des Wissenbacher Horizontes angehören⁵⁾.

Obwohl Schiefer vom Typus der Wissenbacher Facies im

1) SANDBERGER, Rheinisches Schichtensystem in Nassau; 1850—1856, S. 56.

2) Jahrb. des Nass. Ver. für Naturk., H. 19 u. 20 (1864—66).

3) E. KAYSER, Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg a. d. Lahn. Dieses Jahrbuch 1883, S. 1 ff.

4) a. a. O., S. 28.

5) Erl. zu Bl. Zellerfeld, Lief. 100 der Spez.-Karte von Preußen und Thüringen, S. 15.

östlichen Lahngebiete nicht entwickelt sind, habe ich die Erörterung über die Anwendung dieser Bezeichnung, die neuerdings mehr und mehr für das schiefrig entwickelte Mitteldevon üblich wird, hier vorausgeschickt, um zu begründen, warum ich, wenigstens im Lahntale, an der von KAYSER vertretenen Bezeichnung Tentaculitenschiefer oder noch besser »Schiefer des Unteren Mitteldevons« festhalte und den Namen Wissenbacher Schiefer nur als Faciesbegriff gelten lassen möchte.

Kalkige Einlagerungen im Unteren Mitteldevon.

Der Kalkgehalt in den Tentaculitenschiefern kann sich zunächst in feinsten Verteilung im Tonschiefer geltend machen und bedingt dann bei der Verwitterung seine poröse, fast schaumig weiche Struktur. Hierher gehören die von BURHENNE¹⁾ und HOLZAPFEL²⁾ bereits eingehend bearbeiteten Leuner Schiefer (nach dem Orte Leun an der Lahn unterhalb Wetzlar benannt). Es sind dies gleichfalls durch lokale Anhäufungen von Tentaculiten und Styliolinen ausgezeichnete, ursprünglich aus feinstem Kalktonschlamm bestehende, im verwitterten Zustande eigenartig mulmige, hellgelbe Schiefer, die neben den genannten Glossophoren eine reiche Trilobiten- und Brachiopodenfauna geliefert haben (vergl. insbesondere BURHENNE a. a. O.). Sie lassen sich in dieser charakteristischen Ausbildung von Leun nach Südwesten bis über Tiefenbach hinaus, nach Osten und Nordosten bis Oberbiel und Kleinaltenstätten, ja in einzelnen beschränkten Vorkommnissen bis Blasbach (Bl. Rodheim) verfolgen.

Aus der großen Zahl der von BURHENNE a. a. O. aufgeführten Arten seien hier nur die charakteristischen genannt:

Proetus granulatus GLDF.

Cyphaspis hydrocephala A. ROEM.

Acidaspis pigra BARR.

¹⁾ H. BURHENNE, Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Tentaculitenschiefer im Lahngebiet mit besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Leun. Abh. der Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt, N. F., H. 29.

²⁾ E. HOLZAPFEL, Das Obere Mitteldevon im Rheinischen Gebirge. Abh. der Pr. Geol. Landesanstalt, N. F., H. 16.

- Bronteus Dormitzeri* BARR.
Phacops fecundus major BARR.
Ph. breviceps BARR.
Pinacites Jugleri (1 Expl.) A. ROEM.
Styliolina laevis RICHT.
Tentaculites sp.
Rynchonella Orbignyana VERN.
Rh. parallelepipedata BRONN
Atrypa reticularis LINN.
Athyris concentrica v. B.
Merista plebeja SOW.
Spirifer cultrijugatus F. ROEM.
Sp. aculeatus SCHN.
Cyrtina heteroclyta DEFR.
Streptorhynchus umbraculum SCHL.
Strophomena rhomboidalis WHLBG.
Calceola sandalina LAM.
Pleurodictyum Selcanum GIEB.
 Verschiedene Korallenreste.

Die Fauna stellt mithin, wie dies schon von den genannten Autoren festgestellt wurde, eine Mischung Eifler Formen (*Sp. cultrijugatus*, *Rhynch. Orbignyana* und *parallelepipedata* aus den dortigen *Cultrijugatus*-Schichten, *Calceola sandalina*, *Phacops breviceps*, *Athyris concentrica*, *Merista plebeja*, *Cyrtina heteroclyta* usw. aus den *Calceola*-Schichten) mit typischen Formen des böhmischen G₁ dar (*Bronteus Dormitzeri*, *Acidaspis pigra*, *Cyphaspis hydrocephala* usw.)¹⁾. Danach sind also die Leuner Schiefer den *Cultrijugatus*-Schichten und *Calceola*-Schichten der Eifel — also dem linksrheinischen Unteren Mitteldevon — gleichzustellen.

Besondere Beachtung verdienen die in den Tentaculiten-schiefern eingelagerten meist geringmächtigen und auch nur auf kurze Erstreckung anhaltenden Kalklinsen. Da sie in der

¹⁾ Vergl. auch E. KAYSER und E. HOLZAPFEL, Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H BARRANDES zum Rheinischen Devon. Dieses Jahrb. 1893, S. 236 ff.

Regel eine reichere und für ihre und ihrer Begleitschiefer Altersbestimmung wichtige Fauna enthalten, sind einige dieser Vorkommen auch im Lahntale, insbesondere durch die Veröffentlichungen E. HOLZAPFEL's¹⁾ bekannt geworden. Im ganzen unterscheidet man heute im Dillgebiete und ferner in der Umgebung von Marburg bis in die Gegend von Wildungen vier derartiger Kalkhorizonte, die teils im Tentaculitenschiefer als dessen Äquivalente, teils an seiner oberen Grenze auftreten. Sie sind nach ihren Hauptfundpunkten als Greifensteiner, Ballersbacher, Günteröder (ihm entsprechend wahrscheinlich der Ensekalk bei Wildungen) und Odershäuser Kalk bezeichnet und in einer Reihe von Veröffentlichungen E. KAYSER's²⁾, HOLZAPFEL's³⁾ und DENCKMANN's⁴⁾ eingehend beschrieben worden.

Während der Greifensteiner Kalk bisher nur von einer Fundstelle in der Dillmulde bekannt geworden ist, besitzt der ungefähr altersgleiche, nur faciell von ihm stark abweichende Ballersbacher Kalk eine allgemeinere Verbreitung im Lahn- und Dillgebiet. Er besteht an seinem wichtigsten Anschlußpunkte bei Ballersbach aus hell- bis dunkelfarbigen dichten Knollen- und Flaserkalken, die in der Regel durch Übergänge mit den sie einhüllenden Schiefen eng verknüpft sind. In der gleichen petrographischen und faunistischen Ausbildung (als Cephalopodenkalk) wie im Dillgebiete findet sich der Ballersbacher Kalk auch im östlichen Lahngebiete. Hierher gehören die zahlreichen Kalkvorkommen nördlich von Leun, im Helgenbachtale, auf dem Wege von Leun zur Leuner Burg sowie am Wege nach Stockhausen. Sie lassen sich von hier nach Tiefenbach auf der linken Lahnseite verfolgen, wo gewisse Kalke südlich des Ortes diesem Horizonte zuzurechnen sind; der Kalk zeigt am letztgenannten Punkte an

¹⁾ E. HOLZAPFEL, a. a. O., S. 380; vergl. ferner Anm. 1, S. 459.

²⁾ a. a. O.; vergl. ferner Erl. zur Lief. 101 der Geol. Spez.-Karte von Preußen und Thüringen.

³⁾ a. a. O.

⁴⁾ Dieses Jahrb. 1894, S. 8 ff.; ferner Abb. der Pr. Geol. Landes-Anstalt, N. F., Heft 34, S. 32 ff.

der Straße nach Braunfels besonders schön den Übergang der Flaserkalke in reine Schiefer.

Versteinerungen finden sich besonders in einem Aufschlusse am linken Ufer des Helgenbaches; hier wurden gesammelt:

Anarcestes lateseptatus BEYR.

Hercoceras mirum BARR. (= *subtuberculatum* SDBGER).

Jovellania triangularis (?) ARCH. VERN.

Orthoceras commutatum GIEB.

Atrypa reticularis TIMM,

ferner Trilobiten und ein großer *Spirifer*. Der Kalk gehört danach in das untere Niveau des Unteren Mitteldevons, worauf übrigens auch seine Lagerung in der Regel hindeutet; er findet sich beispielsweise bei Leun und ferner auch bei Niederbiel stets in der Nähe des Unterdevon, fehlt dagegen in den oberen Teilen der Leuner Schiefer, die bereits in engerer Beziehung zum obermitteldevonischen Schalstein stehen.

Einem jüngeren Horizonte der Tentaculitenschiefer gehören die Günteröder Kalke an; sie bestehen aus dunklen feinkrystallinen Nierenkalken, die teils isoliert, teils in geschlossenen Bänken helleren Flaserkalken bzw. kalkigen Schiefen eingelagert sind. Auch sie sind durch ein allerdings ziemlich beschränktes Vorkommen im östlichen Lahnggebiet vertreten, das in der Literatur bereits mehrfach erwähnt ist; es sind dies die Kalke am Steilufer der Dill östlich von Klein-Altenstädten. Die Kalke werden hier beiderseits umschlossen von Tentaculitenschiefern, in deren Liegendem bei normaler Lagerung Oberes Unterdevon mit *Sp. cultrijugatus* folgt, während das Hangende in geringer Entfernung von der oberen Kalkgrenze obermitteldevonischer Schalstein bildet.

Der Kalk führt folgende Formen:

Phacops fecundus major BARR.

Ph. breviceps BARR.

Bronteus speciosus CORDA.

Acidaspis pigra BARR.

Arethusina Beyrichi NOV.

Cyphaspis cf. *hydrocephala* ROEM.

Pinacites Jugleri A. ROEM.

Agoniatites occultus BARR.

A. verna BARR.

A. bicanaliculatus SDRGER.

Anarcestes aff. *lateseptatus* BEYR.

Trotz mancher Anlehnung an die Ballersbacher und insbesondere die Leuner Fauna treten hier bereits jüngere Formenelemente wie *Agon. occultus* auf, die den Kalken von Klein-Altenstädten ein höheres Niveau im Unteren Mitteldevon zuweisen, wenn es auch unmöglich ist, innerhalb der beide Kalkhorizonte umschließenden Schieferserie anzugeben, wo etwa die Grenze der Ballersbacher gegen die Günteroder Fauna zu ziehen wäre. Aus diesem Grunde scheint mir auch heute beispielsweise die Tatsache, daß die den Günteroder Kalken faunistisch wie petrographisch völlig gleichenden Ensekalken von Wildungen nicht wie erstere noch von Untermitteldevonischen Tonschiefern, sondern direkt von Odershäuser Kalken des Oberen Mitteldevon überlagert werden, keine Veranlassung zu bieten, an ihrer Altersgleichheit zu zweifeln, da nach dem heutigen Stande unserer Kenntnis von diesen Kalken es wohl als sicher gelten kann, daß sie linsenförmige Einlagerungen — also ursprünglich eine räumlich beschränkte Facies — nicht aber durchgehend entwickelte Horizonte im Rheinischen Gebirge darstellen¹⁾.

Hervorzuheben ist noch, daß auch die Wissenbacher Schiefer von Wissenbach und im Ruppachtale, soweit sie dem Unteren Mitteldevon angehören, nach E. KAYSER²⁾ und FRECH eine Zweigliederung gestatten, die etwa der Scheidung in Ballersbacher und Günteröder Fauna, wenigstens soweit die Goniatiten in Frage kommen, entspricht.

Der vierte der genannten Kalkhorizonte, der Odershäuser Kalk, ein schwarzer, feinkörniger, bituminöser Nierenkalk, der

¹⁾ Vergl. dagegen DENCKMANN, a. a. O., S. 33.

²⁾ E. KAYSER, Dieses Jahrb. 1883, S. 26 ff.; ferner Erl. zu Blatt Dillenburg, S. 12.

gelegentlich im Dillgebiete, besonders schön und auf weite Erstreckung verfolgbar bei Wildungen aufgeschlossen ist, fehlt im Lahnggebiete ganz. Diese auf den ersten Blick auffällige Tatsache findet ihre Erklärung in der Facies und dem Alter des Odershäuser Kalkes. Seine Fossilführung (*Agon. inconstans*, *Torn. simplex*, *T. circumflexiferum*, *Maeneceras terebratum*, *Posidonia hians*, *Buchiola aquarum*, *Stringocephalus Burtini* u. a. m.) verweisen ihn bereits ins Obere Mitteldevon und charakterisieren ihn als Cephalopodenfacies; im Lahntale aber wird das Obere Mitteldevon ganz von Tuffbildungen und diesen zwischengelagerten bzw. sie überlagernden Korallenkalken eingenommen, also einer gänzlich abweichenden Facies, die die Bildung von Odershäuser Kalken im Lahnggebiete völlig ausschloß. Nur wenige gemeinsame Formen, wie *Stringocephalus Burtini* und *Maeneceras terebratum* deuten auf die ungefähre Altersgleichheit der Tuff- und Korallenkalkfacies des Lahntales mit den Odershäuser und Discoides-Kalken von Wildungen hin.

Das Obere Mitteldevon.

Das Obere Mitteldevon setzt sich in der östlichen Lahnmulde in der Hauptsache aus zwei Gesteinsgliedern, dem Schalstein, einer Tuffbildung der mitteldevonischen Diabase, und dem Stringocephalenkalk zusammen. Bevor indessen auf diese Gesteine näher eingegangen wird, ist noch eines Gesteines Erwähnung zu tun, das in der Lahngeologie bereits seit langem eine Rolle spielt, ohne daß man über seine Stellung zu einer endgültigen Entscheidung gekommen wäre; es ist dies

der Lahnporphyr.

Wenn auch aus dem behandelten Gebiete petrographische Untersuchungen über dieses Gestein bislang noch nicht vorliegen, so mögen an dieser Stelle doch schon eine Reihe von Beobachtungen über sein stratigraphisches Verhalten mitgeteilt werden, da der Lahnporphyr gerade im östlichen Lahnggebiete eine ziemliche Verbreitung besitzt.

Die größte oberflächliche Ausdehnung nimmt das genannte

Gestein am Simberge nordöstlich von Wetzlar auf der rechten Lahnseite ein. Es besitzt hier eine hellgraue bis weiße Grundmasse, die keinerlei dunkle Bestandteile, wie Augit oder Glimmer, erkennen läßt; nur Quarzkörnchen sind hie und da mit bloßem Auge sichtbar. Sehr quarzreich tritt das Gestein am Freistein bei Burgsolms auf, auch besitzt es hier eine hell- bis dunkelbraunrote Grundmasse, obwohl es im übrigen dem gleichen Zuge, einer den Unterdevonaufruch von Oberbiel-Ablar begleitenden Decke, angehört, die sich fast ununterbrochen bis zum Simberg und noch darüber hinaus bis in die Gegend von Blasbach auf Blatt Rodheim verfolgen läßt.

Während die Gesteine dieses Zuges sich mit den Quarzporphyren der Dillmulde am ehesten in Parallele stellen lassen, zeigt ein Porphyrvorkommen am Taubenstein bei Wetzlar, das einem südlicheren Mitteldevonzuge angehört, infolge seiner Quarzfreiheit mehr Ähnlichkeit mit gewissen quarzfreien Keratophyren der Limburger Gegend, beispielsweise dem Porphyr von Altendiez, den E. KAYSER beschrieben hat¹⁾.

Noch eine Beobachtung bleibt hervorzuheben, die einiges Licht auf die Art des Auftretens dieser Lahnporphyre wirft. Im großen Schalsteinbruche am Hausertore nördlich Wetzlar tritt im Liegenden des dort zu Bauzwecken gebrochenen Schalsteines ein helles Tuffgestein auf, das große bombenartige Porphyrstücke einschließt; die hier zu beobachtende Mächtigkeit des Gesteins beträgt etwa 10 m. Wenige Schritte vom Nordende des Bruches (hinter der dortigen Brauerei) befindet sich unten an der Straße der alte Hermannszecher-Stollen, in dem anfangs Schalstein ca. 45° fallend durchfahren ist, sodann — also im Hangenden — Porphyr ca. 15 m, endlich darüber wieder Schalstein, der bis zum Eisensteinlager, das im Liegenden des Massenkalkes auftritt, anhält. Beide Porphyrvorkommen sind offenbar identisch und gehören mit der im Streichen weiter nördlich am Taubenstein auftretenden Partie zusammen. Der Porphyr bildet danach sowohl am Taubenstein wie auch in dem vorerwähnten Zuge Burgsolms-

¹⁾ E. KAYSER, Erl. zu Blatt Schaumburg, S. 26 u. 27.

Aßlar usw. eine konkordante deckenförmige Einlagerung an der unteren Grenze bezw. in den untersten Teilen des obermitteldevonischen Schalsteins. Daß er kein Intrusivlager bildet, beweisen die ihn in dem oben genannten Aufschluß begleitenden Tuffe, die übrigens auch anderenorts gelegentlich beobachtet sind¹⁾.

Bereits das Auftreten des Porphyrs, besonders aber die über diesem einsetzende gewaltige Entwicklung von Diabasergüssen und mit diesen wechsellagernden Tuffmassen, den Schalsteinen, innerhalb des Gebietes, das heute von der Lahn- und Dillmulde eingenommen wird, läßt die Frage aufkommen, ob etwa mit dem Beginne der Obermitteldevonzeit tektonische Vorgänge eingesetzt haben, die die Veranlassung zu der intensiven eruptiven Tätigkeit gaben. Leider besteht indessen bei der heutigen Verworrenheit der Lagerungsverhältnisse des Palaeozoicums wenig Hoffnung, etwaige Einbrüche des Gebirges vor und während der Mitteldevonzeit feststellen zu können.

Der Schalstein.

Der Schalstein bildet ohne Zweifel das charakteristischste Gesteinsglied der Lahn- und Dillmulde; überall zeigt er deutlich die typischen Eigenschaften einer echten Tuffbildung, wie Wechsellagerung von Tuffmaterial mit Decken und Lagern von — meist blasiger — Diabaslava, häufigen Wechsel von grobem und feinem Tuffmaterial, Bomben- und Lapillieinschlüsse des Ursprungsgesteins, Einschlüsse fremder, aus der Tiefe mit emporgerissener und daher meist eckiger und gelegentlich auch durch die Hitze veränderter Gesteinsfragmente usw.

Infolge seiner ursprünglich lockeren Aufschüttung ist er in besonders hohem Maße der Druckschieferung anheimgefallen und zeigt sich daher stets deutlich geschiefert; diesem Umstande verdankt er seine leichte Spaltbarkeit in gleichmäßige, leicht zu bearbeitende Bänke — daher der Name — und bildet infolgedessen im frischen Zustande ein geschätztes, wenn auch auf die Dauer wenig wetterfestes Baumaterial (Wetzlarer Dom). Ursprüngliche

¹⁾ E. KAVSER, Erl. zu Blatt Schaumburg, S. 19.

Schichtung ist nur selten und zwar nur dann zu beobachten, wenn entweder feine und grobe Tuffschichten miteinander wechselagern, oder wenn sich Kalk- bzw. Schieferbänkchen zwischen die Tuffbänke einschieben. Bei solcher Gelegenheit läßt sich erkennen, daß die Lagerung der Schichten im Gegensatz zu der konstant mit 70—80° fallenden Schieferung in der Regel eine verhältnismäßig flache ist. Aus der flachen Lagerung erklärt sich gleichzeitig die große horizontale Verbreitung des Schalsteins; der Schalsteinzug, der über Braunfels—Wetzlar nach Blatt Rodheim hinzieht, besitzt durchschnittlich 3 km Breite, während seine Mächtigkeit 1000 m kaum an einer Stelle erreicht haben wird. Im übrigen lassen sich Angaben über seine Mächtigkeit kaum machen; mit Sicherheit ist nur anzunehmen, daß sie der Entstehungsweise der Schichten als Tuffaufhäufungen entsprechend stark variieren wird. Am Taubenstein bei Wetzlar beträgt die Gesamtmächtigkeit des Schalsteins mit Einberechnung der eingelagerten Massenkalklinse etwa 300 m.

Die Kalkeinlagerungen im Schalstein.

Kalkige Einlagerungen finden sich in allen Teilen des Schalsteins von seiner unteren Grenze an bis an das obere Ende seiner Entwicklung, ja in der Form der Riffkalke haben sie ihn zum Teil sogar überdauert und werden nicht mehr von ihm bedeckt. Einiges Interesse verdient die Art des Auftretens der Kalke im Schalstein; in günstigen Aufschlüssen hat man zuweilen Gelegenheit zu beobachten, wie aus dem Schalstein sich im Streichen allmählich Kalkschiefer entwickeln, die im weiteren Verlaufe mehr und mehr in reine Plattenkalke übergehen; letztere können allmählich ihre Schichtung verlieren und in völlig ungeschichtete Riffkalke übergehen.

Die Kalkschiefer sind meist ganz versteinungsleer und bestehen in der Hauptsache noch aus feinstem Tuffmaterial und Kalkdetritus; die Plattenkalke enthalten vorwiegend Brachiopoden und kleine Einzelkorallen, nur gelegentlich einzelne Rasen von Riffkorallen; der ungeschichtete Riffkalk oder Massenkalk endlich ist die eigentliche Heimat der riffbildenden Korallen, ganz beson-

ders und stellenweise sogar ausschließlich aber der Stromatoporen; letzteren verdankt der Lahnkalk vornehmlich sein dichtes zuckerkörniges Gefüge, um deswillen er als Marmor berühmt geworden ist.

Hervorzuheben wäre noch, daß *Stringocephalus Burtini*, das gemeinsame Leitfossil aller Kalkeinlagerungen im Oberen Mitteldevon, nur in den Plattenkalken häufig ist; hier kann man ihn oft zu Dutzenden von Exemplaren an seinen charakteristischen Querschnitten erkennen. Den eigentlichen Riffkalken ist er dagegen ziemlich fremd und hat sich selbst an den reichsten Fossilfundstätten derselben nur in wenigen Exemplaren gefunden.

Der Riff- oder Massenkalk baut sich in der Hauptsache aus einem dichten Gewirr von Korallen und Stromatoporen auf und läßt andere Fossilien nur in den seltensten Fällen erkennen; innerhalb des östlichen Lahngbietes sind besonders die Fundstätten vom Taubenstein bei Wetzlar und von Haina bei Waldgirmes (gleichfalls nordöstlich von Wetzlar gelegen) durch die Arbeiten von RIEMANN¹⁾, MAURER²⁾ u. s. f. bekannt geworden; besonders reich an Gastropoden sind gewisse Fundstellen des Biebertales, sowie der Gießener Massenkalk. Ein näheres Eingehen auf jene Faunen würde hier zu weit führen, und es sei deshalb auf die zusammenhängende Darstellung verwiesen, die HOLZAPFEL ihnen gewidmet hat³⁾.

Aus der Natur der aufgezählten verschiedenartigen Kalkbildungen geht schon hervor, daß sie in horizontaler wie in vertikaler Richtung an keinen bestimmten Teil des Schalsteins gebunden gewesen sein brauchen. Wo die Gelegenheit zur Bildung einer Riffkolonie auf dem submarinen Tuffboden, der den Korallen besonders günstige Lebensbedingungen zu bieten scheint, vorhanden war, da wuchs diese empor, in stetem Kampfe mit den wieder und wieder auftretenden Tuffrup-

¹⁾ RIEMANN, N. Jahrb. f. Mineralogie, Beilage Bd. III, S. 142.

²⁾ MAURER, Die Fauna der Kalke von Waldgirmes. Abh. d. Großherzogl. Hess. Geol. L.-A., Bd. I, Heft 2, 1885.

³⁾ E. HOLZAPFEL, Abhandlungen der Kgl. Pr. Geol. L.-A., Neue F., Heft 16, S. 364 ff., daselbst vergl. weitere Literatur.

tionen, die die Tierwelt bald ganz erstickten, bald nur ihre äußersten randlichen Teile einhüllten und so gelegentlich eine eigenartige Wechsellagerung von Kalk- und Tuffacies schufen. Ein derartiger Fall ist beispielsweise westlich vom Dorfe Blasbach (Bl. Rodheim) sehr schön zu beobachten; hier sieht man am Talhange ein 5–6 maliges Wechsellagern von Kalkschiefern bzw. Plattenkalken mit Schalstein, während nach der Höhe zu der Schalstein völlig verschwindet und die Plattenkalklagen zu ungeschichtetem Riffkalk zusammenwachsen. Das Bild erinnert, wenn auch im kleinsten Maßstabe, an das berühmte Profil der Seißer Alp und der Roßzähne in Südtirol, das eine vielfache Verzahnung von Melaphyrtuffen und Korallenkalkbänken (den Cipitkalken) erkennen läßt, wobei die letzteren nach dem Schlern hin zu geschlossenem, ungeschichtetem Schlerndolomit zusammenwachsen. Der Bildungsvorgang ist offenbar in beiden Fällen der gleiche; bei Abnahme der Tuffaufschüttung drang das organische Leben auf dem Meeresboden vor und gab so die Grundlage für die Bildung kalkiger Sedimente; bei wieder zunehmender Tufferuption ging an den Rändern die Kalkbildung durch Erstickung der Fauna zurück, während letztere in den dem Eruptionszentrum ferner gelegenen Teilen ungehindert weiter gedeihen und Kalksedimente aufbauen konnte.

Die Kalkeinlagerungen im Schalstein zeigen danach, wie schon weiter oben hervorgehoben wurde, keinerlei Gesetzmäßigkeit. Sie treten bald in den liegenden, bald in den mittleren und oberen Teilen der Schalsteinablagerung auf, bald in geringer oder kaum angedeuteter Entwicklung wie im Dilltale und im nordwestlichen Teile des hier behandelten Gebietes, bald in recht beträchtlicher Mächtigkeit, wie im Massenkalkzuge nördlich von Wetzlar; ja die Kalkfacies kann gelegentlich, wie es im Biebertale und vor allem bei Gießen und weiter am Ostrande des Gebirges zu sein scheint, örtlich die ganze Schalsteinfacies verdrängen, also das ganze Obere Mitteldevon vertreten und endlich sogar, wie im Biebertale und an anderen Punkten ununterbrochen ins Oberdevon hineinwachsen.

Abgesehen von dem verschiedenen Alter, das die einzelnen Kalkeinlagerungen besitzen, je nach ihrer Lage im Schalstein, sind auch noch andere Verschiedenheiten, hauptsächlich wohl bedingt durch örtliche Verhältnisse bei der Ablagerung, vorhanden, so daß es nicht wundernehmen kann, wenn der eine Kalkzug vornehmlich Korallen, ein anderer vorwiegend Brachiopoden, Crinoiden usw. führt. Es wollen mir aus diesem Grunde vorläufig alle Versuche, lediglich aus der Fauna dieser Kalklinsen ihr genaueres stratigraphisches Niveau festzulegen, als nicht genügend beweisend erscheinen; einige Beispiele sollen dies näher erläutern.

Der erwähnte Taubenstein bei Wetzlar bildet einen Stringocephalenkalkzug im Schalstein. Er wurde zunächst von RIEMANN¹⁾ auf Grund der zahlreichen in ihm aufgefundenen Brachiopoden den Brachiopodenschichten der Eifel, also dem Calceolaniveau gleichgestellt; HOLZAPFEL²⁾ hingegen versetzte ihn später wegen des Vorkommens von *Stringocephalus Burtini* und anderen Versteinerungen des Oberen Mitteldevons, endlich auch wegen der Unterlagerung des Kalkes durch seinen sogenannten jüngeren Schalstein (s. unten) ins Obere Stringocephalenniveau. Dabei blieb jedoch ganz unbeachtet, daß der Kalk auch von Schalstein überlagert wird (ca. 50—70 m), der gleichfalls noch zum Oberen Mitteldevon zu ziehen ist. Es ließ sich ferner durch genaue Verfolgung des Kalkzuges feststellen, daß er genau wie die meisten übrigen Kalkeinlagerungen im Schalstein nur eine große, langgezogene Linse bildet, deren Mächtigkeit zwischen mehr als 50 m auf der Südseite des Lahnberges und nur etwa 1 m am Schachte der Grube Philippswonne an dessen Nordseite schwankt.

Ein anderer Fall betrifft den berühmten Kalk von Haina bei Waldgirmes (nördliche Lahnseite). Seine Fauna wurde von MAURER³⁾ auf Grund von Vergleichen mit den Faunen der Hillesheimer Kalkmulde in der Eifel ins Calceola- bzw. Crinoidenkalkniveau gestellt; HOLZAPFEL⁴⁾ legte mehr Gewicht auf den Teil der Fauna,

¹⁾ a. a. O., S. 142.

²⁾ a. a. O., S. 367.

³⁾ a. a. O.

⁴⁾ a. a. O., S. 384.

der obermitteldevonischen Charakter trug, und stellte den Kalk an die Basis des Oberen Mitteldevons, also ins untere Stringocephalenniveau. In Wirklichkeit nehmen aber beide Kalkbildungen, sowohl des Taubensteins wie von Haina, ungefähr dieselbe Lage im Schalstein ein; beide lagern in gleichaltrigem Schalstein 50—70 m unterhalb der Grenze des Oberdevons, und die Verschiedenheit der Faunen ist wohl mehr auf facielle wie auf Altersunterschiede zu schieben. Bezüglich des Hainaer Kalkes läßt sich noch anführen, daß die Spezialaufnahme den Nachweis des ununterbrochenen Überganges in die weiter östlich im Biebertale auftretenden Oberdevonischen Riffkalke mit der Cuboides-Fauna erbracht hat.

Alter und Gliederung des Schalsteins.

Es ist auch mehrfach der Versuch gemacht, den Schalstein auf Grund seiner Lagerung und petrographischen Beschaffenheit zu gliedern. Schon seit langem spricht man im nassauischen Bergbau von einem älteren und jüngeren Schalstein, von denen der erstere unter, der letztere über dem als einheitliches Niveau gedachten Massenkalk liegen sollte. Da man nun — insbesondere nach HOLZAPFEL's¹⁾ Vorgang — den Massenkalk als Vertreter des ganzen Oberen Obermitteldevons ansah, wurde damit dem sogenannten Jüngeren Schalstein oberdevonisches Alter zugewiesen. Man glaubte diese Trennung, abgesehen von der verschiedenen Lagerung zum Massenkalk, auch durch petrographische Eigentümlichkeiten des jüngeren Schalsteins stützen zu können, der im Gegensatz zu dem meist grobstruiereten, dunkelgrünen, älteren Schalstein buntgefärbt, feinkörnig und daher besonders feinschiefrig sein sollte.

Dieser Ansicht hat sich auch E. KAYSER²⁾ anfänglich angeschlossen, indem er den Schalstein der Dillmulde, als petrographisch dem jüngeren Schalstein entsprechend, ins Oberdevon versetzte.

Indessen stieß diese Einteilung schon dort auf große Schwierigkeiten, wo der Massenkalk wie im Dillgebiete ganz fehlt. Auch

¹⁾ Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. 1894, S. XXXV ff. Desgl. 1896, S. XXXVIII ff.

²⁾ Vergl. Erl. Bl. Dillenburg, S. 15.

stellte sich durch die Entdeckung obermitteldevonischer Goniatiten im Eisenstein des Scheldetales, der den sogenannten jüngeren Schalstein noch überlagert, heraus, daß dieser gleich dem sogenannten älteren mitteldevonisch sein mußte, da auch noch das Eisensteinlager ins Obere Mitteldevon oder höchstens stellenweise ins unterste Oberdevon zu ziehen war (Pharciceratenfauna der Grube Constance)¹⁾.

Die Aufnahmen im Lahntale haben nun weiter den sicheren Nachweis erbracht, daß die angegebenen petrographischen Unterschiede innerhalb der Schalsteinserie keineswegs an ein bestimmtes Niveau gebunden sind. Feinschiefrig wird der Schalstein überall dort, wo die Tuffaufschüttung mehr und mehr nachgelassen hat und infolgedessen vorwiegend feinstes Material zur Ablagerung gelangte, eine Gesetzmäßigkeit, die natürlich nach oben gegen Ende der Schalsteinentwicklung besonders deutlich wahrnehmbar ist. In ganz gleicher Weise tritt diese Veränderung aber auch im Liegenden einer jeden Kalk- und Schiefereinlagerung ein, wo ein allmähliches Aufhören der Tuffaufschüttung schon deswegen vorausgehen mußte, um überhaupt die Entwicklung einer Kalkfauna zu gestatten.

Hierfür ein bezeichnendes Beispiel: bei Bonbaden im Solmsbachtal treten in einem petrographisch durchaus dem jüngeren Schalstein gleichenden Gesteine Plattenkalke auf, die zum Teil metasomatisch in Roteisenstein umgewandelt sind und daher vorwiegend rötliche Färbung besitzen; HOLZAPFEL²⁾ mußte die Kalke, da sie in seinem jüngeren Schalstein auftreten, folgerichtig für oberdevonisch halten und beschreibt sie infolgedessen als Kalke vom Typus der Adorfer Kalke. In Wahrheit gehen sie aber nach Westen in den Massenkalk von Braunfels über und sind wie dieser mitteldevonisch.

Die bunte Färbung des sogenannten jüngeren Schalsteins gar ist etwas vom Alter völlig Unabhängiges, erst sekundär Erworbenes; man begegnet ihr überall dort, wo Eisenlösungen in der

¹⁾ E. KAYSER, a. a. O., S. 16.

²⁾ Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. 1896, S. XXXVIII ff.

Nachbarschaft zur Bildung sei es primärer Roteisenerzlager im Schalstein bzw. an der Grenze gegen das Oberdevon, sei es metasomatischer Lagerstätten an der Grenze von Kalk und Schalstein geführt haben. In jedem Falle ist der liegende, wie oben ausgeführt, meist feinschiefrige Schalstein intensiv blauviolett gefärbt, und in der Regel auch — wohl unter dem Einfluß der zirkulierenden Lösungen — stark zersetzt.

Schalstein vom petrographischen Charakter des jüngeren Schalsteins ist also an kein bestimmtes Niveau im Ober-Mitteldevon gebunden, sondern findet sich überall, wo die genannten Bedingungen für seine Bildung vorlagen. Um noch ein Beispiel unter den vielen herauszugreifen, so zeigt der Schalstein im Liegenden des Massenkalkes zwischen Braunfels und Burgsolms, wo er immer entblößt ist, im Solmsbachtale, am Wege nach Schloß Braunfels, in der Umgebung der Grube Anna und anderenorts stets das Aussehen und die Färbung des »jüngeren Schalsteins«; das gleiche gilt von dem Schalstein, der in dem beschriebenen Aufschlusse bei Bonbaden die Plattenkalke unterlagert.

Zusammenfassend können wir also sagen: das Obere Mitteldevon im östlichen Lahungebiete wird durch eine mächtige Schalsteinserie vertreten, die mannigfache Einlagerungen von Kalkschiefern, Plattenkalken und Riffkalken einschließt; letztere, nämlich die Riff- oder Massenkalke, können gelegentlich über das Obere Mitteldevon hinaus ins Oberdevon hineinwachsen, während der Schalstein, wie wir gleich sehen werden, mit der oberen Grenze des Mitteldevons abschließt. Daß die untere Grenze der Schalsteinserie mit der unteren Grenze des Oberen Mitteldevons zusammenfällt¹⁾, läßt sich bei dem Fehlen von Fossilien im Schalstein selbst nur indirekt nachweisen. Wir schließen es einmal

¹⁾ Natürlich gilt dies Zusammenfallen nur für das vorliegende Gebiet; in der Richtung des allmählichen Auskeilens der Tuffacies, also nach Süden und Westen, sowie im Norden der Dillmulde kann von einer Vertretung des ganzen Oberen Mitteldevons durch die Schalsteinfacies nicht mehr die Rede sein; so finden sich im Kellerwalde nur noch örtlich schmale Tufflagen (vergl. DERSCHMANN, Kellerwald, S. 31, wo die Tuffe übrigens dem Unteren Mitteldevon angehören sollen).

aus dem Fehlen von typischen obermitteldevonischen Faunen im unterlagernden Tentaculitenschiefer (Fehlen der Odershäuser Kalkfacies usw.), andererseits daraus, daß alle Kalkvorkommnisse innerhalb der Schalsteinserie, soweit fossilführend, zum Oberen Mitteldevon zu stellen sind, da sie *Stringocephalus Burtini* und gelegentlich auch *Maeneceras terebratum* führen.

Der Roteisensteinhorizont.

Den Abschluß der Schalsteinablagerung und damit des Oberen Mitteldevons bildet im Lahntale jener Eisensteinhorizont, der seit jeher die wirtschaftliche Grundlage des Nassauischen Eisenerzbergbaues dargestellt hat. Wohl treten gelegentlich kleine Lagerpartieen inmitten des obermitteldevonischen Schalsteins wie ferner im Deckdiabase des höchsten Oberdevons auf, auch finden sich hie und da metasomatische Roteisensteinbildungen auf der Grenze der Kalke und der sie umschließenden Schalsteine (die Brauneisen-Manganerzlagerstätten vom Typus der Lindner Mark, wie sie den Massenkalkzug im östlichen Lahntale begleiten, sind tertiären Alters und gehören nicht hierher); indessen verschwindet die praktische Bedeutung aller dieser Vorkommnisse gegenüber dem einen Haupthorizont, der wie im Dilltale auch in der östlichen Lahnmulde auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon liegt.

Es ist hier nicht der Ort, auf die Bildung und Entstehungsweise des Roteisensteinlagers, über die bereits eine umfangreiche Literatur besteht, näher einzugehen. Nur in Kürze sollen die wichtigsten Punkte zur Beurteilung der noch immer schwebenden Frage herausgegriffen werden.

Die früher allgemein herrschende Meinung ging von der allerdings wohl zuweilen zu beobachtenden Tatsache aus, daß ein Verkalken der Erze nach der Tiefe wahrzunehmen ist und führte daher die Entstehung der Erze auf metasomatische Vorgänge zurück, nahm also das ursprüngliche Vorhandensein von Kalklagern an, die über dem Grundwasserspiegel durch Eisenlösungen in Roteisen umgewandelt sein sollten.

Erst die Spezialaufnahme im Dillgebiete, insbesondere die

Untersuchungen von LOTZ¹⁾ haben, gestützt auf wichtige Beobachtungen, hierin eine Änderung geschaffen. Von Bedeutung war vor allem der Nachweis, daß die ganzen Roteisensteinlager des Dillgebietes mit verschwindenden Ausnahmen einem einzigen paläontologisch scharf bestimmten Horizonte an der Grenze von Mittel- und Oberdevon angehören, der an mehreren Orten durch charakteristische Goniatitenfaunen ausgezeichnet ist. Zu nennen ist neben den schon länger bekannten Funden von *Agoniatites inconstans*, *Maeneceras terebratum* usw. die Entdeckung einer reichen Pharciceratenfauna auf Grube Constanze (*Ph. lunulicosta*, *Ph. Becheri*, *Ph. clavilobus*, *Triaenoceras costatum* u. a.). Ein weiterer Beweis gegen die metasomatische Entstehung und für die von LOTZ vertretene syngenetische Bildungsweise des Erzlagere ist in der Tatsache zu erblicken, daß in den Tiefbauen der Gruben des Scheldetales keineswegs eine Verkalkung des Erzes eingetreten ist, vielmehr gerade in 100 und mehr Meter Tiefe unter der Talsohle stellenweise die allerreichsten Lagerpartieen angefahren sind.

Immerhin lag in der Dillmulde der Gedanke an metasomatische Vorgänge insofern näher, als hier fast überall das Untere Oberdevon, also das unmittelbare Hangende des Lagers, aus kalkigen Bildungen besteht, andererseits andere Kalke, die eine metasomatische Umwandlung in Roteisen in gleicher Weise hätten zeigen müssen, wenig oder gar nicht vorhanden sind.

Viel klarer liegen indessen die Verhältnisse im Lahntale; einmal sind hier überaus reine Kalke im Schalstein zur Genüge vorhanden (insbesondere der Massenkalk), ohne daß sich an den meisten Stellen auch nur Spuren von Umwandlung in Roteisen an ihnen finden — natürlich abgesehen von vereinzelt besonderen Fällen —, andererseits fehlen auf der Grenze von Mittel- und Oberdevon, wie wir gleich sehen werden, kalkige Bildungen so gut wie ganz, und doch findet sich auch in der Lahnmulde das Haupteisensteinlager in gleicher, durchgehender Niveaubeständigkeit wie im Dillgebiete an der Grenze von Ober- und Mittelde-

¹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1902, Verh. S. 139.

von. Nur dort, wo die Riffkalkfacies vom Mittel- ins Oberdevon ungehindert hineinwuchs, fehlt allem Anscheine nach das Erzlager völlig, offenbar, weil die Riffe bereits zu weit über den übrigen Meeresboden hinausragten, um noch eine Bedeckung mit den derzeit sich niederschlagenden Sedimenten zu erfahren. Der Annahme einer epigenetischen — metasomatischen — Bildungsweise des Erzlagers steht dieser Umstand nach des Verf. Ansicht als einer der schwierigsten entgegen.

Paläontologisch ist das Erzlager im Lahnggebiete nicht so deutlich gekennzeichnet wie in der Dillmulde durch die Pharciceraten der Grube Constanze und die Faunen des Scheldetales. Bisher gelang es dem Verf. außer an den durch HOLZAPFEL¹⁾ bereits bekannt gewordenen Stellen nur auf einer Grube eine Goniatitenfauna (*Agon. inconstans* usw.) im Erzlager zu entdecken, und zwar auf Grube Morgenstern am äußersten Nordostende der Lahnmulde (Bl. Rodheim). Die übrigen, insbesondere von HOLZAPFEL a. a. O. verzeichneten Fossilien von Grube Amanda, Martha, Maria u. s. f. zwischen Wetzlar und Braunfels tragen mehr einen allgemeineren, allerdings stets mitteldevonischen Charakter. Um so wichtiger ist, daß mehrerenorts unmittelbar über dem Lager graue oder rötliche Knollen- und Flaserkalke mit reicher Intumescensfauna ruhen (Grube Philippswonne bei Wetzlar, Martha bei Albshausen), durch die indirekt eine genaue Altersfeststellung für das Roteisensteinlager ermöglicht wird. Im übrigen ist das Hangende des Lagers infolge der noch zu berührenden mannigfachen Differenzierung des Unteren Oberdevons sehr wechselvoll und meist auch versteinungsleer, stets aber finden sich typisch oberdevonische Gesteine im Hangenden, obermitteldevonischer Schalstein im Liegenden des Erzhorizontes. Das Erzlager ist danach überall dort zu erwarten, wo die Tuffacies des Oberen Mitteldevons von Oberdevon in normaler Lagerung überdeckt wird. Bei der großen Verworrenheit der Lagerungsverhältnisse und dem völligen Fehlen lang aus-

¹⁾ Das Obere Mitteldevon im Rh. Geb. usw. Abh. der Kgl. Pr. Geol. L.-A., N. F., H. 16, S. 367.

haltender Faltenzüge im östlichen Lahugebiete ist es indessen verständlich, daß von derartig kontinuierlichen Lagerzügen wie im Scheldetale und bei Dillenburg im Lahntale nicht die Rede sein kann.

Das Oberdevon.

Mit dem Beginne des Oberdevons setzt innerhalb des betrachteten Gebietes eine auffällige Trennung der Gesteinsausbildung ein, die sich heute daran bemerkbar macht, daß der Oberdevonzug nördlich des Braunfels-Wetzlarer Riffkalkzuges eine ganz andere petrographische Ausbildung aufweist als der südlich davon gelegene Oberdevonzug.

Das Oberdevon nördlich des Kalkzuges ist verhältnismäßig eintönig entwickelt und gleicht in vieler Beziehung den entsprechenden Schichten in der Dillmulde, nur sandige Bildungen fehlen ihm ganz. In der Regel treten über dem Eisensteinlager sofort überaus feinschiefrige, zarte Cypridinschiefer mit der charakteristischen, bald blutroten, bald grünlichgrauen, im verwitterten Zustande ockergelben Färbung auf. Cypridinen finden sich, wenn auch nicht häufig, hie und da und lassen über das Alter der Schiefer keinen Zweifel. Die Schiefer halten bis ins oberste Oberdevon an und werden von den normal überlagernden Schichten des Culms lediglich durch eine mehr oder weniger starke Decke von sog. Deckdiabas getrennt. Vereinzelt stellen sich innerhalb der Schiefer kalkige Einlagerungen in der Form regelmäßig angeordneter, mandel- bis nußgroßer Kalkknötchen ein, die reihenförmig zwischen den Schieferschichten ruhen (sog. Kramenzelschiefer). Versteinerungen finden sich in diesen Kalkknotenschiefern äußerst selten; KAYSER erwähnt aus solchen Schichten des Biebertales den Fund einer *Clymenia*. Während die Kalkknotenschiefer im östlichen Teile der nördlichen Oberdevonmulde nur sporadisch entwickelt sind, wachsen sie nach Südwesten auf Blatt Merenberg und besonders in der Weilburger Gegend mehr und mehr an, gelegentlich die reinen Cypridinschiefer ganz verdrängend.

Zu erwähnen sind noch geringmächtige Schalsteineinlagerungen in den unteren Teilen des Cypridinschiefers, die indessen nichts mit dem sog. jüngeren Schalstein (vergl. oben) zu tun haben; meist sind es nur durch Tuffmaterial verunreinigte Tonschiefer. Ein weiteres wegen seines paläontologischen Befundes besonders wichtiges Gestein erlangt erst westlich des hier betrachteten Gebietes in der Weiburger Gegend Bedeutung; es ist dies eine schwarze kalkige Schieferbank, die gelegentlich Knollen eines feinkrystallinen schwarzen Kalkes enthält; durch den Versteinerungsbefund hat sie sich als Äquivalent des Kellwasserkalkes herausgestellt; sie ist bereits von verschiedenen Punkten der Umgebung von Weilburg bekannt geworden und findet sich bald in den tiefsten Teilen des Cypridinschiefers oder des ihn ersetzenden Kalkknotenschiefers, bald an der Grenze von diesem gegen darunterlagernde Plattenkalke des untersten Oberdevon. Da unterhalb Weilburg auch Clymenienkalke mit reicher Fauna bekannt sind, ist zu hoffen, daß in diesem Teile der Lahnmulde eine genauere Gliederung des Oberdevons möglich sein wird. Im Osten ist dies bei dem Fehlen paläontologisch genügend fixierter Horizonte nicht möglich.

Ein sehr charakteristisches Gesteinsglied des Oberdevons im nördlichen Zuge unseres Gebietes bilden endlich die Diabase. Körnige Diabase von der petrographischen Beschaffenheit, wie sie von hier durch die ganze Dillmulde, ja bis in den Kellerwald wiederkehren, stellen sich an zahlreichen Stellen ein, die Cypridinschiefer gangförmig durchbrechend und deutliche Kontakterscheinungen hervorrufend. Den Abschluß des Oberdevons bildet endlich ein ganz ähnlich gearteter Diabas, der vielleicht die Deckenergüsse des vorigen darstellt und von E. KAYSER wegen seiner konstanten Überlagerung des Oberdevons als Deckdiabas bezeichnet ist.

In scharfem Gegensatz zu der soeben beschriebenen Ausbildung steht das Oberdevon des südlichen Zuges. Zunächst fehlen ihm die für das nördliche Oberdevon so charakteristischen körnigen

Diabase vollständig; dafür begegnet man hier, allerdings nur lokal und in geringmächtiger Einlagerung, einem eigentümlichen Diabasmandelstein, der dem nördlichen Oberdevon ganz fremd ist. Weit auffälliger, und ohne Frage nicht zufällig, sind die Unterschiede unter den Sedimentgesteinen, die früher sogar vielfach zu einer falschen Altersbestimmung dieser Schichten geführt haben¹⁾.

Das Hauptgesteinselement bilden dunkle, ja gelegentlich ganz schwarze, meist sandige, auch zuweilen glimmerreiche Tonschiefer, die in lebhaftem Gegensatze zu den gleichmäßigen zarten Cypridinschiefern des Nordens stehen. Ihre Altersgleichheit mit letzteren wird durch die häufig zu beobachtende Wechsellagerung mit echten, meist allerdings ziemlich rauhen Cypridinschiefern bewiesen, in denen sich auch gelegentlich die bezeichnenden Cypridinen finden. Im übrigen ist die Fauna der dunklen Schiefer einigermaßen abweichend; es finden sich vorwiegend Styliolinen, große gerippte Tentaculiten, Trilobitenreste (*Phacops cf. cryptophthalmus*), während Cypridinen fast ganz fehlen. Dies veranlaßte HOLZAPFEL²⁾ ursprünglich, die dunklen Tonschiefer von den eingelagerten echten Cypridinschiefern als mitteldevonische Tentaculitenschiefer zu trennen, und erst die durch genaue Kartierung durch den Verfasser festgestellte Tatsache, daß beide Gesteinsarten ständig miteinander wechsellagern, ergab die übrigens auch von HOLZAPFEL³⁾ späterhin vermutete Zusammengehörigkeit der fraglichen Schichten. Wechsellagerungen beider Schiefervarietäten sind sehr schön zu beobachten östlich des Solmsbachtals auf dem Wege von Laufdorf nach Bonbaden, und herab zur Oberndorfer Hütte, ferner längs der Ernstbahn zwischen St. Georgen und Philippstein. Sämtliche von HOLZAPFEL in seinem Werke über das Obere Mitteldevon usw. angegebenen Fundpunkte von mitteldevonischen Schichten sind in der Karte

¹⁾ Vergl. E. HOLZAPFEL, a. a. O.; ferner dieses Jahrbuch für 1894, S. XXXV ff.

²⁾ a. a. O.

³⁾ 1896, S. XXXVIII.

vonischen Tentaculitenschiefern in der Umgebung von Nauborn, Laufdorf, Oberndorf usw. sind danach ins Oberdevon zu stellen.

Besonders fremdartig wird der Charakter des Wetzlar-Bonbader Oberdevonzuges noch durch das Auftreten von Adinolen und echten Kieselschiefern, die stellenweise, besonders in den unteren Teilen der Schieferserie, in nicht unerheblicher Mächtigkeit auftreten, meist allerdings nur als linsenförmige und nicht auf lange Erstreckung aushaltende Einlagerungen.

Wie weit der Kieselschiefer, das charakteristischste Gesteinsglied des südlichen Oberdevons, diesem nach Südwesten treu bleibt, ist noch nicht sicher gestellt; doch spricht manches dafür, daß gewisse Kieselschiefer der Weilburger Gegend hierher zu rechnen sind. Nach Nordosten läßt sich der Kieselschiefer in ständiger Begleitung des Oberdevons über Wetzlar hinaus bis an den Ostrand der Lahnmulde im Biebental verfolgen. Kurz vor dem östlichen Abbruch der Lahnmulde findet er sich noch einmal unzweideutig aufgeschlossen in den Bauen der Grube Morgenstern, wo er das Eisensteinlager (siehe oben) meist unmittelbar überlagert. Hier gelang dem Verfasser im Sommer 1907 zuerst der Nachweis des oberdevonischen Alters dieser Schiefer. Überlagert wird der Kieselschiefer der Grube Morgenstern direkt von Cypriidenschiefen.

Ähnliche Profile wie das genannte kehren auf allen Eisensteingruben südwestlich von Wetzlar wieder, auf Gr. Juno, Amanda, Uranus bei Nauborn, Martha bei Albshausen, Ferdinand bei Oberndorf usw. Die von HOLZAPFEL¹⁾ von hier beschriebenen Profile sind daher alle umzudeuten, und es löst sich damit das dort gewonnene widerspruchsvolle Ergebnis, daß die Eisensteinlager in der Umgebung von Wetzlar verschiedenes Alter haben sollten.

Als ein weiteres Gesteinsglied des südlichen Oberdevons wurde bereits weiter oben ein roter oder grauer Flaserkalk mit Intumescensfauna genannt, der in einigen Grubenaufschlüssen (Philipps-wonne östlich Wetzlar, Amanda bei Nauborn, Martha bei Albs-

¹⁾ a. a. O., S. 375.

hausen) das Roteisensteinlager unmittelbar überlagert; auf Grube Morgenstern bildet er örtlich die facielle Vertretung des Kiesel-schiefers.

Endlich finden sich südlich von Braunfels innerhalb der Oberdevonschiefer schmale, linsenförmige Einlagerungen eines dunkelgrauen krystallinischen Plattenkalkes, der mit Ausnahme von Crinoidenstielgliedern und gelegentlichen Korallenrasen keine Fossilien erkennen läßt. Da er seiner ganzen Ausbildung nach eine besondere Facies im Oberdevon darstellt, dürfte eine besondere Bezeichnung vorläufig am Platze sein, und ich nenne ihn daher nach seinem Hauptaufschlußpunkt Braunfelser Kalk. Die Braunfelser Kalke finden sich nur im südlichen Oberdevonzuge in nächster Nähe des Massenkalkzuges und auffälligerweise nur dort, wo dieser allem Anscheine nach ins Oberdevon hineingewachsen ist. Ich möchte daher vorläufig die Vermutung aussprechen, daß der Braunfelser Kalk ähnliche Ausläufer des Oberdevonischen Riffkalkes in die Schieferfacies darstellt, wie der Plattenkalk im Oberen Mitteldevon einen solchen Übergang in die Tufffacies. (Vergl. hierzu den beigefügten Idealschnitt durch das Lahndevon, Taf. 27.)

Dies leitet uns über zu der Riffkalkfacies des Oberdevons, die an dem Massenkalkzuge Braunfels-Wetzlar-Biebertal an drei Punkten mit Sicherheit nachgewiesen ist. Im Biebertale hat sich ein großer Teil des dortigen Riffkalkes als oberdevonisch erwiesen; es fanden sich hier neben *Philippsastraea* zahlreiche Brachiopoden, darunter *Rynch. cuboides*, *Rynch. pugnus*, *Spirifer Verneuli* und andere; daneben stellen sich in den unteren Teilen des Kalkes *Stringocephalus Burtini* und mitteldevonische Gastropoden ein. Ein zweiter Punkt ist der Massenkalkzug bei Bursolms, wo Verfasser eine *Philippsastraea* fand, endlich ein dritter bei Philippstein; hier ist neben *Philippsastraea* auch *Spirifer Verneuli* gefunden. Dazwischen schwillt der Massenkalk bei Braunfels dann wieder östlich Bursolms (Dahlheimer Kapelle) und Haina ab und wird als Zeichen, daß oberdevonischer Riffkalk an den genannten Stellen fehlt, von Schalstein überdeckt. Diese Verhältnisse habe ich in dem beige-

fügten idealen Längsschnitt durch die östliche Lahnmulde darzustellen versucht; derselbe soll die Ablagerungsverhältnisse des Lahndevons in der Richtung des Riffkalkzuges am Ende der Oberdevonzeit erläutern¹⁾).

Suchen wir am Ende der Betrachtung über das Oberdevon noch nach einer Erklärung für die so auffällige Differenzierung der Ablagerungen nördlich und südlich der Riffkalkzone, so liegt der Gedanke nahe, diese Erscheinung auf die submarinen Riffbarre zurückzuführen, die, wie soeben gesagt wurde, an mehreren Punkten am Grunde des Oberdevonmeeres aufgeragt haben muß. Wenn dieselbe auch nicht ohne Unterbrechung bestanden hat, so ist doch die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß sie imstande gewesen ist, eine verschiedene petrographische wie auch faunistische Ausbildung der Schichten an ihren Seiten zu bedingen.

¹⁾ Hierbei sei noch auf die Erscheinung hingewiesen, daß in dem Schnitte jedesmal an den Stellen geringster Kalkentwicklung die mächtigsten Diabaslager im liegenden Schalstein sowie Lager und Gänge von Diabas im Untermitteldévonschiefer auftreten, eine Gesetzmäßigkeit, die dem Verfasser erst beim Entwurfe des Idealschnittes in die Augen fiel. Die Darstellung, die anfangs gar nicht zur Veröffentlichung bestimmt war, mag zeigen, daß auch solche ihrer Natur nach stark hypothetischen, nur auf mancherlei willkürliche Annahmen (insbesondere betreffs der Mächtigkeiten) gestützten Profilzeichnungen von Wert für das Verständnis des ursprünglichen Schichtenbaues sein können.

Berlin, den 11. März 1910.

Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes.

Von Herrn **Eberhard Rimann** in Dresden.

Mit 1 Textfigur und 1 geologischen Übersichtskarte, Tafel 28.

I. Vorbemerkung.

Die Arbeiten KARL VON RAUMER's über den geologischen Bau des Isergebirges liegen fast 100 Jahre, diejenigen ROSE's über 40 Jahre zurück. Über die Beschaffenheit der Gesteine, welche an dem Aufbau des Isergebirges beteiligt sind, und ihre gegenseitigen Lagerungsverhältnisse schufen diese Forschungen im allgemeinen Klarheit. Heute handelt es sich im wesentlichen darum, festzustellen, welche genetischen Beziehungen zwischen Granit und Granitit, zwischen Granit und Gneis und schließlich zwischen Gneis und krystallinen Schiefen bestehen. Es ist im Folgenden vor allem auf die geologischen Momente Rücksicht genommen worden. Die Ergebnisse der zum Teil schon ausgeführten und den nachstehenden Erörterungen zugrunde liegenden eingehenden petrographisch-chemischen Untersuchung sollen späterhin veröffentlicht werden. Über die im nördlichen Vorlande des Isergebirges weit verbreiteten Formationen Tertiär und Diluvium konnten neue Untersuchungen nicht angestellt werden, da dieselben — aus leicht ersichtlichen Gründen — bedeutend mehr Zeit in Anspruch nehmen, als mir zur Verfügung stand. Doch wurde versucht, ihre Verbreitung kartographisch festzulegen.

Meine Untersuchungen umfassen Teile der Blätter Hirschfelde (446), Görlitz (420), Hirschberg (447), Löwenberg (421) der

Karte des Deutschen Reiches (1:100 000). Der südliche ausschließlich auf österreichischem Gebiet gelegene Teil des Isergebirges konnte noch nicht in dieselben einbezogen werden.

Die dieser Abhandlung beigegebene geologische Karte, welcher, von den unten angeführten Ausnahmen abgesehen, eigene Begehungen zugrunde liegen, soll den tatsächlichen Verhältnissen, besonders was die Verbreitung des Diluviums betrifft, mehr Rechnung tragen, als es die bisher vorhandenen Karten dieses Gebietes tun; sie soll ferner die veränderten Anschauungen über die Genesis der Gneise zum Ausdruck bringen. Die Basalte des zwischen Neiße und Queis gelegenen Gebietes sind nach der Karte von KRUSCH (1) eingezeichnet. Für den westlichsten Teil der Karte, die Gegenden von Weigsdorf und Bunzendorf westlich der Wittig, boten die FRIČ-LAUBE'sche Karte von Böhmen, Sekt. II (3) und Blatt 73/74 der geologischen Karte von Sachsen genügende Anhaltspunkte.

II. Topographie des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes.

Die Sudeten bilden einen Teil des varistischen Gebirgssystems. Sie erstrecken sich von der Mährischen Pforte im Südosten bis zur Lausitzer Pforte im Nordwesten und werden eingeteilt in die nördlichen, mittleren und südlichen Sudeten (4). Die nördlichen Sudeten reichen von der Landeshut-Liebauer Senke im Osten bis zur Lausitzer Pforte im Westen und bestehen aus dem Riesen- und Isergebirge. Orographisch sind beide Gebirge getrennt durch den Lauf der Iser von Neudorf und Ponikla im Süden bis zur Einmündung der Mummel, von da durch die in NNO.-Richtung verlaufende Paßstraße von Harrachsdorf-Neuwelt über den Proxenpaß nach Josephinenhütte, Schreiberhau, Petersdorf. Weiterhin geht die Ostgrenze des Isergebirges an der Warmbrunner Bucht bzw. dem Hirschberger Kessel entlang bis Hirschberg, die nördliche Grenzlinie von Hirschberg über Mauer, Spiller, Kunzendorf, Giehren, Wigandsthal, Neustadt, Raspenau, Dittersbach bis an die Lausitzer Neiße heran. Auf der Westseite begrenzen die Lau-

sitzer Pforte und die Reichenberger Senke das Isergebirge gegen das Lausitzer Plateau bzw. den Bergzug des Jeschken. Die südliche Grenzlinie schließlich verläuft von Reichenberg über Reichenau, Hochstadt nach Ponikla.

Im Norden fällt das Isergebirge steil gegen das Vorland ab. An der Nordostgrenze verflacht es sich und geht in das größtenteils vom Diluvium erfüllte hügelige und ihm vorgelagerte Gelände des Niederschlesischen Schiefergebirges über. Die Ostgrenze von Petersdorf bis Hirschberg ist wiederum orographisch deutlich markiert. Dagegen verflacht das Gebirge nach Westen und Süden allmählich.

Das Isergebirge gehört zu den Mittelgebirgen. Seine Höhen schwanken von 500 bis ca. 1100 m. Man kann folgende Höhenzüge und Gruppen unterscheiden:

1. den Kemnitzkamm mit dem Geierstein (829 m) im Westen und dem Kemnitzberg (958 m) im Osten als den höchsten Erhebungen. Nach Norden, Osten und Nordosten erstrecken sich bis nach Hirschberg seine Ausläufer, so die Hirschsteine auf Kunzendorf zu, der Zackenkamm mit dem Nebelberg und den Bibersteinen nach Kaiserswaldau zu und die Berge um Voigtsdorf, Gotschdorf, Reibnitz, Berthelsdorf, Boberröhrsdorf.
2. Von dem Kemnitzkamme durch die Quertäler des kleinen Zacken und des Queis getrennt, erhebt sich der Hohe Iserkamm mit dem Hochstein im Osten (1058 m). Nach Nordwesten und Westen erhält er seine Fortsetzung im Flinsberger und Wohlischer Kamm mit der Tafelfichte (1123 m).
3. Der mittlere Iserkamm, im Süden des vorigen, wird von den Tälern der großen und kleinen Iser begrenzt. Sein höchster Punkt ist die Zimmerlehne (1017 m).
4. Westlich der genannten Käme folgen nun einige Berg Rücken, so das Haindorfer Gebirge mit dem Nuß- und Mittagstein und dem Wittigberg (1058 m); südlich davon die Berggruppen des Schwarzen Berges (1034 m), des Sieghübels (1120 m) und des Tiergartens. Die orogra-

phische Vereinigung zwischen den nördlichen Ausläufern des Jeschken- und des Isergebirges bilden gewissermaßen die Hohenwalder Berge. Den näheren Anschluß des Isergebirges an die südöstlichen Ausläufer des Jeschken und an das Eisenbroder Gebirge vermittelt das Schwarzbrunner Gebirge.

Während im Nordosten, Westen und Süden des Gebirges die Höhenzüge sich allmählich verflachen, macht sich auf der Nordseite, etwa von Dittersbach bis Kunzendorf, eine auffallende Terrainstufe bemerkbar. Innerhalb weniger Kilometer sinkt das Gebirge von ca. 800 m auf 500 m herab, um bis nach Görlitz hin (ca. 30 km) unmerklich von 500 m auf 200 m zu sinken (Kupferberg 773 m—Neustadt a. T. ca. 470 m: Entfernung 2 km; Geyerstein bei Flinsberg 829 m—Ullersdorf-Krobsdorf 402 m: Entfernung 3 km). Dieses nördliche Vorland, das im Norden begrenzt wird vom Niederschlesischen Schiefergebirge, d. h. durch eine Linie, welche etwa folgende Punkte berührt: Mauer—Wünschendorf—Welkersdorf—Lauban—Görlitz, bildet geologisch mit dem eigentlichen Isergebirge eine Einheit und ist deshalb in unsere Untersuchungen mit einbezogen worden. Es ist ein flaches Hügelland, von einzelnen Bergkegeln überragt, dessen Anhöhen selten 500 m erreichen (Humerich-Stein 510 m; Klingenberg bei Schwerta 502 m).

Es sei hier kurz auf die hydrographischen Verhältnisse hingewiesen, besonders auf den Lauf der Flüsse, welche dem Nordabhang des Isergebirges entspringen, und zwar deswegen, weil derselbe in äußerst charakteristischer Weise die Tektonik des Gebietes widerspiegelt. Von größeren Flußläufen kommen in betracht nur die Wittig und der Queis.

Die Wittig fließt von ihrer Quelle bis etwa Friedland entsprechend dem Haindorfer Verwurf in nordwestlicher (sudetischer) Richtung. Hinter Friedland läuft sie in einem Durchbruchstal, bis sie bei Dörfel offenbar auf eine N.-S. gerichtete Verwerfung trifft und nunmehr diese Richtung bis Seidenberg beibehält. Von Seidenberg bis zu ihrer Einmündung in die Neiße folgt sie wieder der NW.-Richtung.

Ganz Analoges läßt sich nun beim Queis beobachten. Auch er fließt zunächst in NW.-Richtung. Bei Flinsberg biegt er in die N.-Richtung um und durchbricht ein Glimmerschieferlager quer zum Streichen. Hier läßt sich die Verwerfung direkt nachweisen. Nachdem er nun bis Greiffenberg diese Nordrichtung beibehalten hat, wendet er sich von da ab in einem ebenso romantischen als geologisch interessanten Durchbruchstal nach Westen, um bei Marklissa abermals in die Nordrichtung zurückzufallen. Ebenso läßt sich bei den kleineren Bächen, wie dem Hellbach, den Dorfbächen von Regensberg, Giehren, dem Querbach, dem Vogtsbach und der Kemnitz das auffällige Umbiegen aus der NO.-Richtung in die nördliche beim Beginn der Schieferlage beobachten. Daß der nördliche Lauf des Bobers — er durchfließt in einem Durchbruchstal die Ausläufer des Isergebirges von Hirschberg in NW.-Richtung — von Riemendorf bis Waltersdorf auf eine Verwerfung zurückzuführen ist, läßt sich ebenfalls nachweisen.

Es wäre noch der kleine Zacken zu nennen. Er hat charakteristischer Weise sein Bett an der Grenze zwischen dem zähen Cordierithornfels des Hochsteins und dem leicht verwitterbaren Granit des Kemnitzkammes eingegraben. Er verläßt bereits bei Hartenberg in östlichem Laufe das Isergebirge.

III. Geschichtlicher Ueberblick der geologischen Erforschung des Isergebirges.

Wenn man vom Tertiär, Diluvium und Alluvium absieht, so sind am Aufbau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes beteiligt: Granite, sogenannte Gneise und krystalline Schiefer, welche am Nordrande in die Tonschiefer der Niederschlesischen Schieferformation übergehen.

Vor nunmehr fast 100 Jahren erschien KARL VON RAUMER'S geognostische Skizze »der Granit des Riesengebirges und die ihn umgebenden Gebirgsfamilien« (5). Damit begann die zusammenhängende geologische Durchforschung des Isergebirges. 1819 ließ RAUMER »das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und

eines Teiles von Böhmen und der Oberlausitz geognostisch dargestellt«, folgen (6). Während sein geübter Forscherblick bereits erkannt hatte, daß an dem Aufbau des Gebirges zweierlei Arten von Granit und ein Gneis beteiligt seien, und daß letzterer nur als eine Modifikation des einen der beiden Granite anzusehen sei, stellte sich ROSE in seinen »Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden« (7) auf den Standpunkt, daß man außer einem Zentralgranit, einem Biotitgranit, welchen er Granitit nennt, einen Gneis und Stücke eines darin aufsetzenden Zweiglimmergranites zu unterscheiden habe. Diese Anschauung ROSE's hat sich bis in die letzten Dezennien hinein erhalten.

Mit einigen Teilen unseres Gebietes beschäftigte sich übrigens vor ROSE GLOCKER in seiner geognostischen Beschreibung der preußischen Oberlausitz (8). Zu erwähnen sind ferner aus dieser Zeit die Arbeiten von JOKELY über das Riesen- und Isergebirge (9, 10, 11). Wenn man alle genannten Arbeiten kritisch studiert, so erkennt man, welche Mühe es dem einzelnen Forscher gemacht hat, die Gneise nicht zum Granit zu schlagen. Überall liest man heraus, wie schwer die Grenzen zwischen Granit und Gneis zu ziehen sind, wie sie überall Übergänge zeigen, so daß man »ebensowohl von Gneißgranit als von Granitgneiß reden kann« (8, S. 36). Unter solchen Verhältnissen ist es natürlich, daß sich öfters Widersprüche bei ein und demselben Forscher finden. So ist beispielsweise bei ROSE (7, S. 8) der Granit mit genau bestimmbarren Grenzen vom Gneise zu trennen, wenig später (S. 11) wiederum »kommen Gneißvarietäten vor, welche dem Granit sehr ähnlich sind«. Man erkennt jedenfalls, daß bezüglich der von ROSE eingeführten Trennung zwischen Granit und Gneis völlige Unsicherheit herrschte und herrschen mußte. Ja, man kann wohl sagen, wäre es nicht in der damaligen Zeit etwas Unerhörtes gewesen, einem »Gneis« eine eruptive Entstehung zuzuschreiben, so würde man wahrscheinlich schon früher die Zusammengehörigkeit von Gneis und einem der beiden Granite im Riesen- und Isergebirge ausgesprochen haben. Im Laufe der Forschungen erkannte man, daß sich unter vielen sogenannten

Gneisen nur Modifikationen eines Granites verbargen, und daß nicht Äußerlichkeiten, wie die Textur, sondern allein die Genesis eines Gesteines ausschlaggebend sein muß dafür, ob es als Gneis, d. h. als ein hochgradig krystalliner Schiefer oder als modifizierter Granit anzusehen ist. Nunmehr begann man, für die bisherige Ausscheidung von Gneisen auch in unserem Gebiete Bedenken zu äußern. An dieser Stelle seien genannt die Arbeiten von BERG (12, 13), DANZIG (14, 15), DATHE (4), FRIEDRICH (16), GÜRICH (17, 18, 19, 20), v. HAUER (21), HERRMANN (22), KATZER (23), MILCH (24—28), REINISCH (29), WOITSCHACH (30).

So bemerkt beispielsweise KATZER (23, S. 470): »Vorderhand scheint es mir aber wahrscheinlicher, daß man es auch im Friedländischen zum großen Teile nur mit Graniten von gneißartigem Habitus zu tun hat. Übrigens sind unzweifelhafte Granite im Friedländischen ziemlich verbreitet.«

MONKE nimmt an, daß der Gneis unseres Gebietes durch Druck schiefrig gewordener Granit ist¹⁾.

GÜRICH vermutet, das zwischen Gebirgsgranit und dem Gneis ein genetischer Zusammenhang besteht. »Vielleicht stellt der Gneiß einen Rest der peripheren Teile des Granit-Erstarrungskörpers dar (18, S. 19).« Die Parallelstruktur des Gneises würde danach primär entstanden sein. Aus seinen Beobachtungen bei Schreiberhau zieht GÜRICH neuerdings den Schluß, daß der Gneis der Kemnitzkämme und der Zweiglimmergranit dieser Gegend aus demselben Ausgangsgestein durch schrittweise Steigerung desselben Vorganges entstanden sind (31). In der neuesten Zeit hat sich BERG mit den am Ostrande des Riesengebirges bei Schmiedeberg auftretenden Gneisen eingehend beschäftigt (12). Er hat den sogenannten Schmiedeberger Gneis auf Grund geologischer und petrographischer Untersuchungen als gestreckten Granit erkannt. BERG sowohl wie auch HERRMANN haben, wie schon lange vor ihnen JOKELY (9, S. 390), LAUBE-FRÍC (3, S. 3) und KATZER (23, S. 471) die Vermutung ausgesprochen, daß der ältere Granit unseres Gebietes mit dem Rumburger und Lausitzer Granit eine

¹⁾ zitiert nach 18, S. 19.

geologische Einheit bildet. Aber auch schon ROSE bemerkte von diesem Granit: »es ist derselbe Granit, der in noch größeren Massen in der Lausitz und in Sachsen vorkommt, und den COTTA in den Erläuterungen zu der geognostischen Karte von Sachsen (Heft 3, S. 7 und 13) den Rumburggranit genannt hat« (7, S. 8).

Alle Forscher waren sich darüber einig, daß die in dem Gebiet auftretenden Granite von zweierlei deutlich von einander unterscheidbarer Beschaffenheit und zweierlei Alters seien: ein älterer Granit (der Zweiglimmergranit mit den sogenannten Gneisen) und ein jüngerer Granit (ein Biotitgranit, der Zentralgranit des Riesengebirges, auch Riesengebirgsgranit genannt). In direktem Gegensatze dazu stehen die Ergebnisse der Arbeiten MILCH's. MILCH und HERZ kommt das Verdienst zu, den Riesengebirgsgranit in petrographisch-chemischer Beziehung eingehend untersucht zu haben. In dem zweiten Teil seiner Abhandlung (24) bezieht MILCH in das Gebiet seiner petrographisch-chemischen Untersuchungen auch den Granit im Süden des westlichen Riesengebirges ein. Dieser Granitzug, bei Schumburg beginnend, zieht in einem nach Nordosten offenen Bogen über Reichenberg, Einsiedel nach Friedland, wo die Verbindung mit dem älteren Granit nördlich des Riesengebirgsgranites stattfindet. Das Gestein dieses Zuges war — in frischem Zustande — bisher durch seine blauen Quarze und die bläulichen Feldspäte deutlich von dem Riesengebirgsgranit zu trennen gewesen¹⁾. MILCH untersucht es petrographisch-chemisch und findet, daß der (ältere) Granit, von dieser Seite betrachtet, große Übereinstimmung mit dem Riesengebirgsgranit hat, indem nämlich der helle Glimmer stets sekundärer Entstehung, der Granit also ein Biotitgranit ist ebenso wie der Riesengebirgsgranit. Den geologischen Beweis, daß Riesengebirgsgranit und (älterer) Granit wirklich gleichaltrig sind, welcher offenbar der wichtigste ist, bleibt MILCH schuldig. Er beschränkt

¹⁾ JOKELY sagt von diesem Granit von Machendorf und Schwarzbrunn (9, S. 375): »Das Gestein behält einen so eigentümlichen Charakter, daß eine Verwechslung beider Gesteine (dieses Granites und des Riesengebirgsgranites) auch dem weniger Bewanderten nicht leicht möglich ist.

sich auf die Angabe, daß der Kontakt zwischen Granit und Granitit »mit Dammerde bedeckt« ist.

Gegen seine petrographisch-chemische Beweisführung wäre einzuwenden: zwei Granite, auch wenn sie sich in direkter Nachbarschaft befinden, wie die unserigen, können sehr wohl petrographisch-chemisch ident und doch verschiedenen Alters sein.

Nun sind aber unsere beiden Granite gar nicht petrographisch ident. Es weist alles, was MILCH selbst von den petrographischen Eigenschaften des (älteren) Granites der Schwarzbrunner Berge angibt, in Übereinstimmung mit den Mitteilungen anderer Forscher, darauf hin, daß das von ihm untersuchte Gestein wesentlich verschieden ist von dem Riesengebirgsgranit, sowohl makroskopisch wie mikroskopisch. Diese Hinweise zeigen, daß MILCH's Annahme, selbst für das engbegrenzte Gebiet der Schwarzbrunner Berge, der Granit desselben sei gleichaltrig mit dem Riesengebirgsgranit, nicht stichhaltig ist. Noch weniger angängig aber ist es, daß MILCH seine Behauptung auf das große, dem Riesengebirgsgranit im Norden vorgelagerte Gneis- und Granitgebiet ausdehnt, ohne hier auch nur den Versuch eines Beweises zu erbringen.

Daß sein Resultat, die von ROSE unterschiedenen Granitarten des Riesengebirges seien petrographisch und geologisch ident, keineswegs den Tatsachen entspricht, werde ich im Folgenden zu beweisen haben.

Jedenfalls hält FRANZ E. SUESS ungeachtet der Ergebnisse MILCH's in seinem Werk »Bau und Bild der böhmischen Masse« (32) die Unterscheidung zwischen Granit und Granitit aufrecht, »und zwar weil die Erfahrung gelehrt hat, daß die Beobachter seit der Zeit ROSE's in der Natur stets Granitit und Granit zu trennen imstande gewesen sind.«

IV. Der geologische Aufbau des Isergebirges.

Im großen Ganzen stellt sich also nach den bisherigen Forschungen der geologische Bau des Isergebirges folgendermaßen dar:

Die Hauptmasse bildet der Riesengebirgsgranit. Im Norden, Westen und Süden desselben tritt ein anderer Granit (mit gneis-

ähnlichen Modifikationen) auf, welcher Einlagerungen krystalliner Sedimentgesteine enthält. Die Begrenzung dieses Granites bilden an der Nordseite die Phyllite und Tonschiefer des Niederschlesischen Schiefergebirges, welchen ihrerseits diskordant die postvaristische Decke aufgelagert ist. Nach Westen tritt der Granit vermutlich in Verbindung mit dem Lausitzer Granitmassiv. Auf der Südseite legen sich zunächst krystalline Gesteine (Kontaktgesteine), sodann die Tonschiefer des Jeschken- und Eisenbroder Gebirges an. Nach Osten bildet der Riesengebirgsgranit des Isergebirges mit dem Granit des eigentlichen Riesengebirges eine geologische Einheit. Der oberflächliche Zusammenhang aller dieser Gebilde ist oft unterbrochen durch Absätze des Tertiärs, Diluviums und Alluviums, während tektonische Vorgänge aus der älteren und jüngeren Zeit der Erdgeschichte tiefgreifende Störungen des Verbandes hervorgerufen haben.

Für die Behandlung des Stoffes ergeben sich folgende Abschnitte:

1. der Riesengebirgsgranit,
2. der ältere Granit einschließlich des sog. Gneises,
3. Ganggesteine,
4. die krystallinen Schiefer,
5. die paläozoischen Schichten und die postvaristische Decke,
6. das Tertiär,
7. das Diluvium,
8. das Alluvium,
9. Nutzbare Lagerstätten,
10. die Tektonik.

1. Der Riesengebirgsgranit.

Derselbe ist als ein jüngerer Granit aufzufassen, welcher stockförmig in dem älteren Granit aufsetzt. Da das petrographische Verhalten beider Granite im frischen Zustande ein abweichendes ist, konnte schon v. RAUMER die Grenzlinien für den Granitstock mit genügender Genauigkeit angeben. Sie verlaufen folgendermaßen:

von Reichenberg i. B. in nördlicher Richtung über Einsiedel nach Niechhäuser; von da in östlicher Richtung über Haindorf am Südabhang der Tafelfichte und des Flinsberger Kammes entlang, in südöstlicher Richtung nach Groß-Iser; weiter in einem schwach nach Norden geöffneten Bogen über den Weißen Flins am Hochstein entlang bis Hartenberg. Von hier wendet sich die Grenzlinie nach Nordosten und schneidet von Hartenberg bis Hirschberg den nordwestlich streichenden älteren Granit und die krystallinen Schiefer quer durch. Diese Linie ist auch insofern von Bedeutung, als man hier an zahlreichen Aufschlüssen das Altersverhältnis der beiden Granite studieren kann. Von Hirschberg aus erstreckt sich der Riesengebirgsgranit in NO.-Richtung bis an die Tonschiefer bei Berbisdorf und verläuft an diesen entlang bis Jannowitz, um sich hier in scharfem Bogen nach Süden umzuwenden. Südlich Schmiedeberg erfolgt eine Wendung nach Westen — hier schneidet der Riesengebirgsgranit wiederum die Schichten des älteren Granites quer ab — bei Krummhübel nach Süden bis an den nördlichen Abhang der Schneekoppe. In einem nach Süden offenen Bogen, über Harrachsdorf, Morchenstern, trifft die Grenzlinie bei Reichenberg mit ihrem Ausgangspunkt wieder zusammen.

Es bedeckt der Riesengebirgsgranit ein Areal von ca. 1500 qkm. Davon entfallen auf das Isergebirge ca. 500 qkm. Wie schon erwähnt, hat er durch MILCH und HERZ eine eingehende petrographisch-chemische Untersuchung (24—27) erfahren. Ich kann deswegen auf diese Arbeiten verweisen, soweit petrographische und chemische Einzelheiten in Betracht kommen. Das charakteristische des Riesengebirgsgranites läßt sich unter Anlehnung an MILCH's Ergebnisse in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Der Riesengebirgsgranit setzt sich wesentlich zusammen aus Orthoklas, Oligoklas, Quarz und Biotit, ist also ein normaler Granit oder Biotitgranit. Mikroklin ist sehr selten. Der Orthoklas ist teils fleischrot und krystallographisch begrenzt, teils weiß. Der Quarz ist rauchgrau bis farblos, ebenfalls oft in krystallographischer Begrenzung (Pyramiden).

2. »Die Struktur des Granites ist in weiten Gebieten hypidiomorph-körnig, aber gewöhnlich durch die großen Dimensionen eines Teils der Kalifeldspäte porphyränlich.«
»Als Strukturfacies spielen echt porphyrische Gesteine, in denen die Mengenverhältnisse der Gemengteile erster und zweiter Generation stark wechseln, eine große Rolle.«
»Seiner chemischen Zusammensetzung nach gehört der Granit in die Reihe der granito-dioritischen Magmen.«
(24, I, S. 230.)
3. Dazu tritt nun eine Anzahl sogenannter Konstitutionsfacies auf, teils kieselsäurereicher, teils reicher an zweiwertigen Metallen als das Magma, aus dem sie durch Abspaltung sich gebildet haben (z. B. im Stadtwäldchen und am Hohen Berg bei Reichenberg). (24, S. 130).
4. Erscheinungen der Protoklase fehlen diesem Granit. Katakklase ist selten und dann nur in geringem Grade zu beobachten und beschränkt sich offenbar auf Gebiete mit tertiären Störungslinien (Weißbach, Reichenberg, 25, II, 114, 122, 129).
5. Ferner fehlt jede Andeutung einer flaserigen oder gar gestreckten Textur. Schon v. RAUMER wies immer wieder auf dieses wichtige Moment hin (4, S. 9).
6. Einschlüsse gehören zu den größten Seltenheiten. Ich selbst habe in jahrelangen Studien im Gebiet des Riesengebirgsgranites nur einen einzigen, wenige Zentimeter großen Schiefereinschluß aufgefunden, welcher sich als Andalusitglimmerschiefer erwies.
7. Eigentliche Quarzgänge, welche aus fast reinem Quarz bestehen und dem älteren Granit des Isergebirges ebenso wie z. B. dem Lausitzer Granit eigentümlich sind, fehlen dem Riesengebirgsgranit. Sie haben hier ihre Analoga vielleicht an den Apliten und Pegmatiten.
8. Sehr bemerkenswert ist der Reichtum des Riesengebirgsgranites an Mineralien der pneumatolytischen Periode, wie z. B. Beryll, Fergusonit, Fluorit, Gadolinit, Lithionglimmer, Zinkblende u. a. (33), überhaupt an

Schwermetallen — die Entstehung der Magneteisenerz-lagerstätten von Schmiedeberg und Schreiberhau ist zweifelsohne dem Riesengebirgsgranit zuzuschreiben.

9. Der Riesengebirgsgranit hat in besonderer Weise, unabhängig von dem älteren Granit, auf die benachbarten krystallinen Schiefer kontaktmetamorphosierend eingewirkt.
10. Der Riesengebirgsgranit ist jünger als der andere Granit (vergl. S. 496 ff.). Die von Hartenberg bis Hirschberg und bei Schmiedeberg zu beobachtende durchgreifende Lagerung spricht für die Stocknatur.

Dieser Ausbildungsweise des Granites begegnet man wieder in dem Striegauer Granit, in den Stockgraniten von Königshain (30), von Zeidler-Ehrenberg¹⁾ und Stolpen (34, 35). Allen diesen Graniten ist, um es noch einmal zu wiederholen, gegenüber dem Lausitzer und unserem älteren Granit eigentümlich:

Der Mangel an Protoklase, an flaserigen bez. gestreckten Texturen und an Einschlüssen fremder Schiefergesteine;
der Reichtum an Schlieren (Konstitutionsfacies) und Mineralien der pneumatolytischen Periode.

Der Erscheinung der Kontaktmetamorphose von seiten des Riesengebirgsgranites müssen hier einige Bemerkungen gewidmet werden. Die krystallinen Schiefer in unserem Gebiet können auf dreierlei Weise ihre Krystallinität bzw. die verschiedenen Grade derselben erlangt haben, nämlich

1. durch Tiefenmetamorphose,
2. durch Kontaktmetamorphose von seiten des älteren Granites,
3. durch Kontaktmetamorphose von seiten des jüngeren Granites.

Wenn man diese drei Entstehungsmöglichkeiten ins Auge faßt und dabei berücksichtigt, daß die Produkte der Regionalmeta-

¹⁾ Während schon JOKELY in diesem Granit einen jüngeren Stock im Lausitzer Granit (9, S. 391) sah, hält es HERRMANN für »wahrscheinlich«, daß nur eine Modifikation des Lausitzer Granites vorliegt (Blatt 86 Geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen, S. 9).

morphose und der Kontaktmetamorphose, was Mineralassoziation und Struktur betrifft, in vielen Fällen von einander nicht zu unterscheiden sind, so ist es ersichtlich, wie schwer eine klare Trennung in die einzelnen Gruppen, entsprechend der verschiedenartigen Entstehung, durchzuführen ist. Auch in unserem Gebiet gibt es Fälle, in denen zurzeit eine Scheidung zwischen den Kontaktprodukten des älteren und des jüngeren Granites oft nicht möglich ist. In einigen Fällen gelingt dies aber. Man beobachtet nämlich, daß dort, wo der Riesengebirgsgranit in direkten Kontakt mit Schiefer kommt, hochgradig kontaktmetamorphosierte Gesteine sich herausgebildet haben, nämlich Cordierit-Andalusithornfels und Cordierit-Andalusitglimmerschiefer. Das gilt

1. für die Glimmerschiefer-Einlagerung des Schwarzen Berges bei Schreiberhau (zwischen dem Weißen Flins und Hartenberg bei Schreiberhau) (I)¹⁾;
2. für kleine Parteen der großen Liebwerda-Voigtsdorfer Glimmerschieferzone und zwar bei Liebwerda am Westende derselben (II), bei Voigtsdorf am Ostende (III)²⁾.

Die erstgenannte Glimmerschiefereinlagerung setzt den nördlichen Abhang des Hohen Iserkammes zusammen — ihre Südgrenze fällt in die Kammlinie desselben — und wird auf der Nordseite, jenseits des Kleinen Zacken, von dem älteren Granit, im Süden vom Riesengebirgsgranit begrenzt. Im Osten stoßen beide Granite bei Hartenberg an einander. Die Länge der Einlagerung beträgt ca. 8 km, ihre größte Breite 2 km. Das Gestein derselben ist intensiv gefaltet. Auf dem frischen Bruch erscheint es in bläulichen und gelblichen (Cordierit) und rötlichen (Andalusit) Farbtönen. Es ist äußerst zähe. Der kleinschuppige tombakbraune Glimmer ist in höchst wechselnden Mengen vorhanden. Er bildet mit Cordierit und Andalusit teils dünne Lagenwechsel, teils massige

¹⁾ Durch die römischen Ziffern werden die wichtigsten Punkte auf der beigegebenen Übersichtskarte angegeben.

²⁾ Auf beide Punkte hat schon DATHE (4, S. 24) aufmerksam gemacht. Auch REINISCH (29, S. 10) erwähnt das Auftreten dieser Kontaktgesteine bei Liebwerda.

Parteien. Das Gestein wird durchtrümpert von zahlreichen oft nur äußerst schmalen Äderchen des Riesengebirgsgranites. Der Dünnschliff zeigt die typische Durchwachsung von Andalusit und Cordierit. Letzterer ist stellenweise nur als ein Aggregat faseriger Umbildungsprodukte vorhanden. Zu erwähnen wäre hier das Vorhandensein von Mikroklin und von Magnetit. Dieser kann angereichert werden zu derben unreinen Magnetitmassen, auf welche zeitweilig Abbau umging (65, S. 40). Über die krystalloblastischen Reihen, soweit sich solche an diesen und allen anderen krystallinen Schiefeln beobachten lassen, sollen genauere Angaben in der späteren, petrographisch-chemischen Arbeit erfolgen.

Übrigens wurden außer den Hornfelsen und Glimmerschiefeln auch Biotitquarzitschiefer und Hornblendeschiefer zwischen Abendburg und weißer Steinrücke aufgefunden.

Dieselben Cordierit-Andalusitgesteine¹⁾, auch schon äußerlich jenen des Hohen Iserkammes sehr ähnlich, sind nun, wie schon oben angegeben, innerhalb der großen Glimmerschieferzone Lieberwerda-Voigtsdorf auch dort ausgebildet, wo der Riesengebirgsgranit in direkten Kontakt mit derselben tritt, d. h. also an ihrem West- und ihrem Ostende, bei Lieberwerda und bei Voigtsdorf. Anstehend findet man bei letztgenanntem Ort das Gestein am Fleischhübel (Str. SO 120°, Einf. steil).

Die anderen Kontaktgesteine, welche sich nur mit dem älteren Granit in direkter Berührung befinden, also nicht mit Sicherheit erkennen lassen, welcher der beiden Granite für ihre Kontaktmetamorphosierung verantwortlich zu machen ist, werden im Zusammenhang mit dem älteren Granit behandelt. — Eine Einwirkung des Riesengebirgsgranites auf den älteren Granit hat sich bisher noch nicht beobachten lassen.

2. Der ältere Granit einschließlich des sog. Gneises.

Nächst dem Riesengebirgsgranit ist es ein älterer Granit, der an dem Aufbau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes

¹⁾ REINISCH hat bei Lieberwerda auch andalusit- und cordieritführende Quarz-glimmerfelse beobachtet.

wesentlich beteiligt ist. Ich beziehe die sog. Gneise (36) und Gneisgranite hier mit ein, indem ich weiter unten beweisen werde, daß wir es in ihnen nur mit primären Modifikationen des gleichmäßig körnigen Granites zu tun haben. Es nimmt dieses Granitmassiv in unserem Gebiete — abgesehen davon, daß es im Westen mit dem Lausitzer Granit eine geologische Einheit bildet — einen Raum von mindestens 600 qkm ein, von welchem allerdings ein großer Teil durch Diluvialbildungen bedeckt ist. Am besten geeignet für das Studium dieses Granites und seiner Beziehungen zum Gneis ist das kleine Gebiet zwischen Hirschberg, Mauer, Alt-Kemnitz, Voigtsdorf.

Geologisches.

Im Süden, bei Schumburg-Tannwald beginnend, im Westen, Norden¹⁾ und Nordosten stößt der ältere Granit an den Riesengebirgsgranit an. Wie schon oben mitgeteilt, ist die südliche und die westliche Partie von Schumburg bis Einsiedel in diese Untersuchungen nicht mit einbezogen, vielmehr späteren Begehungen vorbehalten worden. Was man jedoch den Angaben der älteren Forscher wie ROSE, JOKELY u. a., die sich auf die Geologie und das makroskopische Verhalten des Granites beziehen, und MILCH's mikroskopischen Befunden entnehmen kann, deutet darauf hin, daß auch dieser Granit mit dem unserigen eine geologische Einheit bildet.

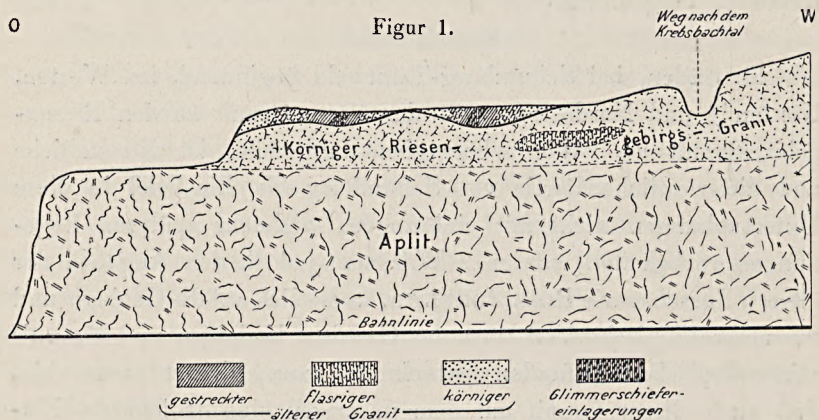
Am Nordrande wird der Granit von den Sedimenten des Niederschlesischen Schiefergebirges begrenzt. Die Grenzlinie verläuft von Grunau bei Hirschberg über Mauer, Crummöls, Langenöls, Mittel-Steinkirch, Nieder-Linda bis Görlitz. Auf der westlichen Seite des untersuchten Gebietes von Görlitz bis Friedland bzw. Einsiedel findet der Anschluß an das Lausitzer Granitmassiv statt. Allerdings muß betont werden, daß gerade auf dieser Linie die Bedeckung durch Tertiär und Diluvium eine besonders ausgedehnte ist, so daß es weniger die Beobachtung des tatsächlichen Zusammenhanges beider Granite, des Lausitzer und des älteren

¹⁾ Abgesehen von der kurzen Strecke zwischen Abendburg und Moltkefels, wo der Granit den Glimmerschiefer berührt.

Granites unseres Gebietes, als vielmehr die Fülle von Analogieen in geologischer und petrographischer Beziehung ist, welche eine Zusammengehörigkeit höchst wahrscheinlich macht.

Die südwestliche Grenze des Granites gegen die Phyllite des Jeschkengebirges ist nicht genau zu bestimmen, da sie vom Diluviallehm verhüllt wird.

Wie schon oben erwähnt, wird der Granit im Nordosten von Hartenberg bis Hirschberg von dem Riesengebirgsgranit quer durchschnitten. Ob er sich auf der Nordseite letzterem konkordant anlegt, oder ob er nicht vielmehr wenigstens lokal von dem



jüngeren Granit unterteuft wird, entzieht sich leider, zumal bei den äußerst geringen Aufschlüssen im Isergebirge, der Beurteilung. Jedenfalls beobachtet man dort, wo die Eisenbahnlinie Lauban-Hirschberg den Kontakt zwischen älterem und jüngerem Granit bloßgelegt hat, Störungen in der Regelmäßigkeit der Lagerung des älteren Granites, so z. B. am Otilienberge und an den Schanzen (IV). Hier wird dieser von einem Haufwerk von aplitischen Gängen des Riesengebirgsgranites durchtrümpert. An den Schanzen kann man besonders deutlich den Altersunterschied der beiden Granite beobachten¹⁾. Aus dem nebenstehenden Profil (Figur 1)

¹⁾ Der Aufschluß liegt in der Nähe des Bahnwärterhäuschens (M. T. B. Hirschberg a. B.), zwischen der Bahnlinie und dem um die Schanzen herum nach dem Krebsbachtal führenden Wege.

erkennt man, wie der teils körnige, teils flaserige und gestreckte Granit von dem Riesengebirgsgranit unterteuft wird. Das Streichen des gestreckten Granites und seiner Glimmerschieferinlagerung ist ein nördliches, also anormales. Außerdem liegen in dem jüngeren Granit kleine Schollen des älteren und sogar einzelne Feldspatagen, welche den flaserigen Modifikationen entstammen.

Schwerlich dürfte sich ein deutlicherer Aufschluß, welcher das verschiedene Alter beider Granite unzweideutig beweist, im ganzen Gebiete finden, da alle übrigen Kontaktstellen zwischen älterem und jüngerem Granit von dichtem Hochwald bedeckt und überdies von dem Schutt der höheren Gebirgsteile überschottet sind.

Eine Eigentümlichkeit des älteren Granites, welche er mit dem Lausitzer und Rumburger Granit teilt, ist der Reichtum an Einlagerungen krystalliner Schiefer, welche bald viele Kilometer Länge haben können, wie jener große Glimmerschieferzug von Liebwerda bis Voigtsdorf, bald bis zu solcher Kleinheit herabsinken können, daß nur an den glimmerreichen Andalusit, Cordierit (Pinit) und Granat führenden Fetzen ihre Fremdlingsnatur erkannt werden kann. Diese Einlagerungen, auf deren petrographische Beschaffenheit weiter unten eingegangen werden soll, finden sich über das ganze Granitgebiet verteilt. Eine Regelmäßigkeit in ihrer Anordnung ist naturgemäß nicht vorhanden, und es ist gewiß, daß mit neuen Aufschlüssen die Tatsache immer wieder bestätigt werden wird, daß in diesem Granit eine Fülle solcher Einlagerungen stecken — ganz analog dem Rumburger und Lausitzer Granit, während den jüngeren Stockgraniten solche fehlen.

Und diese Einlagerungen sind es, welche in Verbindung mit einem bei der Intrusion des Granites sich geltend machenden Drucke — vor und während der Intrusion des Granites vollzog sich die varistische Auffaltung — die flaserigen und gestreckten Modifikationen unseres älteren Granites veranlaßt haben, jene Modifikationen, die von den früheren Forschern als Gneis, Gneisgranit und Granitgneis bezeichnet worden sind. Auch hierin zeigt sich völlige Analogie mit dem Lausitzer Granit.

Man kann nämlich an zahlreichen Punkten, und an jedem Punkte wiederum an vielen Einlagerungen, beobachten, daß der Granit in der nächsten Nähe des Einschlusses gestreckt ist, daß die Streckung einer Flaserung Platz macht, diese schließlich einem regelmäßigen Granitkorn. Das Mikroskop zeigt, daß Erscheinungen der Kataklyse, soweit sie nicht mit tertiären Störungslinien zusammenhängen, im allgemeinen fehlen. Es ist also der Gneis unseres Gebietes eine primäre, d. h. eine Erstarrungsmodifikation des körnigen Granites, bedingt durch die zahlreich vorhandenen Einschlüsse. Selbstverständlich ist sie auch ausgebildet längs der Berührung mit den Schiefen an der Nordgrenze. Der Übergang von gestrecktem zu körnigem Granit vollzieht sich meistens innerhalb einiger Zentimeter, höchstens einiger Dezimeter. Daraus erklärt sich auch, daß man immer Gneis und Granit in so engem Zusammenhang trifft, daß man beide kartographisch nicht trennen konnte. Die Abhängigkeit der Textur des Granites von den Einlagerungen ist so groß, daß sie als »Leitmerkmal« für die Anwesenheit von Schiefereinlagen dienen kann: Dort, wo neben körnigem auch flaseriger und — bei stärker vorhanden gewesenem Druck — gestreckter Granit beobachtet wird, dort kann man mit Bestimmtheit auf Einlagerungen krystalliner Schiefer rechnen. Bei ihrer leichteren Verwitterbarkeit (infolge der größeren Angriffsflächen) fallen sie oft nicht sogleich ins Auge.

Als Punkte, wo man die genannten Modifikationen des älteren Granites im Zusammenhang mit Einlagerungen krystalliner Schiefer anstehend beobachten kann, gebe ich folgende an:

1. die neueren Aufschlüsse zwischen Bahnhof Mauer-Talsperre und Mauer-Waltersdorf, sowie an dem Bau der Talsperre bei Mauer (V);
2. neuere Aufschlüsse bei Boberullersdorf (Straßenbau);
3. die Aufschlüsse an der Bahnstrecke von Hirschberg bis Reibnitz und zwar an den Ausläufern
des Helikons (Kreuzberg);
der Schanzen;
des Ottilienberges;

- ferner bei Gotschdorf;
 bei Reibnitz (Bahnhof);
 bei Langwasser-Haine;
4. im Krebsbachtal bei Hirschberg (Südabhang der Schauzen);
 5. die Sattlerschlucht bei Hirschberg, und zwar am linken Boberufer in einem verlassenen Steinbruch am Nordabhang des Kreuzberges und weiterhin bei der ersten Holzstofffabrik; am rechten Boberufer gegenüber der ersten Holzstofffabrik und am Turmstein (VI);
 6. der von Reibnitz nach dem Hauwald führende Hohlweg;
 7. die Felspartien des Bernskensteins an dem am linken Boberufer entlang führenden Wege (VII);
 8. hinter Boberröhrsdorf, in dem Anbruch bei 374,4 (M. T. B. Hirschberg a. B.).
 9. der von dem Gänsebusch südlich Spiller herabführende Weg kurz vor seiner Einmündung in die Berthelsdorf-Alt-kemnitzer Straße;
 10. das rechte Queisufer bei Rengersdorf-Marklissa;
 11. gegenüber Station Bad Flinsberg (Bahnstrecke);
 12. der südlich Neustadt a. T. von dort nach Weißbach führende Weg, vor Beginn der Glimmerschiefereinlagerung Lieberwerda-Voigtsdorf.

Hingewiesen sei auf die Angaben KATZER's (23, S. 477) und JOKELY's (9, S. 382) über Einlagerungen krystalliner Schiefer bei Kratzau, Bullendorf, Berzdorf u. a. O.

Außer diesen im Anstehenden zu beobachtenden Einlagerungen gibt es natürlich eine Menge solcher, welche sich nur durch Lese-
 steine kenntlich machen (Ottilienberg bei Hirschberg). Immer wird man auch hier die Vergesellschaftung mit gestrecktem bzw. flaserigem Granit feststellen können.

Petrographisches.

1. Die Gemengteile des Granites.

Die primären Gemengteile sind Orthoklas, Quarz, Oligoklas, Biotit. Das Gestein ist also ein Biotitgranit,



Von anderen Gemengteilen sind zu nennen: Muscovit, Turmalin, Andalusit, Pinit, Granat.

Orthoklas, meist von bläulich-weißer Farbe, selten fleischfarben (so am Westabhang der Aussicht nordwestlich Voigtsdorf, bei Mauer-Talsperre, an der Welkermühle nordwestlich Mauer) oder gar ziegelrot (Sattlerschlucht); im unfrischen Gestein gelblich. Scharfe Krystallumgrenzung fehlt ihm. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig. Er erreicht bisweilen, so besonders in den Flasergraniten, eine Größe von 5–7 cm.

Mikroklin wird öfters beobachtet, besonders in den kataklastisch beeinflussten Gesteinen, ist dann also wohl sekundär.

Quarz hat meistens jene dichroitartige bläuliche bis opalviolette Färbung, die für die Quarze des Rumburger Granites so äußerst charakteristisch ist¹⁾. Auch ihm fehlt die krystallographische Begrenzung. Er ist in oft auffällig großen Körnern dem Gestein eingestreut. Im unfrischen Gestein gelblich.

Der Oligoklas, von weißer bis gelblicher Farbe, tritt im Handstück nicht sehr hervor. Doch ist er, wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, lokal stark beteiligt an der Zusammensetzung des Gesteins.

Der Biotit ist in wechselnden Mengen dem Gestein eingestreut. Dort wo er in auffälliger Frische mit Andalusit, Muscovit, Sillimannit und Granat putzenweise auftritt, dürfte er aus umgewandeltem Schiefermaterial entstanden sein (Ottilienberg, Kappenberg bei Hirschberg).

Der Muscovit muß wohl — in Übereinstimmung mit MILCH'S Beobachtungen — in den meisten Fällen als sekundär angesehen werden. Wenigstens ließ keine Erscheinung den primären Charakter des Materials unzweideutig erkennen. Vielmehr deutet sein Gebundensein an den Kalifeldspat oder an stark dynamisch beeinflusste Parteen auf sekundäre Entstehung hin.

Pinit, in faserige Aggregate umgewandelter Cordierit, wurde

¹⁾ Granit, welcher im frischen Zustande völlig identisch ist mit dem Rumburger Granit, wurde beobachtet bei Mauer, Bunzendorf, Priedlanz, Weigsdorf, Nieder-Beydorf, Heinersdorfer Forst.

von mir nur in dem Granit von Mühlseiffen (431, 7. M. T. B. Friedeberg) beobachtet; er ist jedenfalls viel seltener als in dem Lausitzer Granit.

Dagegen ist Turmalin ein sehr häufiger Gemengteil; er gehört sowohl der Phase der magmatischen Erstarrung an, als auch der pneumatolytischen Bildung (auf Kluffflächen im Glimmerschiefer).

Abgesehen vom Turmalin fehlen Mineralien der pneumatolytischen Periode völlig. Quarz, Zoisit, Muscovit, Chlorit (Helminth), welche hin und wieder in Drusen auftreten, sind auf sekundärem Wege entstanden.

2. Die Strukturen des Granites.

Um die Übereinstimmung unseres Granites mit demjenigen bei Schmiedeberg, am Ostrande des Riesengebirges, auch äußerlich kenntlich zu machen, wird derselbe im Folgenden getrennt behandelt als

- a) körniger Granit,
- b) gestreckter Granit.

Der körnige Granit.

Genau wie bei dem Riesengebirgsgranit kann man auch bei dem älteren Granit Gesteine mit granitischer und solche mit porphyrischer Struktur unterscheiden. Zwischen beiden bestehen alle denkbaren Übergänge. Erstgenannte Struktur ist, soweit die äußerst geringen Aufschlüsse im Isergebirge überhaupt Angaben darüber gestatten, am weitesten verbreitet. Gesteine mit porphyrischer Struktur bilden nur lokale Partien. Sie sind zu beobachten

im Heinersdorfer Forst (nördlich Neustadt a. T.);

im Quorbacher Revier an den nördlichen Abhängen des Kemnitzkammes;

an der Hohen Kiefer, am Katzenhübel und am Knappenberg bei Hirschberg;

an den westlichen Abhängen des Ottilienberges.

Innerhalb dieser Gruppe, Granit mit porphyrischer Struktur, könnte man weiterhin unterscheiden zwischen solchen, bei denen

die Einsprenglinge überwiegen, und solchen, bei denen dieselben gegenüber der Zwischenmasse zurücktreten, schließlich soweit, daß lokal fein zuckerkörnige Granitpartieen entstehen, welche ihren Zusammenhang mit dem porphyrisch struierten Granit erst im größeren Verbands erkennen lassen. Da aber überhaupt die genannte Struktur immer nur örtlich beschränkt ist, wird von weiteren vom rein petrographischen Gesichtspunkte aus vorzunehmenden Unterabteilungen hier abgesehen.

Über die Verbreitung und Ausdehnung der sog. Konstitutionsfacies konnten Beobachtungen nicht gemacht werden, obschon es wahrscheinlich ist, daß auch in unserem Granit Abspaltungen saurer bzw. magnesium- und eisenreicher Teile stattgefunden haben.

Dagegen seien aus der mikroskopischen Untersuchung folgende Momente hervorgehoben:

Wie schon REINISCH an dem Granit der Tafelfichte beobachtete (29, S. 9), ist in unseren Graniten die Erscheinung der Protoklase weit verbreitet, d. h. die älteren Gemengteile, wie die Feldspäte und einige porphyrische Quarze zeigen Druckeinwirkungen, während die übrigen, besonders die jüngeren Quarze, völlig frei davon sind. Unterhalb der Hohen Fichte am Kappenberg bei Hirschberg fand sich ein stark gefältelter gestreckter Granit. Auch hier fehlt Kataklase. Alles dieses deutet aber darauf hin, daß die Auffaltung der Sudeten, wenigstens in unserem Gebiet, in der Hauptsache mit der Erstarrung des Granites beendet war und vielmehr vor und während der Intrusion desselben statthatte. Dafür sprechen noch andere Momente (vergl. Tektonik). Nun fehlen mechanische Phänomene keineswegs. Sie sind sogar lokal sehr intensiv ausgebildet. Verschwimmende Partieen von Mikroklin im Orthoklas, Herausbildung sericitischer Aggregate, Mörtelstruktur treten dann in die Erscheinung. Sie sind gebunden an tertiäre Störungslinien. Solche gequetschte Granite sind zu beobachten

im Seidenberger Grund und bei Görlitz;

bei Rengersdorf;

bei Mauer-Talsperre;

bei Nieder-Linda;
zwischen Küpper und Ullersdorf;
bei Boberröhrsdorf (374,4);
bei Crummöls und Liebenthal.

Von diesen Punkten liegen die ersten drei in der Nähe N.-S. verlaufender Verwerfungen, für die anderen ist die Nachbarschaft nordwestlicher tektonischer Störungen wahrscheinlich (vergl. Tektonik).

Der gestreckte Granit.

Hierher gehören jene Modifikationen des älteren Granites, welche von den Forschern als Augengneise und als Lagengneise bezeichnet wurden. Sie unterscheiden sich eben von dem ungestreckten Granit zunächst dadurch, daß sie nicht mehr nach allen Seiten hin gleichmäßig ausgebildet sind, sondern daß man eine Hauptrichtung feststellen kann, in welcher die Flaserung bzw. Streckung erfolgte. Es sei nochmals betont, daß die Übergänge in den körnigen Granit allmähliche und unmerkliche sind (16, S. 71). Aus dem oben Gesagten geht ferner hervor, daß in diesen Modifikationen primäre Erstarrungserscheinungen zu sehen sind. Die übrigens sehr seltene Ausbildung von muscovitreichen stengelgneisähnlichen Gesteinen, wie sie in dem stark gestörten Gebiet bei Mauer¹⁾ anzutreffen sind — auch hier ist der allmähliche Übergang vom Stengelgneis zum körnigen Granit zu beobachten —, dürfte auf eine lokale Steigerung des Druckes zurückzuführen sein.

In mineralogischer Hinsicht herrscht natürlich Übereinstimmung mit dem körnigen Granit. Nur nimmt der Gehalt an Muscovit bei den flaserigen und gestreckten Graniten zu. Auch die porphyrische und gemeinkörnige Struktur läßt sich bei dem flaserigen bzw. dem gestreckten Granit wiederfinden. Die Größe der Orthoklasaugen, um welche sich schmale Lagen von Glimmer herumlegen, schwankt sehr. Solche bis 7 cm Durchmesser kann man an den Gehängen der Sattlerschlucht, ebenso an den Schanzen und am Ottilienberg bei Hirschberg beobachten. Im allgemeinen

¹⁾ Am Wege nach Riemendorf vom ehemaligen Kalksteinbruch gegenüber dem Schloßberg (M. T. B. Alt-Kemnitz).

sind sie $\frac{1}{2}$ —1 cm groß. Die Quarze treten viel seltener als porphyrische Einsprenglinge hervor. Verschwinden Orthoklas- und Quarzeinsprenglinge, so erhält man das Bild des gestreckten Granites.

Druckerscheinungen, soweit sie auf Protoklase beruhen, fehlen fast ganz. Die Kataklase ist auf die Nähe tertiärer Störungslinien beschränkt. Beobachtet man nun in solchen Gesteinen, daß ein Teil der Gemengteile starke Druckphänomene aufweist, ein anderer Teil (Quarze) keine Beeinflussung erkennen läßt, so möchte ich allerdings mit BERG (12, S. 220) annehmen, daß in diesen letzteren Quarzen jüngere Bildungen vorliegen, welche eine Verkittung der in ihrem Verbande so stark gestörten Gesteinsgemengteile veranlaßten. Dafür spricht auch der Umstand, daß stellenweise Chlorit (Helminth) und Quarztrümer in großen Mengen im Gestein auftreten. Wie im körnigen Granit Anhäufungen von Biotit, Andalusit u. a. auf Einschlüsse hinweisen, so gewinnt es oft im gestreckten Granit den Anschein, als ob eine weitgehende Aufblätterung des Einschlusses stattgefunden habe. Dann wechseln mit Orthoklas-Quarzlagen solche von frischem Biotit und Quarz in Kontaktstruktur.

3. Verwitterung des Granites.

ROSE hatte angegeben, der Granit verwittere zu Lehm, während der Riesengebirgsgranit in Grand übergehe (7, S. 61). Diese Angabe fand sich noch bei neueren Forschern, z. B. GÜRICH (17, S. 13), bis MILCH schließlich feststellte, daß sie nicht den Tatsachen entspricht. Der ältere Granit verwittert zu demselben Grus wie der Riesengebirgsgranit. Man kann dies deutlich beobachten an dem Bahneinschnitt vor Bahnhof Reibnitz (von Hirschberg aus). Andererseits läßt sich öfters in dem Verwitterungsboden des Granites ein auffälliger Lehmgehalt konstatieren. Es besteht wohl kein Zweifel, daß die lehmige Ackerkrume den Rest einer ehemaligen diluvialen Bedeckung darstellt.

Neben der Verwitterung zu Grus läßt sich auch eine andere Art der Zersetzung des Granites beobachten, die Kaolinisierung. Man trifft solchen kaolinisierten Granit im Gebirge selbst an, das

auf weite Strecken hin von Moorflächen überzogen ist, so z. B. am Wege von Regensberg nach dem Habichtshügel, südlich der Kesselschloßbaude. Größere Ausdehnung haben die Kaolinlager bei Neundorf zwischen Haine und Röhrsdorf (VIII), welche auch technische Bedeutung zu besitzen scheinen. Unter 1 m mächtigem Diluviallehm lagert eine mit Quarzen gemengte Kaolinmasse, welche über 20 m Mächtigkeit besitzt. Darunter folgt der unzeretzte Granit. Über die Ausdehnung dieses autochthonen Kaolinlagers konnten genaue Feststellungen noch nicht gemacht werden.

4. Kontaktmetamorphose durch den Granit.

Daß der Granit kontaktmetamorph zu beeinflussen imstande war, beweist ein etwa handtellergroßer Einschuß in gestrecktem Granit der Sattlerschlucht, welcher sich u. d. M. als ein Quarzbiotitfels mit typischer Kontaktstruktur erwies. An der nördlichen Berührungslinie mit dem Niederschlesischen Tonschiefergebirge fehlen Kontaktgesteine. Offenbar liegt hier ein tektonischer Kontakt vor in Verlängerung der Berbisdorfer Verwerfung.

Die zahlreichen kleineren Schiefereinschlüsse zeigen auch keine kontaktmetamorphe Umbildung. Es sind, wie wir weiter unten sehen werden, meistens Hornblendeschiefer oder sogar nur Phyllite mit Biotitporphyroblasten. In der großen Glimmerschieferzone Liebwerda-Voigtsdorf machen sich nun stellenweise Kontaktbildungen bemerkbar. So sind die beiden Kalklinsen, welche sich im Westen bei Raspenau, im Osten bei Alt-Kemnitz befinden, in typischer Weise metamorphosiert worden. Aber auch unter den Glimmerschiefern und Quarziten dieser Zone finden sich unzweifelhafte Kontaktgesteine, so nördlich Weisbach am Kontakt zwischen den Glimmerschiefern und dem älteren Granit Andalusitglimmerschiefer und Kontaktquarzite.

Alle Momente weisen darauf hin, daß auch diese Kontaktmetamorphose dem Riesengebirgsgranit zuzuschreiben ist, der ja allerdings bei Raspenau und Weisbach in der Nähe der genannten Einlagerungen schon ansteht und auch von dem Kalklager nicht allzuweit (ca. 5–6 km!) entfernt beobachtet wird. Immerhin seien diese Kontaktgesteine im Zusammenhang mit dem älteren

Granit behandelt. Erst ein zusammenhängendes Spezialstudium der Kontaktgesteine im Riesen- und Isergebirge wird in diesen Fragen die mögliche Klarheit bringen.

a) Die Andalusitglimmerschiefer und Kontaktquarzite
von Weisbach (IX).

Auf der Höhe des neugeschaffenen Weges von Neustadt nach Weisbach trifft man auf hellrosafarbige, feinkörnige, deutlich geschichtete Gesteine, welche als Kontaktquarzite bezeichnet werden könnten. Sie bestehen im wesentlichen aus winzigen Quarzkörnern, die ihrerseits erfüllt sind von einer Menge individualisierter Einschlüsse [Biotit, Muscovit, Turmalin, Topas (?)]. Die Kleinheit der Gemengteile gestattet nicht, auf optischem Wege etwa das Vorhandensein von Cordierit und Andalusit festzustellen. Diese beiden Mineralien setzen dagegen etwas weiter südlich ein Gestein zusammen, das man als cordieritführenden Andalusitglimmerschiefer bezeichnen muß. Der Andalusit ist in centimeterlangen Individuen vorhanden.

b) Der körnige Kalk von Raspenau (X).

Er hat durch RICHTER (37) eine eingehende petrographische Untersuchung erfahren. Es sind mehrere Linsen eines dolomitischen Kalksteins krystallinen Schiefern eingelagert. Die ganze Scholle ist wohl ursprünglich im Zusammenhang mit der großen Lieberda-Voigtsdorfer Einlagerung gewesen. Der Kalkstein ist ausgezeichnet durch eine Menge akzessorischer Mineralien, wie Olivin (Forsterit), Granat, Pyroxen, Spinell, Chondroit, Andalusit u. a., welche auf Kontaktmetamorphose hindeuten. Des ferneren treten als Begleiter Malakolithfelse auf. Alles dies gestattet mit großer Wahrscheinlichkeit, »die Entstehung des Kalkkomplexes und der zugehörigen Gesteine auf eine Kontaktmetamorphose des Granites zurückzuführen« (37, S. 211). Da RICHTER den Gneis noch nicht als gestreckten Granit erkannt hat, kommt für ihn als Urheber dieser Kontaktmetamorphose nur der Riesengebirgsgranit in Betracht.

c) Der körnige Kalk von Alt-Kömnitz (XI).

Auch hier handelt es sich wohl um mehrere lentikuläre Einlagerungen eines dolomitischen Kalksteins in Glimmerschiefer.

Anstehend trifft man das Gestein in einem kleinen verlassenen Bruch bei den Mühlteichen, südlich der Bahnlinie (M. T. B. Alt-Kemnitz). Ein kleineres Lager soll westlich von ersterem ausgebeutet worden sein. Auch bei diesem bislang noch wenig untersuchten Gestein treten dieselben Kontakterscheinungen wie bei Raspenau auf. Ohne auf petrographische Einzelheiten einzugehen, sei hier nur mitgeteilt, daß eine Fülle von Kontaktmineralien wie Granat, Epidot, Malakolith, dazu lokale Anreicherung von Magnetkies und Kupferkies für eine Kontaktmetamorphose von seiten eines der beiden Granite spricht.

In kurzer Zusammenfassung stellen sich die Ergebnisse meiner Studien an dem älteren Granit folgendermaßen dar (vergl. S. 491 ff.):

1. Der ältere Granit setzt sich zusammen aus Kalifeldspat, Oligoklas, Quarz und Biotit. Der Muscovit ist offenbar sekundär. Mikroklin ist häufig. Im frischen Zustande erinnert das Gestein an den Rumburger bzw. Lausitzer Granit, mit welchem es zu identifizieren ist.
2. Die Struktur ist analog zu den Strukturen des Riesengebirgsgranites bald porphyrisch, bald hypidiomorph-körnig.
3. Konstitutionsfacies scheinen nicht in der Ausdehnung vorhanden zu sein wie in dem Riesengebirgsgranit.
4. Weit verbreitet ist in unserem Granit die Erscheinung der Protoklase. Kataklastik ist im allgemeinen an tertiäre Störungslinien gebunden.
5. Flaserige und gestreckte Texturen treten häufig in die Erscheinung. Diese Gesteinspartieen wurden früher als Gneise ausgeschaltet, sind aber nur als primäre Erstarrungsmodifikationen des körnigen Granites anzusehen.
6. Ebenso ist der Granit reich an Einlagerungen krystalliner Schiefer.
7. Wie weiter unten anzugeben sein wird, treten im Granitgebiet selbst und den angrenzenden Schiefeln Quarzgänge auf, welche unzweifelhaft mit dem älteren Granit in genetischem Zusammenhange stehen. Auch in diesen Gängen

- beobachtet man Protoklase, wo ältere Gemengteile (Feldspäte) vorhanden sind. Katakklase ist im allgemeinen selten.
8. Mineralien der pneumatolytischen Phase fehlen, Turmalin ausgenommen. Die wenigen Drusenmineralien sind sekundärer Entstehung.
 9. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins von seiten des älteren Granites läßt sich z. Z. nicht mit Sicherheit erkennen.
 10. Das relativ höhere Alter des Granites gegenüber dem Riesengebirgsgranit ist unzweideutig festzustellen. Über sein absolutes Alter lassen sich z. Z. keine bestimmten Angaben machen, da das genauere Alter der vermutlich paläozoischen krystallinen Einlagerungen unbekannt¹⁾ und der Kontakt an der Nordgrenze mit den vermutlich silurischen Tonschiefern ein tektonischer ist. Aus dem oben Gesagten ergibt sich nur soviel, daß der Granit nach Beginn der varistischen Auffaltung intrudierte und unter dem herrschenden Druck erstarrte. Der Riesengebirgsgranit ist demnach, da er jünger ist, vermutlich zwischen Obercarbon und Rotliegendem zur Eruption gekommen.
 11. Die Verwitterung ist analog derjenigen des Riesengebirgsgranites; Kaolinisierung hat stellenweise in größerem Umfange stattgefunden.

Vergleicht man diese Zusammenstellung mit den charakteristischen Merkmalen des Riesengebirgsgranites (S. 491 ff.), so erkennt man, daß bezüglich der Gemengteile, der Struktur, vielleicht auch der Konstitutionsfacies im allgemeinen Übereinstimmung herrscht. Verschiedenheit dagegen besteht bezüglich des Alters beider: der Riesengebirgsgranit ist jünger. Andererseits muß man sagen: Was den älteren Granit von dem Riesengebirgsgranit trennt, verbindet ihn mit dem Lausitzer und Rumburger Granit, während wiederum die in letzterem aufsetzenden Stockgranite von

¹⁾ In dem Steinbruch bei der Stadtwalke von Ober-Kratzau enthält der Granit nach LAUBE (3, S. 11), cambrische Schiefer. Den phyllitischen Schiefnern des Jeschken- und Eisenbroder Gebirges wird cambrisches Alter zugesprochen.

Königshain, Zeidler-Ehrenberg und Stolpen mit unserem Riesengebirgsgranit sehr viel Gemeinsames haben.

3. Ganggesteine.

Im Gebiet des Isergebirges treten, abgesehen von Basalten und Phonolithen, welche als Tertiärgebilde bei dieser Formation behandelt werden sollen, eine Reihe von Ganggesteinen auf, teils sauren, teils basischen Charakters. Zu ersteren gehören die

Quarzgänge.

Sie sind als die letzten Ausläufer der Eruptionsphase des älteren Granites anzusehen. Sie durchdringen sowohl diesen wie auch die krystallinen Schiefer, sind dagegen älter als der Riesengebirgsgranit. Ihre Ausdehnung im Streichen ist meist eine geringe, desto größer ihre Mächtigkeit. In ihrer Streichrichtung ziehen sie annähernd parallel zu dem Gesamtstreichen der krystallinen Schiefer und der gestreckten Granite.

Auch im Gebiet des Lausitzer Granites setzen solche quarzigen Massen auf, die HERRMANN sich hervorgegangen denkt aus der Verwitterung des Nebengesteins, das nach seinen Angaben überall entlang solcher Quarzmassen stark gequetscht worden ist (38). Man könnte dem entgegenhalten, daß umgekehrt, wenn an den Quarzmassen tektonische Störungen eintreten, infolge des größeren Widerstandes von seiten der Quarze der Granit beiderseits in stärkerem Grade mechanisch beeinflußt werden dürfte, und daß für die Bildung eines mehrere 100 m mächtigen Ganges dem Nebengestein weit mehr SiO_2 entzogen werden müßte, als tatsächlich der Fall ist.

Den Quarzgängen in unserem Gebiet fehlt die beiderseitige Begleitung von Trümerzonen. Der Quarz ist teils milchweiß, teils farblos, im allgemeinen derb. An dem Gestein des Weißen Flins macht sich eine gewisse Parallelstruktur bemerkbar, besonders in der Anordnung der flach linsenförmigen Hohlräume. Katakklase ist nur selten zu beobachten. Wo ältere Gemengteile als Quarz vorhanden sind, z. B. Feldspäte, zeigen diese mechanische Beeinflussung (Protokklase). Bemerkenswert sind die in

den Quarzgängen akzessorisch auftretenden Mineralien. Es wurden beobachtet:

1. Schwarzer Turmalin, östlich 549,9 bei Greiffental (M. T. B. Friedeberg) und in der Sattlerschlucht bei Hirschberg;
2. hellroter Orthoklas bei Crommenau (Eulenstein);
3. Muscovit;
4. Erze, wie Kupfer- und Schwefelkies, bei Giehren und Querbach;
5. Topas, lokal in großer Menge.

Infolge ihrer Widerstandsfähigkeit ragen die größeren Quarzmassen oft aus der Umgebung heraus. Von besonders auffallenden Quarzgängen seien genannt:

1. Der weiße Flins bei Flinsberg, »der Mutterschoß der Glasindustrie des Gebirges« (39, S. 106), hat eine Mächtigkeit von ca. 300 m und erstreckt sich auf ca. 1 km hin. Sein Streichen ist NW. 316⁰¹), sein Einfallen steil (XII).
2. Eulenstein nordwestlich Voigtsdorf.
3. Der weiße Stein bei Neu-Kemnitz.
4. Ein Zug von Quarzlinsen, bei Johnsdorf-Spiller beginnend, geht über den Hoffmannsberg-Berthelsdorf bis nördlich von Reibnitz in OSO-Richtung.
5. Der Quarzstock bei Steine unweit Friedeberg.
6. Kleinere Vorkommnisse sind:
Der weiße Stein im Stadtwalde südöstlich von Marklissa.
Die weißen Steine bei Wünschendorf.

Dem jüngeren Granit schließen sich möglicherweise an eine Reihe anderer Ganggesteine.

Ihre Mächtigkeit ist meist nur eine geringe. Der hohe Grad der Zersetzung macht oft genauere Feststellungen unmöglich. Sie durchsetzen den älteren Granit, indem sie sich auch im Streichen unabhängig von den Lagerungsverhältnissen desselben erweisen. Mir sind folgende Gänge bekannt geworden: (Die Bestimmung

¹⁾ Bei allen angeführten Messungen ist eine Mißweisung von 9⁰ westlich berücksichtigt worden.

des petrographischen Charakters derselben erfolgt auf Grund der mikroskopischen Untersuchung.)

1. Felsitporphyr, Sattlerschlucht, linkes Boberufer. Str. NO.; Einf. st.
2. Orthoklasporphyr zwischen Steinberg und Moltkeberg bei Voigtsdorf.
3. Orthoklasporphyr zwischen Eulenstein und Crommenau.
4. Lamprophyr (Minette) an der Zelderlinde, Sattlerschlucht, rechtes Boberufer. Str. NO.; Einf. st.
5. Quarzführender Glimmerdiorit zwischen Abendburg und weißer Steinrücke.
6. Amphibolvogesit am Voigtsbach bei Querbach.
7. Amphibolvogesit am nördlichen Bahneinschnitt vor Reibnitz.
8. Diabas, Schwedenberg-Schanzen.
9. » , Krebsberg bei Halbe Meile, Hirschberg.
10. » , Sattlerschlucht, linkes Boberufer, Str. NO.
11. » , Sattlerschlucht, rechtes Boberufer. Mehrere Gänge.
12. » , Boberullersdorf, an der Straße nach Berthelsdorf.
13. » , südlich des Matzdorfer Baches, am Kalkofen.
14. » , an der Chaussee zwischen Reibnitz und Berthelsdorf.
15. Diabasporphyr, am Waldweg am Kemnitzbach aufwärts, unweit des Lochsteges.

4. Die krystallinen Schiefer.

Die räumliche Ausdehnung derselben in unserem Gebiete ist nicht bedeutend. Der größte Komplex ist jener Glimmerschieferzug, der sich von Liebwerda im Westen bis nach Voigtsdorf im Osten erstreckt. Er ist als eine schollenförmige Einlagerung in dem älteren Granit zu betrachten, der ja reich ist an solchen größeren und kleineren Fetzen krystalliner Schiefer, den Resten der ehemaligen Decke paläozoischer (?), krystallin gewordener Sedimente. Die Breite dieses Komplexes beträgt zwischen Giebren und Lusdorf bei Neustadt a. T. ca. 1700 m, zwischen Alt-Kemnitz und Voigtsdorf ca. 500 m. Ebenso verringert sie sich bei Liebwerda auf 400 m. Das Streichen ist im O. nach NW., in den

mittleren Partien nach W., im Westen nach SW. gerichtet, d. h. die Glimmerschieferzone bildet einen schwachen nach S. offenen Bogen. Das Einfallen ist im allgemeinen nach N. bzw. NO. bzw. NW. gerichtet. Lokal ist infolge Überkipfung eine Fallrichtung nach S. zu beobachten. Die Ergebnisse meiner Messungen seien im Folgenden wiedergegeben. Die Beobachtungspunkte folgen sich von W. nach O.

	Streichen:	Fallen:
1. am Wege von Karolinental nach dem Hohen Hayn	NO. 46°	NW.
2. am Kupferberg bei Neustadt a. T.	W.	N. 50°
3. am Rappoldsberg	NW. 301°	NO.
4. am Dreßlerberg	NW. 286°	NO. 35°
5. Hohlweg zwischen Bergstraß und Hermsdorf	NW. 296°	SW. st.
6. bei Krobsdorf (Bahneinschnitt)	W.	N. 60°
7. östlich des Hasselberges	NW. 281°	—
8. Giehren-Regensberg	NW. 291°	N. st.
Pingen nördlich Regensberg	NW. 321°	SW. 35°
am Kesselschloß	NW. 291°	NO. 45°
9. Querbach, Pulverhalden	NW. 306°	—
10. Hindorf unterhalb der Kirche	W.	S.
11. Deinertsberge bei Alt-Kemnitz	NW. 276°	SW.
12. Andalusitglimmerschiefer am Fleisch- hübel	NW. 291°	NO st.

An diesen Glimmerschiefern kommen die Faltungsvorgänge, welche dieselben im Mittel-Carbon (?) betroffen haben, als mehr oder weniger intensive Faltungen zum Ausdruck. Im Tertiär ist ein Teil dieser Zone, etwa von Lusdorf bis Kunzendorf, an der westöstlich verlaufenden Neustadt-Giehrener Verwerfung abgesunken. Außer dieser größeren Einlagerung begegnet man, wie schon mehrfach betont, im ganzen Granitgebiet einer Fülle kleinerer Schollen. Besonders heben sich noch durch ihre Ausdehnung heraus

die Einlagerung bei Heinersdorf a. T. (XIII) und diejenige am Queis zwischen Goldentraum und Nieder-Wiesa (XIV).

Die Punkte, an denen man die kleinen Schollen im Verbande beobachten kann, wurden schon S. 500—501 angeführt.

Schließlich müssen noch die am Nordrande des Granitmassivs auftretenden Phyllite genannt werden, welche durch allmähliche Übergänge mit den Tonschiefern des Niederschlesischen Schiefergebirges verbunden sind.

Wir haben früher darauf hingewiesen, daß bezüglich der Deutung der Genesis der krystallinen Schiefer Schwierigkeiten bestehen. Diejenigen Gesteine, welche ihren krystallinen Habitus der Kontaktmetamorphose von seiten des älteren oder jüngeren Granites verdanken, wurden bereits oben besprochen (S. 494 u. 507) und seien hier ausgeschaltet. Die Krystallinität der in diesem Abschnitte behandelten Gesteine ist durch Tiefenmetamorphose herausgebildet worden.

Wenn man diese Sedimente in ihrer Gesamtheit miteinander vergleicht, von ihrem tiefsten Horizonte an dem Kontakt zwischen älterem Granit und Glimmerschiefer im Süden bis an das Übergangsgebiet von Phyllit zu Tonschiefer im Norden, so ist ihnen gemeinsam das Auftreten von Quarziten neben Tonschiefern. Auch die Kalkeinlagerungen, wie sie den silurischen (?) Tonschiefern bei Grunau u. a. O. beigesellt sind, fehlen den tieferen Horizonten nicht. Also der petrographische Charakter der Sedimente: kieselsäurereich, tonerdereich und lokal kalkreich, bleibt sich durchgängig gleich. Ein Unterschied besteht aber darin, daß der Grad der Krystallinität von Norden nach Süden an den einzelnen Einlagerungen zunimmt. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die einzelnen Einlagerungen von dem Granit rings umschlossen sind, und daß trotzdem die Scholle von Goldentraum ein Sericitschiefer mit durch Tiefenmetamorphose gebildeten Biotiten und die Schiefer von Giehren quarzreiche Glimmerschiefer geblieben sind. Wenn diese Gebilde durch Kontaktmetamorphose beeinflußt worden wären, so ist nicht zu erklären, warum bei gleichen Vorbedingungen (gleiche chemische Beschaffenheit der Einlagerung, ungehinderte allseitige Einwirkung des Magmas) so verschiedenartige und teils so wenig krystalline Gebilde entstehen sollten.

Man erkennt nun auch, warum ich geneigt bin, auch die innerhalb des älteren Granites bei Raspenau, Weisbach und Alt-Kemnitz auftretenden hochgradig kontaktmetamorphosierten Gesteine (vergl. S. 507) als Kontaktgebilde des Riesengebirgsgranites aufzufassen. In der Tatsache der graduellen Abstufung der Kristallinität unserer Einlagerungen sehe ich ein wichtiges Moment für die Annahme, daß diese Schiefer durch Tiefenmetamorphose krystallin geworden sind. Mögen auch vielleicht manche Zwischenglieder fehlen, soviel läßt sich feststellen:

Am Nordrande sind es Phyllite in engem Zusammenhang mit Tonschiefern. Die Einlagerungen von Goldentraum und Heinersdorf lassen Biotitporphyroblasten in phyllitischer Grundmasse erkennen. Schließlich entwickeln sich Glimmerschiefer, Granat-, Ottrelit- und Hornblendeglimmerschiefer. Im Osten stellen sich zahlreich Hornblendeschiefer ein. Ist auch öfters in den Quarziten neben Biotit ein Feldspatgehalt vorhanden, so genügt er doch nicht, um das Gestein als Gneis bezeichnen zu können.

Im einzelnen sei folgendes bemerkt:

1. Die kleineren Schollen.

Hornblendeschiefer:

- am Ottilienberg bei Hirschberg;
- am Fuß des Bernskensteins;
- in der Sattlerschlucht an mehreren Punkten (westlich der Zelderlinde ein Biotitamphibolschiefer);
- zwischen Mauer-Talsperre und dem Kontakt mit den Phylliten des Nordrandes.

Lokal bilden sich aus dem Hornblendeschiefer durch sekundäre Umsetzung chloritische Schiefer.

Glimmerschiefer:

- gegenüber Station Bad Flinsberg;
- östlich vom Bahnhof Reibnitz (nördliche Bahnseite), hier reich an Hornblende;
- am Fuß des Bernskensteins;
- an den Schanzen, Anbruch am Krebsbachtal;
- in der Sattlerschlucht (linkes Boberufer).

2. Die Einlagerung von Goldentraum (XIV)

erstreckt sich von dem auffälligen Knie des Queis in Nordrichtung bei Goldentraum nach Osten hin bis über die vom Greiffenberg nach Alt-Gebhardsdorf führende Chaussee, also ca. 4 km lang bei einer Breite von 300--400 m. Sie besteht aus Sericitquarziten und dachschieferähnlichen quarzreichen Phylliten mit zahlreichen Biotitporphyroblasten. Diese verleihen dem Gestein ein eigenes Aussehen. Meist liegt die Basis des Biotits in der Schieferebene, oft aber auch senkrecht dazu, eine Erscheinung, die schon ROSE aufgefallen war (Streichen der Einlagerung westlich, Einfallen 60° nördlich)¹⁾.

3. Die Einlagerung von Heinersdorf a. T. (XIII)

zieht sich längs der Ortschaft von W. nach O. auf ca. 2 km hin und ist mehrfach an der Dorfstraße, auch in einem nach dem Heinersdorfer Forst unter der Bahlinie Heinersdorf-Neustadt führenden Hohlwege angeschnitten. Das Gestein streicht fast westlich (nordwestlich 272°), Einfallen nördlich, und muß als Sericitquarzitschiefer bezeichnet werden. Auch bei ihm machen sich die Anfänge der Bildung von Biotitporphyroblasten bemerkbar.

4. Die Einlagerung von Liebwerda bis Voigtsdorf (XIV).

Ihr gehören eigentlich noch zu die Einlagerungen von Glimmerschiefer mit Kalkstein von Raspenau und von Phylliten westlich von Mildeneichen. In dieser Zone ist die Mannigfaltigkeit der Gesteine eine größere. Ausgeschieden sind diejenigen Partien, welche sich als unzweifelhafte kontaktmetamorphe Bildungen erwiesen haben, also, um sie nochmals darzustellen,

die Kalksteine von Raspenau und Alt-Kemnitz;

die Andalusitglimmerschiefer von Liebwerda, Voigtsdorf und nördlich Weisbach.

Die übrigen — regionalmetamorphen — Bildungen sind am besten aufgeschlossen in dem Querprofil vom Kesselschloß bis Giehren. Am Kesselschloß selbst ist das Gestein durch Stein-

¹⁾ LESKE erwähnte in seiner »Reise durch Sachsen« 1875, S. 381, mehrere Einlagerungen körnigen Kalksteins in diesem Glimmerschiefer von Goldentraum. Davon sind indes keine Spuren mehr aufzufinden.

bruchsbetrieb früher gewonnen worden. Bei Regensberg und Giehren gewähren die Pingen und Halden, Reste des ehemaligen Bergbaues, einen guten Einblick in die petrographische Beschaffenheit der Zone. Am Südrand derselben ist das Gestein äußerst quarzreich. Biotit tritt sehr zurück. Trotz eines geringen Feldspatgehaltes ist es nicht angängig, das Gestein als Gneis zu bezeichnen. Es ist ein Biotitquarzit. Weiter nach Norden tritt der Quarz zurück, der Glimmer herrscht vor, es entwickelt sich Glimmerschiefer. In der Zone Regensberg-Giehren-Querbach ist er granat- und ottrelitführend — Granatottrelitschiefer. — Bei Förstel werden äußerst frische Biotite von Turmalinnadeln durchspickt, so daß man hier wieder kontaktmetamorphe Einwirkungen annehmen möchte. An der Nordgrenze der Zone ist nur Glimmerschiefer entwickelt, der sogar oft schon etwas phyllitartiges an sich hat (mit Biotitporphyroblasten). Damit ist die Mannigfaltigkeit der krystallinen Sedimente noch nicht erschöpft. Hornblendeglimmerschiefer und grobkörnige Amphibolite (südlich Giehren), Epidotquarzite und Hornblendequarzite (zwischen Voigtsdorf und Reibnitz) gelangen zur Beobachtung.

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen an den krystallinen Schieferen des Isergebirges lassen sich in folgende Sätze zusammenfassen:

- I. Die Formation der krystallinen Schiefer bildet keinen zusammenhängenden Komplex. Vielmehr sind es bei der Eruption des älteren Granites auseinandergerissene Partien von verschieden großer Ausdehnung.
- II. Die krystalline Beschaffenheit verdanken diese Schiefer in erster Linie und über das ganze Gebiet hin der Tiefenmetamorphose. Erst in zweiter Linie und nur lokal machen sich Einwirkungen der Kontaktmetamorphose von seiten der Granite bemerkbar.
- III. Die krystallinen Schiefer sind im Isergebirge die älteste bekannte Gesteinsbildung. Da sie mit den Sedimenten des Niederschlesischen Schiefergebirges durch

Übergänge verbunden sind, so dürften sie, falls für letztere die Annahme silurischen Alters sich bestätigt, jedenfalls älter als silurisch sein.

5. Die paläozoischen Schichten und die postvaristische Decke.

Das dem Isergebirge im NO. sich unterlagernde Niederschlesische Schiefergebirge (40, 41), ein System silurischer und devonischer Tonschiefer, Kalksteine und Quarzite, fällt außerhalb des von uns untersuchten Gebietes. Nur des Zusammenhanges wegen sei Folgendes bemerkt:

Fossilien sind erst bei Lauban gefunden worden (Graptolithen) und weiterhin bei Görlitz (42). Zur Klärung der Frage nach dem Alter der Schichten bedarf es also für das Gebiet Hirschberg-Lauban erst eingehender stratigraphischer Untersuchungen. Wie schon oben bemerkt, fehlen diesem Schiefermantel Erscheinungen der Kontaktmetamorphose. Es ist wahrscheinlich, daß hier ein sog. Verwerfungskontakt vorliegt, wie ein solcher angenommen wird für die Partie am Nordrande des Hirschberger Tales bei Berbisdorf (43) und ostwärts. Der unserige würde in der nordwestlichen Fortsetzung dieses Berbisdorfer Verwerfungskontaktes liegen. In das Niederschlesische Schiefergebirge dringen nun buchtenförmig ein die Ablagerungen der postvaristischen Decke, das Rotliegende, der Zechstein, die Trias und die Kreide. Auch auf diese kann hier nicht näher eingegangen werden. Größere Bedeutung erlangen dagegen in dem untersuchten Gebiet die Ablagerungen des Tertiärs und des Diluviums.

6. Das Tertiär.

Wie anderwärts, so ist auch im nördlichen Vorlande des Isergebirges das Tertiär charakterisiert durch drei wichtige geologische Momente:

- die tektonischen Vorgänge;
- die Eruptionen von Basalten und Phonolithen;
- die Braunkohlenbildungen.

Erstere sollen in einem besonderen Abschnitt über die Tektonik behandelt werden. Wir wenden uns hier sogleich zu

den Eruptionen von Basalten und Phonolithen. Diese sind im allgemeinen in unserem Gebiet älter als die Ablagerungen der Braunkohlen. Als Beweis führt PRIEMEL (56, S. 9) an den Mangel von Kontakterscheinungen an der Braunkohle, das Vorhandensein von Basaltbrocken in den Schichten der Braunkohlenformation und die Abhängigkeit der letzteren in ihrer räumlichen Ausdehnung von den Basaltmassen. Einige wenige Eruptionen mögen auch noch während oder nach der Braunkohlenablagerung stattgefunden haben. So beobachtete KRUSCH (1, S. 291) unter dem Basalt des Galgenberges (südwestlich von Greiffenberg) bläuliche Tone (Flaschenton) auf Braunkohle. Legt man diesen Sedimenten oberoligocänes bzw. miocänes Alter zugrunde, so müßten die Basalte (oder wenigstens der Basalt des Galgenberges) jünger als diese oberoligocänen bzw. miocänen Gebilde sein.

Die Basalte sind meistens als Kuppen ausgebildet, die steil aus dem Flachlande aufragen. Zuweilen begegnet man auch langgestreckten Rücken, so dem Silberberg bei Heidersdorf, dem oberen Steinberg und dem Hohberg östlich von Lauban. Als Decken sind nach KRUSCH aufzufassen (1, S. 289) der Mauersberg bei Köslitz, der Nonnenwald westlich von Holzkirch und das Vorkommen südsüdwestlich davon dicht an der Hochwaldstraße. Die Absonderung des Basaltes ist bald säulig, bald blockförmig. Während die Basalte sich weit nach Osten über Friedland nach Greiffenberg und Hirschberg nach N. und NO. hinziehen und sich schließlich im Diluvium verlieren, erstrecken sich die Phonolithe lange nicht so weit. Der östlichste Phonolith ist bekanntlich derjenige des Hohen Hayn bei Friedland.

Von den in unserem Gebiet auftretenden Basalten sind nach den Untersuchungen von KRUSCH zu bezeichnen als

I. Magmabasalte:

Basalt südöstlich vom Nonnenwald, östlich vom oberen Steinberg,

Silberberg bei Heidersdorf,

Herrenberg bei Marklissa,

Basalt von Wingendorf,

drei Kuppen zwischen Kerzdorf und Holzkirch,

- Basalt von Kolonie Augusttal,
 » von Langenöls,
 Galgenberg südwestlich von Greiffenberg.
- II. Feldspathbasalte:
 Köslitz bei Görlitz,
 Steinberg bei Lauban,
 Steinberg im Stiftswald östlich von Heidersdorf,
 oberer Steinberg im Stiftswald.
- III. Nephelinbasalte:
 Nonnenwald östlich von Holzkirch,
 Kapellenberg westlich von Lauban,
 Basalt $\frac{1}{2}$ km nördlich vom Steinberge im Stiftswald,
 » zwischen Kolonie Augusttal und der Hochwaldstraße,
 Heidersdorfer Spitzberg und seine beiden südlich gelegenen
 Vorkuppen (Nephelin-Anamesit),
 Keulichter Buchberg bei Klein-Iser, } nach
 Schloßberg b. Friedland, } MOEHL,
 Steinberg b. Schönwald nördlich Friedland, } 49, S. 169.
 Gang im Granit des Alt-Seidenberger Grundes (N.-Anamesit),
 Hainmauer zwischen Radmeritz und Wilka (nach MOEHL
 49, S. 157),
 Klapperberg bei Radmeritz (nach MOEHL, 49, S. 158).
- IV. Nephelintephrit:
 Schadewalde bei Marklissa (nach MOEHL).
- V. Leucitbasalte:
 Knappberg bei Marklissa (nach MOEHL),
 Wachberg » » (» »).
- VI. Nephelinit:
 Kahleberg, Brandberg, Wickenstein bei Querbach.

Der mikroskopischen Untersuchung sind noch vorbehalten die
 Basalte von

Steinberg b. Neu-Kemnitz,
 Greiffenstein b. Greiffenberg,
 Birngrütz,
 Wünschendorf,

Harteberg b. Mauer,
Spitzberg bei Neudörfel unweit Einsiedel (nach MOEHL
»Glimmerbasalt«)

und einige bei Friedland auftretende Basalte.

Phonolithe sind bekannt

vom Geiersberg bei Friedland (trachytoid nach BORIČKY, 53),

vom hohen Hayn bei Lusdorf (nephelinitoid nach MOEHL, 49),

vom Absberg bei Friedland.

Die Braunkohlenbildungen.

Die Lagerungsverhältnisse der braunkohlenführenden Schichten weisen darauf hin, daß die großen tektonischen Vorgänge vor Entstehung dieser Ablagerungen beendet waren (54, 55, 56). Die Störungen derselben sind als glaziale Druck- und Stauchungserscheinungen aufzufassen, d. h. auf die Wirkungen des sich vorwärts bewegendes Inlandeises zurückzuführen. Nur vereinzelt ragen aus dem Diluvium Tertiärinseln hervor. Dagegen haben die zahlreichen Grubenbaue über die tertiären Ablagerungen einigermaßen Klarheit geschaffen.

Der unterste Horizont wird dargestellt von Letten und Sanden, auch weißen Tonen oder dem Grundgebirge (älterer Granit, bzw. Schiefer und Grauwacken der nördlichen Schieferzone). Es folgt die Braunkohle. Sie ist im allgemeinen auf allochthonem Wege entstanden, nur in wenigen Fällen autochthon. Sie ist meist nur in einem Flöz von 2 — 8 m Mächtigkeit ausgebildet. Die oberste Stufe bilden plastische Tone (sog. Flaschenton) mit Einlagerungen toniger Quarzsande. BERENDT stellt diese (subsudetische) Braunkohlenbildung in das oberste Oligocän (PRIEMEL in das Untermiocän) und sieht in ihr die südliche Umrandung des Oligocänmeeres am Schluß der Oligocänzeit (1, S. 286). Die Braunkohlenflöze liegen in einzelnen Senken des Grundgebirges. Daher nimmt ihre Mächtigkeit nach dem Muldenrande zu ab. Die wichtigsten Braunkohlenablagerungen sind:

1. das Görlitz-Ostritzer Becken zwischen Görlitz, Ostritz, Bernstadt und Seidenberg,
2. diejenigen der Gegend von Lauban und Lichtenau-Geibsdorf.

Die Braunkohlen der Gegend von Marklissa sind technisch ohne Bedeutung. Das Tertiär ist hier nur von geringer Mächtigkeit, da das granitische Grundgebirge fast bis zu Tage reicht.

7. Diluvium.

Wie ein Vergleich der dieser Abhandlung beigegebenen Karte (Taf. 28) mit der älteren von ROTH, ROSE, BEYRICH erkennen läßt, haben die diluvialen Ablagerungen eine weit größere Verbreitung in unserem Gebiete, als den älteren Karten zu entnehmen ist. Ja, es ist höchst wahrscheinlich, daß der ganze Nordrand des Isergebirges, von Neustadt a. T. bis Hirschberg a. B., von einer Decke diluvialer Sande und T ne überzogen war. Erst die hier sehr intensive Denudation und Erosion hat durch teilweise Entfernung dieser Ablagerungen die heutigen Verhältnisse geschaffen. Genauere Untersuchungen über Teile des Diluviums unseres Gebietes liegen vor von JOKELY (57), LEPPLA (58), SCHOTTKY (59), SLAVIK (60, 61), WERTH (62, 63). Dem im folgenden Gesagten liegen die Angaben der genannten Forscher zugrunde.

Im allgemeinen haben wir zu unterscheiden:

- unteren Geschiebelehm,
- interglaziale Sande und Kiese,
- oberen Geschiebelehm,
- jungdiluviale Gebirgsschotter.

Diese Ablagerungen greifen buchtenförmig in das nördliche Vorland des Isergebirges ein. Solche Buchten sind:

1. der Hirschberger Kessel,
2. die Friedeberger Bucht,
3. die Friedland-Neustädter Bucht.

1. Der Hirschberger Kessel wird im Norden von den Bergzügen des Niederschlesischen Schiefergebirges begrenzt und teilt sich nach Süden zu in die Schmiedeberger Bucht, welche dem Lauf der Eglitz folgt, und in die Warmbrunner Bucht, welche am Zacken entlang läuft. Das bisher bekannte älteste Glied der diluvialen Ablagerungen in diesem Kessel ist ein Geschiebelehm nebst geschichteten Sanden, Tonen und Kiesen, Produkten der großen

vorletzten nordischen Vergletscherung. Der jüngsten Eiszeit zuzurechnen sind die fluvioglazialen Schottermassen, welche in mehreren Terrassen die Flußläufe des Bober und Zacken, sowie der Lomnitz und Eglitz begleiten.

2. Eine weit größere Ausbreitung des Diluviums findet man in der Friedeberger Gegend, dem sog. Friedeberger Kessel. Reste diluvialer Ablagerungen bei Alt-Kemnitz, Riemendorf, Hainvorwerk bei Hennersdorf deuten darauf hin, daß ursprünglich nach Osten Verbindung mit dem Hirschberger Kessel bestanden hat (über Halbe Meile, Reibnitz, Alt-Kemnitz, Blumendorf, Rabishau). Auch nach Westen hin steht der Friedeberger »Kessel« längs des Gebirgsrandes über Volkersdorf und Wigandsthal mit der Neustadt-Friedländer Bucht im Zusammenhang. Die diluvialen Ablagerungen bestehen aus Geschiebelehm, feinen Sanden und Schottern.

3. Das Diluvium der Friedland-Neustädter Bucht schließt sich auf das engste an die betreffenden Ablagerungen der südöstlichen Oberlausitz an. Es bedeckt die flachen Erhöhungen und Hügel des Granitplateaus auf ihrem Scheitel; vereinzelt ragen auch größere und kleinere Granitpartieen inselartig hervor, so der Heinersdorfer Forst, bei Bullendorf, Berzdorf, Arnsdorf u. a. O. Auf den mäßig gesenkten Gehängen tritt gewöhnlich das feste Gestein zu Tage, soweit es nicht ebenso wie die weiten und flachen Tal-senkungen mit einem Gehängelehm überzogen ist. Ebenso wie die topographische Beschaffenheit dieses Geländes muß auch die verschiedene Mächtigkeit der Diluvialdecke dem wechselnden Einfluß der Denudation zugeschrieben werden. Bald sind die Ablagerungen bis 30 m mächtig, bald aber kaum 2 m stark. Wird die Decke sehr dünn, so kann sie mit dem den Untergrund bildenden Granit vermischt werden. Der auffällige Lehmgehalt solcher Ackerkrume, das Residuum des aufgearbeiteten Geschiebelehms, und hin und wieder Gerölle lassen den ursprünglichen Charakter des Bodens erkennen.

Quartäre Lehme und Schotterablagerungen beobachtet man auch an den Gehängen der Talläufe im Gebirge (einheimisches Diluvium).

8. Alluvium.

Von den alluvialen Ablagerungen, deren Darstellung ebenfalls eingehende Detailuntersuchungen voraussetzt, seien hier nur genannt:

Torf, besonders auf dem Rücken des Gebirges;

Auelehm und Wiesenlehm;

Kiese und Schotter.

9. Nutzbare Lagerstätten.

Es sind hier zu nennen:

die Braunkohlen, welche bereits (54, 55, 56) eingehend beschrieben worden sind;

der Kaolin von Egelsdorf, dessen Nutzbarmachung der Zukunft vorbehalten ist. Über Umfang und Wert dieser Ablagerungen lassen sich Angaben zurzeit noch nicht machen;

der Quarzfels, der stellenweise in der Glasindustrie Verwendung findet;

Erze.

Größere Konzentrationen von Erzen, welche eine Rentabilität sichern, haben in unserem Gebiet nicht stattgefunden, oder sie sind, wo dies der Fall war, schon in früher Zeit ausgebeutet worden. Fällt doch beispielsweise die Blüte des Giehrerer Bergbaues in das 16. Jahrhundert.

Man muß unterscheiden zwischen den Erzlagerstätten, deren Entstehung dem Riesengebirgsgranit zuzuschreiben ist, und denjenigen, welche auf den älteren Granit zurückzuführen sind. Zu ersteren gehören die Magneteisenerzlagerstätte von Schmiedeberg (12), welche außerhalb unseres Gebietes liegt, und diejenige vom Schwarzenberg bei Schreiberhau. Hier finden sich innerhalb der Glimmerschiefer derbe Massen eines unreinen Magnetits. Daneben brechen ein (5, S. 21) Schwefelkies, Glanzkobalt, Magnetkies und Zinkblende.

Auch in den kontaktmetamorphosierten Kalksteinen von Raspenau¹⁾ und Alt-Kemnitz finden sich Anreicherungen von Magnet-

¹⁾ Vergl. HELBIG, »Der Eisenhammer in Raspenau«. Reichenberger Zeitung 1898.

kies und Magnetit. Wahrscheinlich handelt es sich auch hier um Kontaktlagerstätten des Riesengebirgsgranites.

Dagegen sind die Erzvorkommen in der Glimmerschieferzone von Neustadt bis zu den Deinertsbergen bei Alt-Kemnitz an die quarzitischen Gänge gebunden, welche wir als die letzten Ausläufer des älteren Granites ansehen.

Auf dieser ganzen, über 20 km langen Strecke hat man in früherer Zeit Versuche angestellt, die Erze zu gewinnen, so

am Sauberge, Kupferberge und Rappoldsberge bei Neustadt a. T. — Neustadt verdankt seine Entstehung den Ansiedelungen der Bergknappen im 16. Jahrhundert —, bei Ullersdorf-Krobsdorf, bei Querbach und Giehren und bei Hindorf.

Es waren vor allem Kobalt- und Zinnerze, welche gewonnen wurden, Speiskobalt, Glanzkobalt, Zinnstein, daneben Schwefelkies, Magnetit, Kupferkies, Arsenikkies, Zinkblende, Rotnickelkies.

Bekannt ist das Vorkommen von Automolit bei Querbach.

Größere Bedeutung erlangte im 16. Jahrhundert der Bergbau von Giehren. Die Geschichte dieses Bergbaues ist durch GROSS, FECHNER u. a. (65, S. 45) eingehend behandelt worden. Die wissenschaftliche Untersuchung dieser äußerst interessanten Lagerstätte steht noch aus. Heute erinnern nur Pingen und Halden an die Schätze, welche in lang verflossener Zeit dem Boden in mühsamer Arbeit abgerungen werden mußten.

10. Die Tektonik.

(Vergl. geologische Übersichtskarte des Isergebirges Taf. 28.)

Der Bau des Isergebirges wird bedingt durch die gewaltigen Erschütterungen der Erdkruste im Carbon und im Tertiär. Im Carbon fand die Auffaltung des varistischen Gebirges statt, also auch der Sudeten und unseres Isergebirges (44). Es wurden die bis dahin zur Ablagerung gelangten Sedimente, vorcambrische Schichten, Cambrium, Silur, Devon, Culm, in unserem Gebiete die krystallinen Schiefer, die Phyllite und das nieder-

schlesische Schiefergebirge, der Faltung unterworfen; die oft intensiv gefalteten Schiefer legen ein beredtes Zeugnis von diesen Vorgängen ab. Unmittelbar nach der Auffaltung erfolgte die Intrusion des älteren Granites, an welchem sich während seiner Erstarrung noch der herrschende Druck geltend machte — dafür spricht die Protoklasse und die oft flaserige Textur (Piëzokrystallisation). Daraus, daß ihm die Erscheinung der Kataklase in allgemeiner Verbreitung fehlt, geht hervor, daß er jedenfalls nicht älter als die carbonischen Faltungsvorgänge ist. Aber auch das Auftreten einzelner Schiefer-schollen mitten im Granit, nicht etwa nur am Rande, und ihr annähernd gleiches Streichen und Fallen sprechen dafür, daß erst die Auffaltung der Schiefer erfolgte, zwischen welche dann, diese gewissermaßen aufblättern, der ältere Granit intrudierte.

Mit der Intrusion des jüngeren Granites und den Eruptionen der Porphyre wurde schließlich der Ausgleich der Spannung, welche bis dahin in der Erdkruste geherrscht hatte, hergestellt.

Bezüglich ihres Streichens nehmen die Sedimente des Isergebirges zunächst im W. eine vermittelnde Stellung ein zwischen der NO.-Richtung des erzgebirgischen Teiles des varistischen Bogens, wie sie noch die Phyllite des Jeschkengebirges aufweisen, und der NW.-Richtung des sudetischen Teiles, d. h. sie streichen annähernd westlich. Weiter nach Osten erweisen sie sich schon der sudetischen Richtung unterworfen.

Von einschneidender Bedeutung für die Umrißgestaltung des Isergebirges sind die tertiären Störungen. Diese Bruchperiode, welche nach einer langen Ruhepause einsetzte, ist vorpliocänen Alters und etwa in der zweiten Hälfte des Miocäns zum Abschluß gelangt. Die (oligocänen) Bruchlinien im Sudetengebiet halten sich an die NW.-Richtung (Längsbrüche) und an die N.-Richtung (Querbrüche) des carbonischen Gebirges (45). Für unser Gebiet sind von Bedeutung:

1. die Lausitzer Hauptverwerfung, von Oberau bei Meißen bis Zittau verlaufend. Ihre südöstliche Fortsetzung bilden
2. die Brüche am Südfuß des Riesen- und Isergebirges: Die Bruchlinie von Liebenau am Eisenbroder Gebirge entlang

und zahlreiche Verwerfungen im Phyllitgebiet im Süden des Granitmassivs,

3. die Neustadt-Giehrener Verwerfung,
4. der Haindorfer Bruch (Friedland-Weisbach),
5. zahlreiche Querbrüche von geringerer Ausdehnung am Nordabhänge des Isergebirges,
6. die nordwestliche Fortsetzung der Berbisdorfer Verwerfung am Nordrande des Granitmassivs.

Auf die Neustadt-Giehrener Verwerfung, die fast westlich verläuft und wahrscheinlich bis Friedland im W., bis Blumendorf im O. reicht, machte schon KATZER aufmerksam (23, S. 479). Längs derselben ist ein kleiner Teil der großen Glimmerschieferzone und der nördlich vorgelagerte ältere Granit abgesunken. Auf dieser Störungslinie sitzen der Phonolith des Hohen Hayn im W., der Basalt des Kahlenberges im O. Mit ihr kreuzt sich bei Friedland der Haindorfer Bruch, welcher in WNW.-Richtung verläuft und durch das Tal der Wittig von Weisbach bis Friedland gekennzeichnet wird. An dem Kreuzungspunkte beider Verwerfungen sind die Basalte und Phonolithe von Friedland zum Durchbruch gekommen.

Die Querbrüche sind naturgemäß dort, wo ein Gesteinswechsel vorliegt, am besten zu erkennen. Schon G. ROSE beobachtete, »daß das Glimmerschieferlager (von Flinsberg) durch die Täler nicht allein in seinem Zusammenhange unterbrochen ist, sondern auch, daß die getrennten Stücke verworfen sind, wie die Schichten eines geschichteten Gebirges, die durch einen Gang durchsetzt werden. (46, S. 14; 47, S. 44)«. Auf den auffälligen Lauf des Queis und der Dorfbäche zwischen Alt-Kemnitz und Flinsberg bei Annäherung an das Glimmerschieferlager habe ich schon früher (S. 486) hingewiesen.

Deutlich zu beobachten ist eine Querverwerfung bei Mauer, welcher der nach N. gerichtete Lauf des Bobers folgt. Offenbar hängt sie mit dem Durchbruch des Hartebergbasaltes zusammen. Dort wo der Bober das auffällige Knie nach N. macht (flußabwärts von der Talsperre), stehen am östlichen Ufer älterer Granit, am

westlichen aber phyllitische Tonschiefer an. Auch das Schichtenstreichen ist daselbst anormal, nämlich NO. 46° , das Einfallen in NW., am östlichen Ufer steil (70°), am westlichen Ufer flach. Zwischen Hartebergtunnel und Bahnstation Mauer-Waltersdorf ist das Streichen der Tonschiefer aber schon wieder NW. 311° , das Einfallen SW. 80° , zwischen Mauer und Matzdorf auch letzteres normal (Streichen NW. 286° ; Einfallen NO.).

V. Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die wichtigsten Resultate meiner Untersuchungen lassen sich in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Im Isergebirge sind zwei geologisch und petrographisch von einander abweichende Granite zu unterscheiden. Der ältere Granit ist dem Rumburger bzw. Lausitzer Granit gleichzustellen, mit dem er eine geologische Einheit bildet. Der jüngere Granit setzt in ersterem als Stock auf.
2. Die Intrusion des älteren Granites erfolgte unmittelbar nach der Auffaltung der Sedimente, die des jüngeren Granites später, vermutlich zwischen Obercarbon und Rotliegendem.
3. Die krystallinen Schiefer verdanken ihren krystallinen Habitus in erster Linie der Tiefenmetamorphose. Nur lokal macht sich Kontaktmetamorphose bemerkbar, und zwar diejenige des jüngeren Granites stärker als die des älteren Granites.

Die krystallinen Schiefer gehören wahrscheinlich dem älteren Palaeozoicum an.

Literaturnachweis.

1. KRUSCH, P., Beitrag zur Kenntnis der Basalte zwischen der Lausitzer Neiße und dem Queis. Dieses Jahrbuch für 1894, Bd. 15, S. 279.
2. WILLIGER, Die Löwenberger Kreidemulde, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fortsetzung in der preuß. Ober-Lausitz. Dieses Jahrbuch für 1881, S. 55.
3. FRIC und LAUBE, Geologische Karte von Böhmen, Sektion II. Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, Bd. X, Nr. 1, 1895.

4. DATHE und WAHNSCHAFFE, Oberflächengestalt und geologische Verhältnisse (des Oderstromgebietes), aus: Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine wichtigsten Nebenflüsse, Bd. 1. Berlin 1896.
5. RAUMER, K. VON, Der Granit des Riesengebirges und die ihn umgebenden Gebirgs-Familien. Berlin 1813.
6. Derselbe, Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theiles von Böhmen und der Oberlausitz geognostisch dargestellt. Berlin 1819.
7. ROTH, Erläuterungen zu der Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin 1867.
8. GLOCKER, F. E., Geognostische Beschreibung der preußischen Oberlausitz. Görlitz 1857. Abh. Naturf. Ges. Görlitz, Bd. 8.
9. JOKELY, J., Der nordwestliche Teil des Isergebirges und das Gebirge von Rumburg und Hainspach in Böhmen. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt Wien 1859, Bd. X, S. 365.
10. Derselbe, Das Riesengebirge in Böhmen. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt Wien 1861/62, Bd. XII, S. 396.
11. Derselbe, Der Granit bei Friedland. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt, 1858, Bd. IX, Wien. Bericht vom 30. Juni 1858, S. 110.
12. BERG, G., Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge. Dieses Jahrbuch für 1902, Bd. 23, S. 201.
13. ZIMMERMANN und BERG, Bericht über den geologischen Markscheiderkursus in Niederschlesien vom Jahre 1904. Mitt. a. d. Markscheiderwesen, N. F. Heft 7, Freiberg 1905.
14. DANZIG, E., Weitere Mitteilungen über die Granite und Gneise der Oberlausitz und des angrenzenden Böhmens. Abhdlg. naturw. Ges. Isis Dresden 1886, S. 57.
15. Derselbe, Weitere Mitteilungen über die Granite und Gneise der Oberlausitz und des angrenzenden Böhmens. Abhdlg. naturw. Ges. Isis Dresden 1896, S. 6.
16. FRIEDRICH, O. O., Kurze geognostische Beschreibung der Südlasitz und der angrenzenden Teile Böhmens und Schlesiens. Schulprogramm zu Zittau 1871.
17. GÜRICH, G., Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890.
18. Derselbe, Geologischer Führer in das Riesengebirge. Berlin 1900.
19. Derselbe, Granit und Gneis, ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine. Himmel und Erde, 1905.
20. Derselbe, Der Riesengebirgsgranit und sein Kontakthof. Festschrift des Riesengebirgs-Vereines, Breslau 1906.
21. HAUER, F. VON, Geologische Übersichtskarte d. Österreich. Monarchie, Bl. II, 1867—1871. 2. Auflage. Erläuterungen: Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1869, Bd. 19, S. 26: Das Riesengebirge mit dem Iser- und Jeschkegebirge.
22. HERRMANN, O., Die wichtigsten Resultate der geologischen Spezialaufnahme in der Oberlausitz. Abhdlg. Naturf. Ges. Görlitz, Bd. 21.
23. KATZER, F., Geologie von Böhmen. Prag 1892.

24. MILCH, L., Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Teil I: Neues Jahrb. f. Min., B. B. XII, 1898, S. 115; Teil II: Neues Jahrb. f. Min., XV, 1902, S. 105.
25. Derselbe, Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen, nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges. Festschrift zum 70. Geburtstag von H. ROSENBUSCH, S. 127. Stuttgart 1906.
26. Derselbe, Über die Ganggesteine des Riesengebirgsgranites. Protokoll der Sitzung vom 17. September 1904. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1904, Bd. 56, S. 150.
27. Derselbe, Über Ganggesteine im Granit des Riesengebirges. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur 1896. 74. Jahresbericht. Naturw. Sektion, S. 26.
28. Derselbe, Über sogenannten echten Granit im Süden des Riesengebirges. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur 1901. 79. Jahresbericht, S. 11.
29. REINISCH, R., Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. Habilitationsschrift Leipzig 1902.
30. WOITSCHACH, G., Das Granitgebirge von Königshain in der Ober-Lausitz. I—D. Görlitz 1881.
31. GÜRICH, G., Über neue geologische Aufschlüsse im Riesengebirge. Schles. Ges. f. vaterländ. Kultur 1901. 79. Jahresbericht, Naturw. Sektion.
32. SUSS, F. E., Bau und Bild der böhmischen Masse, aus: Bau und Bild Österreichs. Wien/Leipzig 1903.
33. RIMANN, E., Der kalkspatführende Granit von Schmiedeberg im Riesengebirge. Centralbl. f. Min. usw. 1909, S. 767.
34. GEINITZ, E., Die geologische Beschaffenheit der Umgebung von Stolpen in Sachsen. Abhdlg. Naturw. Ges. Isis Dresden 1882, S. 91.
35. CREDNER, H., Geolog. Spezialkarte d. Kgr. Sachsen. Sektion Stolpen-Hinterhermsdorf-Daubitz.
36. ROSE, G., Über den den Granit des Riesengebirges im Nordwesten begrenzenden Gneis. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1857, Bd. IX, S. 513.
37. RICHTER, Der körnige Kalk des Kalkberges bei Raspenau in Böhmen. I—D. Jahrb. k. k. Geolog. Reichsanstalt 1904, Bd. 54, S. 169.
38. HEERMANN, O., Die Wirkungen des Gebirgsdruckes in der westlichen Lausitz. Bericht d. Naturf. Ges. zu Leipzig, Jahrgg. 1890/91.
39. PARTSCH, J., Schlesien. Eine Landeskunde für das deutsche Volk. Teil I, 1896. Breslau.
40. GÜRICH, G., Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch., Bd. 34, S. 691.
41. KALKOWSKY, E., Über grüne Schiefer Niederschlesiens. TSCHERMAK's Min.-Petr. Mitt. 1876, S. 87.
42. ZIMMERMANN, E., Palaeozoicum bei Görlitz. Monatsber. der Deutschen geolog. Gesellsch., Bd. 60, 1908, No. 7.
43. GÜRICH, G., Über Granit- und Schieferkontakt in Schlesien. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Naturw. Sektion 1903.
44. FRECH, F., Über die Gebirgsbildung im paläozoischen Zeitalter. HETTNER's Geogr. Zeitschrift, Jahrgg. V, 1899, S. 563.

45. Derselbe, Über den Bau der schlesischen Gebirge. HETTNER's Geogr. Zeitschrift, Jahrgg. VIII, 1902, S. 553.
46. ROSE, G., Das Glimmerschieferlager von Flinsberg. Briefl. Mitt. Neues Jahrbuch f. Min. usw. 1844, S. 446.
47. Derselbe, Über einige eigentümliche Erscheinungen bei dem Glimmerschieferlager von Flinsberg im Riesengebirge. Monatsber. Berl. Akad. 1844, S. 12.
48. Derselbe, Bemerkungen über die Beschaffenheit und Lagerungsverhältnisse der Gesteine im Riesen- und Isergebirge. Monatsber. Berl. Akad. d. Wissensch. 1856, S. 444. Dasselbe: Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1857, Verhdlg. S. 3.
49. MOEHL, H., Die Basalte der preußischen Ober-Lausitz. Abhdlg. Naturf. Ges. Görlitz 1875, Bd. XV, S. 68.
50. Derselbe, Basalte und Phonolithe Sachsens. Dresden 1873. Nova acta d. Kais. Leop. Carol. Deutsch. Acad. d. Naturf., Bd. 36, No. 4.
51. TRIPPE, Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1878, Bd. 30, S. 145.
52. BLUMRICH, Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. TCHERMAK's Min. Mitt. XIII, 18, S. 465.
53. BOHŮČEK, E., Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens. Archiv d. naturw. Landesdurchforschung Böhmens, Bd. III, Geogn. Abtlg. 1873, S. 1.
54. HEINICKE, FR., Beschreibung der oberen (miocänen) Braunkohlenformation innerhalb des Görlitz-Ostritz-Seidenberger Beckens in der preußischen und sächsischen Ober-Lausitz. Braunkohle, Jahrgg. 1, S. 537, 550, 561.
55. Derselbe, Beschreibung über die Ablagerung der oberen tertiären Braunkohlenformation zwischen den Städten Görlitz und Lauban. Braunkohle, Jahrgg. 2, S. 189, 205.
56. PRIEMEL, K., Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preuß. Staate 1907, Bd. 55, S. 1.
57. JOKELY, J., Verbreitung und Gliederung der Kreide-, Tertiär- und Diluvialablagerungen im nördlichen Teile des Leitmeritzer und Bunzlauer Kreises. Sitzungsbericht. Jahrb. k. k. Geolog. Reichanstalt 1859, Bd. X, S. 60.
58. LEPPLA, A., Geologische Untersuchungen im Vorlande des Riesengebirges. Dieses Jahrbuch für 1898, S. 131.
59. SCHOTKY, R., Beiträge zur Kenntnis der Diluvialablagerungen des Hirschberger Tales. I—D. Breslau 1885.
60. SLAVIK, Über die Diluvialgerölle von Friedland, Gabel und Böhm.-Leipa. Sitzungsber. d. Königl. böhm. Gesellschaft d. Wiss. zu Prag, mathem.-naturw. Kl. 1875.
61. Derselbe, Die Ablagerungen der Glazialperiode und ihre Verbreitung in Nordböhmen. Sitzungsber. d. Königl. böhm. Gesellschaft d. Wiss., mathem.-naturw. Kl. 1891, S. 231.

62. WERTH, E., Zur Kenntnis des Diluviums im nördlichen Riesengebirge. Neues Jahrbuch für Min. usw. 1901, Bd. I, S. 89.
63. Derselbe, Das Diluvium des Hirschberger Kessels. Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellsch. 1907, Bd. 59, S. 71.
64. SITENSKY, FR., Über die Torfmoore Böhmens. Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen 1891, Bd. VI, Nr. 1.
65. SACHS, A., Die Bodenschätze Schlesiens. Leipzig 1906.

Dresden, den 3. März 1910.

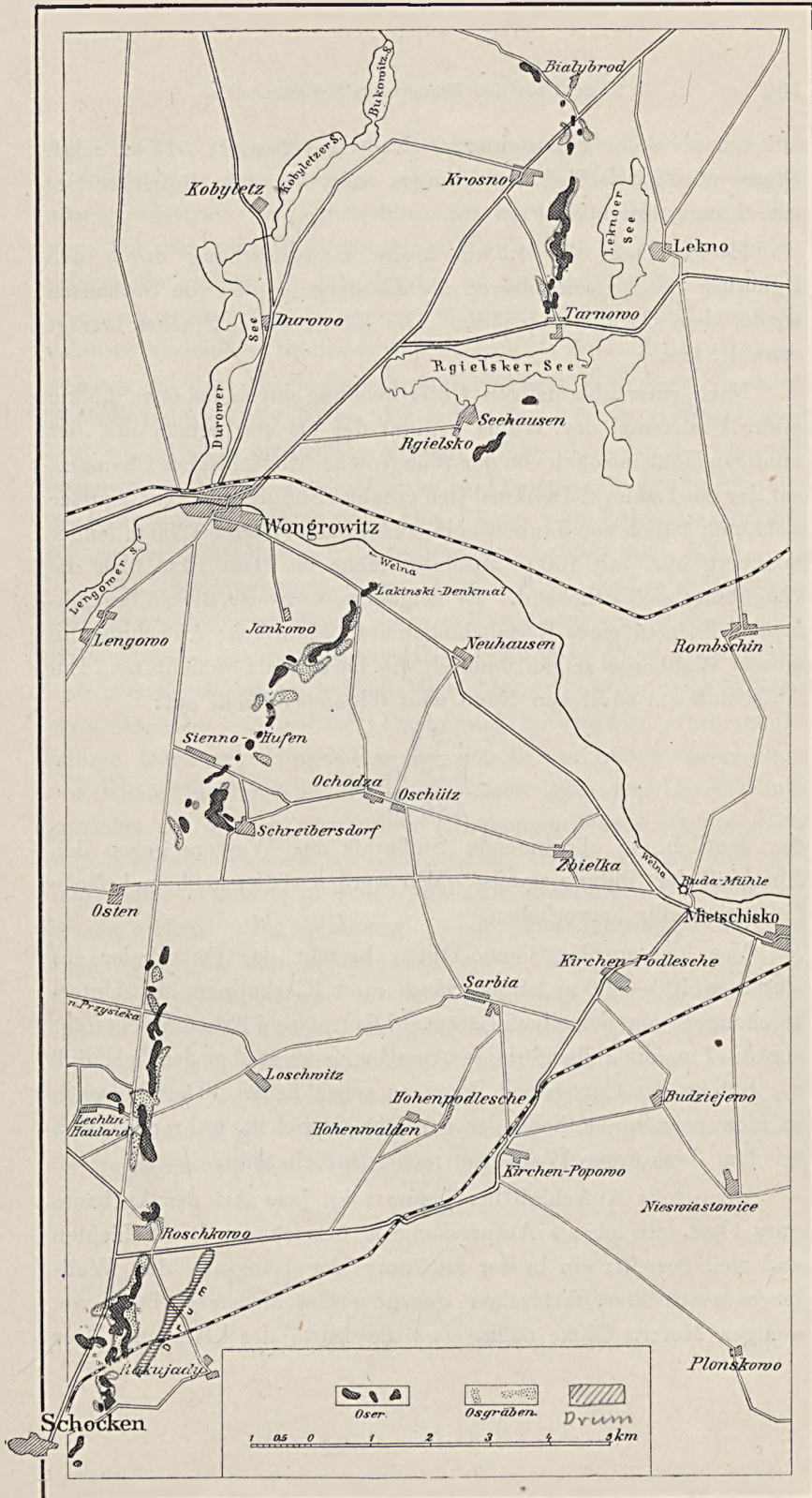
Über den Wongrowitz-Schockener Os.

Von Herrn **J. Korn** in Berlin.

Mit 1 Figur.

Bei der geologischen Aufnahme des Meßtischblattes Rogasen im Sommer 1908 fand ich in der Nähe der Ostgrenze des Blattes bei Wiatrowo und Przysieka einige osähnliche Bildungen auf, die mich veranlaßten, auf ähnliche Gebilde auf dem östlich anstoßenden Blatte Mietschisko mein Augenmerk zu richten. Die Begehung dieser Bildungen — die geologische Spezialaufnahme der betr. Blätter ist noch nicht erfolgt — ergab sofort, daß es sich hier um einen Os handelte, und zwar um einen solchen von einer ganz ungewöhnlichen Ausdehnung. Beläuft sich doch die Gesamterstreckung des Gebildes — die Unterbrechungen mit eingerechnet — auf etwa 24 km, sodaß er den von BÄRTLING beschriebenen Os am Neuenkirchener See noch um 4 km an Länge übertrifft. Die Skizze auf S. 535 gibt den ungefähren Lauf des Gebildes wieder.

Der Os, den ich nach den beiden in seiner Nähe liegenden Städtchen Wongrowitz und Schocken kurz als den Wongrowitz-Schockener Os bezeichnen will, beginnt etwa 8 km nordöstlich von Wongrowitz in der Nähe des Gutes Bialybrod mit einigen unbedeutenden, meist langgestreckten, vereinzelt Erhebungen, nimmt aber gleich östlich von Krosno bedeutendere Abmessungen an. Er ist hier, soweit die Aufschlüsse das erkennen lassen, aus horizontal geschichteten Sandaufschüttungen gebildet und zieht in geschlossenem Zuge, von schön entwickelten Osgräben begleitet, parallel dem Leknoer See, in südlicher Richtung bis nach Tarnowo, wo er kurz vor der breiten, quer gegen ihn gestellten Rinne des Rgielsker Sees abbricht. Die größte Höhe erreicht er in diesem Teile seines Zuges südlich von Krosno, wo er bei



Maßstab 1 : 85 000.

102,4 m absoluter Höhe eine relative von etwa 12—13 m zeigt. Dieser nördlichste Teil des Oszuges weist bis zum Rgielsker See eine Länge von über 4 km auf.

Es folgt nun die 1,5 km breite Unterbrechung durch den Rgielsker See, jenseits dessen die Kiesberge östlich von Seehausen wieder dem Oszuge angehören. Die Länge dieses Stückes beträgt etwa 1,5 km.

Nach einer abermaligen Unterbrechung durch das etwa 2,5 km breite Urstromtal der Welna beginnt der Os von neuem mit der sandigen Höhe nördlich von der Wongrowitz-Mietschiskoer Chaussee, auf der das Lakinski-Denkmal sich erhebt. Südlich von der Chaussee zieht sich östlich von Jankowo ein schön ausgebildeter 1200 m langer Wallberg hin, mit 100 m absoluter Höhe bis etwa 10 m über die Umgebung sich erhebend. Er zeigt streckenweise die so bezeichnenden Formen eines Eisenbahndammes. Mehrfache Aufschlüsse in diesem Wallberge zeigen deutlich die horizontale Schichtung. Ein Aufschluß am südlichen Ende wies folgendes Profil auf:

S 5

KT \varnothing 10

KSG 40,

das deutlich die abnehmende Stoßkraft des Wassers gegen den Abschluß der Bildung erweist. Wir werden später noch mehrfache Beispiele dafür hervorheben.

Von hier aus bis Sienna-Hufen besteht der Os wieder aus einzelnen 100—300 m langen Sand- und Kieskuppen mit Unterbrechungen von derselben Länge. Die relative Erhebung beträgt nur 5—7 m, die reihenförmige Anordnung zeigt aber deutlich, daß wir Stücke des Oszuges in ihnen zu sehen haben. Der Osgraben ist hier meist undeutlich oder garnicht entwickelt, während er sich bei dem Jankowoer Wallberge recht deutlich zeigt.

Der große Aufschluß bei Sienna zeigt jene Art des Aufbaues eines Oses, die ich als Aufpressungsos bezeichne. Die Schichten sind steil gestellt; ein in der Richtung der Längsaxe des Wallberges gestreckter, fast saiger stehender Geschiebemergelkern von wenigen Metern Dicke nahm etwa die Mitte des Oses ein. Der

Os wird hier gegenwärtig zur Kiesgewinnung abgebaut und dürfte in kurzer Zeit verschwunden sein; meine Feststellungen erfolgten also gerade noch vor Toresschluß. Es ist dies in dem ganzen Oszuge bei den mehr als 40 gezählten Wallbergen, die ihn zusammensetzen, der einzige, in dem der Os in der Ausbildung als Aufpressungsos nachgewiesen werden konnte; überall sonst, wo Aufschlüsse vorhanden waren, erwies er sich als Aufschüttungsos, so auch bei dem gleich südlich vom Siennoer Wallberge folgenden Schreibersdorfer Wallberge, der mit etwa 15 m die größte relative und mit 110,1 m die größte absolute Höhe des ganzen Oszuges aufzuweisen hat. Auch hier nahmen Feinsande und tonige Sande am Aufbau des Gebildes teil. Die Länge vom Lakinski-Denkmal bis zu der nun folgenden Unterbrechung beträgt etwa 5 km.

Die Unterbrechung — etwa 2 km weit — wird bewirkt durch eine ausgedehnte Sandfläche, die vom Urstromtale der Welnä her bei Ruda-Mühle 2 km westlich von Mietschisko ihren Anfang nimmt und sich quer durch das ganze Blatt Mietschisko von Osten nach Westen erstreckt. Die Sande dieser Fläche sind teilweise zu einem ungeheuren Dünenzuge aufgeweht, der sich in der Länge einer Meile von Ruda-Mühle bis an den Os verfolgen läßt. Der Os setzt nun zunächst mit einigen vereinzelt Erhebungen wieder ein, um dann vom Przysieka-Loschwitzer (Losinjetzer) Wege ab als fast geschlossener Wallberg in genau südlicher Richtung auf Roschkowo hin zu ziehen. Der Wallberg an der Roschkowoer Dorfstraße folgt wieder auf eine größere Lücke des Oszuges; von ihm sind es nach Norden bis zum nächsten Wallberge etwa 700 m. Die relative Höhe ist in diesem Teile des Oses nicht sehr groß, sie schwankt zwischen 5 und 7 m; die absolute Höhe erreicht 97,6 m. Die Aufschlüsse bei Lechlin-Hauland zeigen grobe steinige Sande mit vielen Geröllen bei horizontaler Schichtung. Der große Aufschluß im Roschkowoer Wallberge weist folgendes Profil auf:

$$\begin{array}{r} S \ 5 \\ \hline \varphi \ 15 \\ \hline \times S \ 30. \end{array}$$

Also auch hier wieder gegen den Abschluß der Osbildung eine Abnahme der Stoßkraft des Wassers.

Die Kartenskizze giebt hier versehentlich die Gestaltung des Roschkowoer Wallberges nicht ganz richtig wieder; er erstreckt sich weiter nach Süden, als die Karte angibt; der Gutshof von Roschkowo liegt auf ihm.

Südlich von Roschkowo nimmt der in gewundener Form sich hinziehende Os vielfach wieder das Aussehen eines Bahndammes an; der Wallberg hier hat eine Länge von 1,5 km. Die Aufschlüsse, namentlich der schöne an der Schockener Chaussee, zeigen steinige Sande oder sandigen Kies in horizontaler Schichtung. Der Osgraben ist hier ausgezeichnet entwickelt; die relative Höhe beträgt 5—13 m, die absolute erreichte 94,7 m. Die Höhenlage des Kammes schwankt also hier, gegen Ende des Oszuges, recht beträchtlich. Aufmerksam zu machen ist noch auf das den Weg von Roschkowo nach Rakujady kreuzende Drum von 2,5 km Länge bei schnurgerader Erstreckung, das dem Oszuge parallel läuft.

Gleich darauf zerschlägt sich der Os wieder in einzelne Kuppen mit kurzen Unterbrechungen, um in den Höhen am Schockener jüdischen Friedhofe sein Ende zu erreichen. Er wird hier von dem von Osten kommenden, bei Schocken sich mehrfach gabelnden Tale abgeschnitten und endigt in der vereinzelt kiesigen Höhe östlich vom Friedhofe bei 100,4 absoluter und etwa 10 m relativer Höhe über der Hochfläche; zum Tale fällt die Höhe fast 20 m steil ab, einen herrlichen Rundblick über die reich gegliederte Landschaft im Süden gewährend. Der Aufschluß nördlich vom Friedhofe auf der andern Seite der Landstraße weist das Profil auf:

$$\frac{S 10}{SG 60.}$$

Auch in diesem Profil zeigte sich deutlich gegen den Abschluß der Ausbildung des Oses eine Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit des Wassers. Ich werde an anderem Orte auf diese Erscheinung näher eingehen.

Die letzten Stücke des Oszuges sind bei der Aufnahme des Blattes Schocken s. Zt. als ds kartiert worden.



Sach-Register.

(Die Versteinerungen sind *cursiv* gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** gedruckt.)

	Seite		Seite
A.			
<i>Acanthoceras Milletianum</i>	20	Aluminit in Braunkohle	59
<i>Acer Beckerianum</i>	187	Amphibolit im Isergebirge	518
» <i>otopterix</i> Taf. 12, Fig. 2	184, 191	Amphibolvogesit im Isergebirge	513
» sp. (<i>campestre?</i>)	249	<i>Anamirta Cocculus</i>	178
<i>Acidaspis pigra</i>	458, 461	<i>Ananchytes ovatus</i>	63, 69
<i>Actaeon punctato-sulcatus</i>	118	<i>Anarcestes lateseptatus</i>	461, 462
<i>Actinoptychus undulatus</i>	303	<i>Ancylus fluviatilis</i>	204
<i>Agoniatites bicanaliculatus</i>	462	Ancylushebung	203
» <i>inconstans</i>	474, 475	Andalusitglimmerschiefer im Isergebirge	507, 508
» <i>occultus</i>	462	Anthrakonit	80, 92
» <i>verna</i>	462	<i>Apeibopsis Desloesi</i>	185
Alaunton	74	<i>Aporrhais</i> sp.	18
Albien (Neustadt a. Rbg.)	20	» <i>speciosa</i>	83, 111
<i>Alisma Plantago</i>	249, 255, 306	Aptien (Neustadt a. Rbg.)	20
Allochthone Braunkohle	57, 91, 522	<i>Arca Speyeri</i>	117
Alluviale Weserkiese	224	<i>Arethusina Beyrichi</i>	461
Alluvium (Süßwasser-) unter Meeresablagerungen	214	<i>Aristolochia oeningensis</i>	188
Alluvium im Isergebirge	525	» <i>sphaerocarpa</i>	188
<i>Alnites</i> (?) <i>Mac Quarrii</i>	177	<i>Astarte gracilis</i>	117
<i>Alnus glutinosa</i>	255, 306	» <i>Henckeli</i>	117
» <i>gracilis</i>	177	» <i>Kickxii</i>	83
» <i>Kefersteini</i>	177	» <i>Koeneni</i>	117
» <i>pseudoglutinosa</i>	179	» <i>laevigata</i>	117
» <i>rotundata</i> Taf. 13, Fig. 13, Taf. 14, Fig. 2	177, 191	» <i>pygmaea</i>	117
Altdiluviale Landoberfläche	254	» sp.	115
» Windschliffe	297	<i>Athyris caeraesana</i>	454
Altdiluvium am Niederrhein	238	» <i>caeraesanoides</i> Taf. 10, Fig. 8a, 8b, 9a, 9b, 10, 11	169
		» <i>concentrica</i>	155, 454, 459

	Seite		Seite
<i>Athyris Davousti</i> Taf. 10, Fig. 12	157	Bolrung Buhlendorf	124
» <i>globula</i> Taf. 11, Fig. 6, 7	156	» Deetz	109, 111, 124
» <i>Rauffi</i> Taf. 11, Fig. 1a, 1b,		» Dürboslar	233
2, 3, 4a, 4b, 5a, 5b	169	» Eilvese	7
» <i>undata</i>	154	» Empede I	30
<i>Atrypa reticularis</i>	158, 169, 459, 461	» Kerchau	124
Aufpressungsos	536	» Klein-Heidorn	30
Aufschüttungsos	537	» Lebendorf	43
Augengneis im Isergebirge	505	» Müddersheim	246
» Auswaschung«, diluviale	71	» Nienburg I	21, 26
Autochthone Braunkohle	90, 91	» Nöpke	7, 14, 21, 28
Autochthones Kaolinlager im Iser-		» Pietzpuhl	109
gebirge	507	» Sachsenburg I	29
<i>Avicula echinata</i>	5	» Schora	124
<i>Axinus unicarinatus</i>	83, 111	» Steyerberg I	31
		» Unter-Peißen	47
		» Vlodrop	236
		» Vorwerk Sorge	124
		» Wendenborstel	31
		» Werdershausen	75
		» Wistinghausen	367
B.		Bohrungen in Ostpreußen Taf. 19	299
Ballersbacher Kalk	460	Borgholzhausen - Profil Taf. 24,	
Bändertone, diluviale, bei Breslau	273	Fig. 1	364
Bausandsteinzone im Unteren Bunt-		<i>Borsonia plicata</i>	83
sandstein	431	<i>Bothrodendron</i>	137
<i>Belemnites jaculum</i>	19	Brauneisenoilithen in Lignit	64
» sp. cf. <i>Ewaldi</i>	18	Braunfelsen Kalk	480
<i>Bellerophon trilobatus</i>	454	Braunkohle, allochthone	57, 91, 522
<i>Benzoin antiquum</i>	245	» , Aluminit in	59
Berlebecker Achse	376	» , autochthone	90
<i>Betula alba</i>	255, 306	» , Coniferenbölzer in	93
» <i>Brongniarti</i> Taf. 15, Fig. 3	176, 191	» , diluviale	240
» <i>Dryadum</i>	177	» , Dopplerit in	80
» <i>prisca</i> Taf. 14, Fig. 4	176, 191	» , Entstehung der	92
<i>Bidens tripartita</i>	250	» , Faserkohle in	58
<i>Biloculina caudata</i>	111	» , Hölzer der	93
Biotitgranit im Isergebirge	501	» , Kieselknollen in	65
Biotitporphyroblasten	516	» , Markasit in	57
Biotitquarzit im Isergebirge	518	» , Mellit in	79
» -schiefer	496	» , pliocäne	233
<i>Bithynia</i> sp.	311	» , Schwefelkies in	57
» <i>tentaculata</i>	70	» , subsudetische	522
Blattabdrücke in der Lebendorfer		» , unteroligocäne	89
Mulde	94	» der Edderitzer Mulde	
Böhmische Masse, Alter der —en	444	Analyse	78, 79, 99
Bohrung Altenhagen	25		
» Asenray	236		
» Badewitz	124		
» Bordenau	27		
» Brokeloh	26		

	Seite		Seite
Braunkohle bei Gerlebogk, Analyse	65, 66, 100	Buntsandstein, Transgression des	
» bei Gerlebogk-Lebendorf	53	—s	426
» bei Lebendorf, Analyse	58, 61, 103	» -Zechsteingrenze	429
» bei Preußnitz, Analyse	109	» bei Cöthen	47, 49
Braunkohlenablagerungen, Faltung in	95	» bei Edderitz	76
Braunkohlenbildung im Vorland		» bei Frankenberg	420, 428
des Isergebirges	522	» in Mitteldeutschland	432
» nordostdeutsche	192		
Braunkohlenflöz, Gletschertöpfe im	68	C.	
» , Trockenrisse im	68	<i>Calceola sandalina</i>	459
» der Gerlebogk-Preußnitzer Mulde	63	<i>Cancellaria evulsa</i>	83, 111
» der Lebendorfer Mulde	56	» <i>granulata</i>	83
» bei Breslau	269	Carbon, Oberes, südwestlich Cöthen	44
Braunkohlenformation, Entstehung der	194	<i>Cardiocarpon?</i>	422, 439
» , Glaukonit in der	193	<i>Cardium cingulatum</i>	114, 115, 117
» , Glimmer in der	193	» <i>edule</i>	219
Braunkohlenmulde, Edderitzer	87	» <i>Kochi</i>	117
» , Gerlebogk-Preußnitz-Lebendorfer	51	<i>Carex</i> sp. sp.	249
» , Peißener	53, 62	<i>Carpinus Betulus</i>	255
» , Wiendorfer	61	» <i>grandis</i>	244
» , Wörbziger	85	<i>Carpolithes</i> cf. <i>Aristolochiae</i> , Taf. 13, Fig. 4	188
Braunkohlenquarzit	67, 78	» sp. Taf. 11, Fig. 8, 9, Taf. 13, Fig. 8	189
» , Analyse	78	<i>Cassidaria nodosa</i>	118
Bröckelschiefer	432	<i>Cassis megapolitana</i>	118
» , Äquivalent der	434	» <i>Rondeletii</i>	83
» , Ausbildung und Verbreitung der	442	<i>Castanea vesca</i>	244
» , Dolomitknauern in	432	<i>Celastrus dubius</i>	184
<i>Bronteus Dormitzeri</i>	459	<i>Cenococcum geophilum</i>	306
» <i>speciosus</i>	461	<i>Ceratophyllum demersum</i>	249
Bruchwaldtorf unter Meeresniveau	216	» » <i>apiculatum</i>	249
<i>Bulminius tridens</i>	70	<i>Cerithium</i> sp.	18
Buntsandstein, Unterer, Bausandsteinzone im -en	431	<i>Chasmops Eichwaldi</i>	69
» , Kreuzschichtung im -en	430	<i>Chondrites virgatus</i>	436
		<i>Chonetes dilatata</i>	107, 454
		» <i>plebeja</i>	167, 453
		» <i>sarcinulata</i>	167, 453, 454
		<i>Cinnamomum Buchi</i>	246
		» <i>lanceolatum</i>	246
		» <i>Rossmüssleri</i>	245
		» <i>Scheuchzeri</i>	245
		» <i>sezannense</i>	246
		<i>Cocculus latifolius</i>	187
		<i>Coelodus Mantelli</i>	15
		<i>Conchidium hassiacum</i>	416

	Seite		Seite
Coniferenhölzer in Braunkohle	93	<i>Cyrena alta</i>	16
<i>Corbula alata</i>	16	» <i>angulata</i>	16
» <i>angulata</i>	18, 27	» <i>Astarte</i>	16
» <i>gibba</i>	117	» <i>Bronnii</i>	16
» <i>Henckeli</i>	117	» <i>caudata</i>	16
» <i>sublaevis</i>	16	» <i>dorsata</i>	10, 16, 29
<i>Cordia tiliifolia</i>	181	» <i>elliptica</i>	10, 16, 29
Cordierit-Andalusitglimmerschiefer	495	» <i>gibbosa</i>	16, 29
» » -hornfels	495	» <i>Heysii</i>	16, 29
Cornbrash	5	» <i>lato-ovata</i>	29
<i>Cornuspira involvens</i>	116	» <i>mactroides</i>	16, 29
<i>Corylus Avellana</i>	181, 254	» <i>majuscula</i>	16
» <i>grosse-dentata</i>	179	» <i>Murchisoni</i>	16
» <i>insignis</i>	180	» n. sp.	29
» <i>Mac Quarrii</i> Taf. 12, Fig.		» <i>nuculaeformis</i>	16, 29
7b, 8, 9, 10, Taf. 13, Fig.		» <i>obtusa</i>	10, 16, 29
1, 3, 5, 6, 7, 11b, Taf. 14,		» <i>orbicularis</i>	11
Fig. 1 a, 3, 6, 7, 10, Taf. 15,		» <i>ovalis</i>	10, 16, 29
Fig. 5, 8, 9	177, 189, 191	» <i>prona</i>	16
Cöthen-Paschlebener Horst	98	» <i>solida</i>	16
<i>Craniella cassis</i>	168	» sp.	28
<i>Crioceras capricornu</i>	18	» <i>subcordata</i>	10, 11, 16, 29
» <i>semicinctum</i>	18	» <i>sublaevis</i>	10, 16
» sp.	27	» <i>subtransversa</i>	30
» » oder <i>Ancyloceras</i> sp.	18	» <i>unioides</i>	16
» <i>torulosum</i>	18	» <i>venulina</i>	11
<i>Cristellaria compressa</i>	116	<i>Cyrtina heteroclyta</i>	459
» <i>conferta</i>	116	<i>Cytherea Beyrichi</i>	115, 117
» <i>depauperata</i>	112	» <i>splendida</i>	115, 117
» <i>gladius</i>	116	» <i>incrassata</i>	117
» <i>osnabrugensis</i>	116		
<i>Cupanooides inflatus</i>	189	D.	
<i>Cyathophyllum</i> sp.	454	<i>Dacridium pygmaeum</i>	117
<i>Cyclas Brongniarti</i>	6, 8, 16, 29, 30, 31	Deckdiabas der Lahnmulde	477
» <i>Buchii</i>	16, 29	<i>Delphinula crispula</i>	115
» <i>Jugleri</i>	16, 29	» <i>suturalis</i>	118
» n. sp.	16, 29	<i>Dentalina bifurcata</i>	116
» sp.	28, 30	» <i>intermittens</i>	116
<i>Cyphaspis hydrocephala</i>	458, 462	» <i>oligosphaerica</i>	116
<i>Cypridea bimammata</i>	8, 15, 29, 30	» <i>spinescens</i>	116
» <i>laevigata</i>	10, 15, 28, 29	<i>Dentalium fissura</i>	111, 118
» <i>oblonga</i>	12, 15, 28, 29, 31	» <i>geminatum</i>	115
» sp.	6, 28	» <i>Kieckzii</i>	69, 83, 111, 118
» <i>valdensis</i> 8, 10, 12, 15, 29, 30, 31		Denudation, postglaziale	130, 337
Cypridineschiefer der Lahnmulde	476	» , Wirkungen der	134
<i>Cyprina rotundata</i>	114, 115, 117	<i>Desmoceras</i> sp.	18

	Seite		Seite
Devon s. auch unter »Ober-, Mittel-, Unterdevon«		E.	
» der Lahnmulde, Faciesverhältnisse, Taf. 27	451	Ebberg-Profil	360
» der östlichen Lahnmulde, Taf. 27	448	<i>Echinoconus conicus</i>	69
Diabas im Isergebirge	513	Edderitzer Braunkohlenmulde	76
Diabasmandelstein der Lahnmulde	478	Eisenstein von Brambach	114
<i>Dictyophyllum Roemeri</i>	11	Eisensteinbänke im Oberoligocän	113
Diluviale »Auswaschung«	71	Einschlüsse im älteren Granit des Isergebirges	499
» -r Bänderton	273	Elbmündung	213
» Braunkohle	240	Endmoränen	129
» Falten, Abb.	271	» bei Arnswalde in der Neumark	340
» Flora am Niederrhein	248	» bei Berlinchen in der Neumark	341
» -r Ton bei Breslau	272	» in der Dübener Heide	336
Diluvialfossilien in Ostpreußen	299	» des Flämings	132
Diluvialschotter, älteste, am Niederrhein	241	» bei Nörenberg in der Neumark	347
Diluvium, gefaltetes	123	» am Steinhuder Meer	24
» , pflanzenführendes	227	Ensekalk	462
» , Verwitterungsvorgänge im	280	Entkalkung, interglaziale	333
» bei Breslau, Taf. 16-18	258, 280	» des Geschiebemergels	323
» in der Edderitzer Mulde	84	» -szonen des Geschiebemergels	323
» bei Gerlebogk	68	Epidotquarzit im Isergebirge	518
» bei Loburg	107	Epigenetische Täler	354
» bei Neustadt a. Rbg.	22	Erbsloch-Grauwacke, Fauna der, Taf. 6-11	136
» am Niederrhein	227	Erosion, Wirkungen der	135
» bei Nienburg a. W.	22	Erosions-Oser	355
» im Vorland des Isergebirges	523	Erze im Isergebirge	525
<i>Discina grandis</i> Taf. 11, Fig. 8a, 8b, 8c	167	<i>Estheria Albertii</i>	76
» sp. Taf. 11, Fig. 9a, 9b, 9c	168	<i>Eulima</i> sp.	118
Dolomitknauer in Bröckelschiefer	432	F.	
<i>Dombeyopsis aequalifolia</i>	187	Faciesverhältnisse des Devons der Lahnmulde, Taf. 27	451
Dopplerit in Braunkohle	80	<i>Fagus ferruginea</i>	243
Dreikanter Taf. 18	285	» <i>silvatica</i>	244, 254, 255
» , Entstehung der	284	Falten, diluviale, Abb.	271
» -schicht bei Breslau	283	Faltung, vor- und postcretacische	358
<i>Dreissensia?</i>	302	» in Braunkohlenablagerungen	95
» sp.	306	Faltungsgebiet von Gräfenhainichen	130
Drum in Posen	538		

	Seite		Seite
Faltungsgebiet von Muskau	130	G.	
» von Weißwasser- Muskau	131	Ganggesteine im Isergebirge	511
» von Wittenberg	130	Gastropoden	453
Faserkohle in Braunkohle	58	<i>Gaudryina siphonella</i>	111
Fauna der Erbsloch-Grauwacke, Taf. 6—11	136	Gehängelöß	328
» , interglaziale, am Niederrhein	256	Geismarer Horizont 407, 410, 422, 423	
Feldspatbasalt im Vorland des		» Kupferletten	392
Isergebirges	521	» » Äquivalente der	418, 420
Felsitporphyr im Isergebirge	513	Gerlebogk-Preußlitzer Mulde	54, 63
Feuersteine in Kieselloithschichten	234	» » -Lebendorfer Braunkohlen- mulde	51
<i>Ficula concinna</i>	118	Gerölle, mitteldevonische, im Perm	416
» <i>reticulata</i>	118	Geschiebelehm bei Hirschberg	523
» <i>simplex</i>	118	Geschiebemergel s. auch unter	
<i>Ficus microphylla</i>	183	» Grundmoräne«.	
» <i>nymphaeaeifolia</i>	181	Geschiebemergel, Entkalkung des	
» <i>obtusa</i>	181	—s	323
» <i>spectabilis</i>	183	» bei Breslau	275
» <i>tiliaefolia</i> Taf. 12, Fig. 1, 3, 7a, Taf. 14, Fig. 12	181, 185, 187, 189, 191, 245	» bei Lüneburg	330
» <i>Titanum</i> Taf. 14, Fig. 5	182	» in der Nieder- lausitz	331
<i>Flabellina obliqua</i>	116	» bei Parchim	331
» <i>oblonga</i>	116	» bei Ratzeburg	331
Flammenton Posens	258	» auf Sylt	329
Flaserkalk des Oberdevons der		Gestreckter Granit im Isergebirge	505
Lahnmulde	479	Gips im Münder Mergel	6
Flensburger Föhrde	219	<i>Glandulina laevigata</i>	112
Flora von Moltkegrube	192	Glaukonit in der Braunkohlen- formation	193
» am Niederrhein	242, 248	Glaukonitsand s. auch unter	
Foraminiferen des Oberoligocäns	120	» Grünsand«.	
Formkohle	59	Glaukonitsand, oberoligocäner	113
Formsand	62	Glazialdiluvium bei Breslau	271
Frankenberger »Kornähren«	392	Glaziale Falte des Flämings, Taf. 5	105
» Perm	390	» Oberflächenformen bei Breslau	280
» » , Konglome- rate des —s	391	» Überschiebungen	125
» Zechstein, Tektonik	396	Gletschertöpfe im Braunkohlenflöz	68
Fullererde	198	Glimmer in der Braunkohlenfor- mation	193
<i>Fusus elatior</i>	111	Glimmerdiorit im Isergebirge	513
» <i>elegantulus</i>	118	Glimmerschiefer im »	516
» <i>elongatus</i>	83, 111, 118	<i>Globigerina spirata</i>	112
» <i>multisulcatus</i>	69, 83, 111	<i>Globulina gibba</i>	116
» <i>rotatus</i>	111		
» <i>Waelii</i>	83, 111		

	Seite		Seite
Gneis im Isergebirge	496	<i>Hercoceras mirum</i>	461
<i>Gosseletia truncata</i>	454	Hercynisches Unterdevon	170
Grabenversenkung am Osning	369	Himmighauser Rötsattel	378
Gräfenhainicher Tertiär	131	Hölzer der Braunkoble	93
Gräfinhagener Profil, Taf. 23, Fig. 1	365	<i>Homalonotus gigas</i>	453
<i>Grammatophora marina</i>	308	<i>Hoplites Deshayesi</i>	20
Granatottreiltschiefer im Isergebirge	518	» <i>longinodus</i>	17
Granit des Isergebirges, älterer	496	<i>Hoplitoides</i> aff. <i>Arnoldi</i>	17
» » » , Einschlüsse im	499	» <i>cryptoceras</i>	17
» » » , Gemengteile im	501	Hornblendeglimmerschiefer im Isergebirge	518
» » » , gestreckter	505	Hornblendequarzit im Isergebirge	518
» » » , Kaolinisierung	506	Hornblendeschiefer	496
» » » , Kontaktmetamorphose durch	507	» im Isergebirge	516
» » » , körniger	503	<i>Hybodius dubius</i>	15
» » » , Struktur	503	» <i>polyprion</i>	15
» » » , Verwitterung	506	<i>Hysterolithes hystericus</i>	145
Greifensteiner Kalk	460	I.	
Grenze zwischen Buntsandstein und Zechstein	429	Interglazial am Niederrhein	250
Grundmoräne s. auch unter »Geschiebemergel«.		» , ältestes, am Niederrhein	240
Grundmoräne bei Neustadt a. Rbg.	23	» in Ostpreußen	305, 310
Grundmoränenlandschaft bei Arnswalde i. d. Neumark	355	» -e Entkalkung	333
» bei Breslau	278	» -e Fauna am Niederrhein	256
Grünsand s. auch unter »Glaukonitsand«.		» -e Schotter	122
Grünsande, oberoligocäne	113	Isergebirge, Tektonik, Taf. 28	526
Günteröder Kalk	461	» und sein Vorland, Taf. 28	482
<i>Guttulina problema</i>	116	<i>Isocardia subtransversa</i>	115, 117
» <i>semitiplana</i>	112	J.	
<i>Gyrodus Schusteri</i>	15	Jungdiluviale Leineterrasse	25
H.		Jüngerer Löß	319
Haindorfer Bruch	528	» Schalstein	472
Haßberg-Versenkung	369	Jura (Mittlerer) von Nienburg a. W.	5
Hauptverwerfung, Lausitzer	527	» (Oberer) » » »	5
Hauterivien von Neustadt a. Rbg.	17	» , Kreide, Tertiär von Neustadt a. Rbg., Abb.	3
<i>Helix hispida</i>	295, 329	K.	
		Kalk, kontaktmetamorph	508
		Kalkeinlagerungen im Schalstein	466
		Kalkige Einlagerungen im Unteren Mitteldevon	458
		Kalkknotenschiefer der Lahnmulde	476
		Kalkkonkretionen im Löß	293

	Seite		Seite
Kalklager in Lößgebieten	292		
Kaolin im Isergebirge	525		
Kaolinisierung des Granits im Isergebirge	506		
Kaolinlager, autochthones, im Isergebirge	507		
Kapselton, Analyse	52		
» von Edderitz	77		
» von Gerlebogk-Lebendorf	51		
Kellwasserkalk	477		
Kieselknollen in Braunkohle	65		
Kieseloolithschichten	226		
» , Feuersteine in	234		
» , Knochenreste in	236		
» , Maasgerölle in	234		
» , Mächtigkeit der	232		
Kieselschiefer des Oberdevons der Lahnmulde	479		
Knabbenkohle	91		
Knochenresten Kieseloolithschichten	236		
Knollenstein	67		
Kohlenkalkstein	80		
Konglomerate des Frankenberger Perms	391		
Konglomerat von Menden	440		
Kontaktmetamorpher Kalk	508		
Kontaktmetamorphose durch Granit des Isergebirges	494, 507		
Kontaktquarzit im Isergebirge	508		
»Kornnähen«, Frankenberger	692		
Kramenzelschiefer der Lahnmulde	476		
Kreide von Neustadt a. Rbg.	9, 20		
Kreuzschichtung im Buntsandstein	430		
» im Perm	398		
Krystalline Schiefer im Isergebirge	513		
Kryptodepressionen	210, 211		
Kupfererze in Klüften des Buntsandsteins	77		
Kupferletten, Geismarer	392, 418, 420		
Kupferschiefer, südwestlich Cöthen	45		
		L.	
		<i>Lagena</i> sp.	116
		Lagengneis im Isergebirge	505
		Lahnporphyr	463
		» der Lahnmulde	464
		<i>Lamna cuspidata</i>	82
		Lamprophyr im Isergebirge	513
		Landoberfläche, altdiluviale	254
		Lausitzer Hauptverwerfung	527
		Lebendorfer Braunkohle	54
		» » , Analyse	61
		» Mulde	53, 60, 62
		<i>Leda Deshayesiana</i>	83, 110, 111
		» <i>gracilis</i>	117
		» <i>nummulus</i>	18
		Leineterrasse, jungdiluviale	25
		<i>Lepidotus Fittoni</i>	15, 29
		» <i>Mantelli</i>	15
		<i>Leptaena Bischofi</i>	166
		» <i>caudata</i>	165
		» <i>lepis</i> Taf. 10 Fig. 6	167, 169
		» <i>Verneuili</i>	166
		Leucitbasalt im Vorland des Isergebirges	521
		Lignit, Brauneisenoolith in	64
		» , mineralführend	64
		<i>Linnaea ovata</i>	301, 306
		» <i>peregra</i>	70
		» <i>stagnalis</i>	70
		<i>Limopsis retifera</i>	117
		Lokalmoräne	24
		» bei Breslau	276
		<i>Liquidambar europaeum</i>	245
		Litorinasenkung	203
		<i>Littorinella</i>	8
		» sp.	30
		Löß, Alter	287
		» , Durchlässigkeit	294
		» , Entstehung	286
		» , Fauna	288
		» , jüngerer	319
		» , Kalkkonkretionen im	293
		» , Verlehmungszone im	322
		» bei Breslau	285
		» von Cöthen-Magdeburg, Taf. 20	313, 321

	Seite		Seite
Löß auf dem Fläming	326	Mittlerer Jura bei Nienburg a. W.	5
» im Harz	327	» Zechstein auf Culm	392, 414
» am Niederrhein	313	<i>Modiola lithodomus</i>	28
Lößkindel, Entstehung der	293	Moltkegrube, Flora	192
Lößsand	295	Mügelner Becken	437
<i>Lunulites hippocrepis</i>	115	Münder Mergel, Gips im	6
» sp.	116	» » bei Nienburg a. W.	5
<i>Lycopus europaeus</i>	250	Muscovit im Granit	502
M.			
Maasgerölle in Kieseloolithschichten	234	<i>Myriophyllum spicatum</i>	250
Maas-Rhein-Schotter	234	<i>Mytilus membranaceus</i>	12, 28
<i>Maetra trinacria</i>	115, 117	N.	
<i>Maeneceras terebratum</i>	455, 474	<i>Najas major</i>	255
Magdeburger Sand in der Edde-		» <i>minor</i>	249
ritzter Mulde	81	» <i>tenuissima</i>	249
» Uferrand	108	<i>Natica achatensis</i>	83
Magmabasalte im Vorland des		» <i>dilatata</i>	118
Isergebirges	520	» <i>Nysti</i>	118
Magnetit	496	» sp.	111
» von Schreiberhau	525	<i>Neaera clava</i>	115, 117
Manganerze bei Laisa	421	» <i>Grottriani</i>	117
Markasit in Braunkohle	57	Neocom (Neustadt a. Rbg.)	17
Massenkalk der Lahnmulde	467	Nephelinbasalt im Vorland des	
<i>Mastodon Borsoni</i>	197	Isergebirges	521
» <i>Zaddachi</i>	197	Nephelinit im Vorland des Iser-	
<i>Matonidium Goeperti</i>	11	gebirges	521
Mechberg-Sattel bei Driburg, Fig. 6	378	Nephelintephrit im Vorland des	
<i>Megalanteris Archiaci</i>	157, 454	Isergebirges	521
<i>Melania attenuata</i>	16	Neustadt-Giehrener Verwerfung .	528
» <i>harpaeformis</i>	16	Niveaushiftungen in spät- und	
» <i>strombiformis</i>	10, 16	postglazialer Zeit	203
Mellit in Braunkohle	79	<i>Nodosaria bactridium</i>	112
<i>Menyanthes trifoliata</i>	250	» <i>consobrina</i>	111
<i>Merista plebeja</i>	459	» <i>Ewaldi</i>	112
Michelbacher Schichten	138	» <i>pauperata</i>	112
Miocän bei Breslau	258	» <i>soluta</i>	112
» am Niederrhein	231	» <i>vermiculum</i>	112
<i>Mitra</i> sp.	118	Nordostdeutsche Braunkohlenbil-	
Mitteldevon, kalkige Einlagerun-		dungen	192
gen im	458	<i>Notidanus primigenius</i>	118
» , Riffkalkfacies im	475	<i>Nucula Chastelii</i>	110, 111
» der Lahnmulde	455, 463	» <i>compressa</i>	117
Mitteldevonische Gerölle im Perm	416	» <i>comta</i>	117
Mittlerer Buntsandstein südwest-		» sp.	115
lich Cöthen	49	<i>Nuphar luteum</i>	249, 255

	Seite		Seite
O.			
Obercarbon südwestlich Cöthen . . .	44	<i>Orbis semiclastrata</i>	118
Oberdevon der Lahnmulde . . .	476	<i>Orthis circularis</i>	159, 454
» » » , Flaserkalk des —s . . .	479	» <i>dorsoplana</i>	160
» » » , Kiesel-schiefer des —s . . .	479	» <i>elegantula</i>	160
» » » , Riffkalkfacies des —s . . .	480	» <i>Fuchsii</i> Taf. 9, Fig. 10-13 . . .	161, 169
Oberer Jura bei Nienburg a. W. . .	5	» <i>Gervillei</i> Taf. 10, Fig. 3 . . .	161
» -e Kreide bei Neustadt a. Rbg. . .	20	» <i>hysterita?</i>	454
» Sande bei Breslau . . .	277	» <i>lodanensis</i>	159
» -er Zechstein, Transgression des -en -s . . .	435, 439, 440	» n. sp. Taf. 10, Fig. 5 . . .	163
» » bei Frankenberg . . .	405	» <i>subelegantula</i>	159
» » am Ostrand des Rheinisch. Schiefergebirges . . .	428	» <i>striatula</i> Taf. 9, Fig. 1a, 1b, 2 . . .	161, 169
Oberflächenformen, glaziale, bei Breslau	280	» <i>triangularis</i> Taf. 9, Fig. 4a, 4b, 5	159, 169
Oberkoblenzschichten der Lahnmulde	452	» <i>Trigeri</i> Taf. 9, Fig. 6a, 6b, 7a, 7b, 8, 9	162, 169
Oberoligocän, Eisensteinbänke im . . .	113	<i>Orthoceras commutatum</i>	461
» , Foraminiferen im . . .	120	Orthoklas im Granit	502
» , Phosphoritgerölle im . . .	113	Orthoklasporphyr im Isergebirge . . .	513
» bei Leitzkau . . .	112	<i>Orthothes umbraclum</i>	167, 169
» bei Nienburg a. W. . .	21	Os von Jakobshagen	351
» -e Glaukonitsande . . .	113	» von Stolzenhagen	350
» -e Grünsande . . .	113	» von Wongrowitz-Schocken, Abb. . . .	535
» -e Sphärosiderite . . .	114	» von Zachan	352
» -e Toneisensteine . . .	113	Osbildungen bei Petznick	352
» -e Transgression . . .	113	Oser, Entstehung der	354
Obersilurischer Schiefer bei Breslau . . .	261	Osgraben	534, 538
Oderbank	219	Osning-Abbruch Fig. 1	361
Odershäuser Kalk	462	» -Achse	357
Odertal bei Breslau	283	» » , Ausklingen der	377
Oligocän, Fläming	105	» » , Querverschiebung der	365
» siehe auch unter Oberoligocän, Unteroligocän . . .		» » bei Detmold-Grotenburg, Fig. 4 . . .	372
		» -Faltung Taf. 22-24	357
		» -Grabenversenkung	369
		» -Profil, Fig. 5	373
		» -Profile mit überkipptem Südwestflügel, Fig. 1	361
		» -Rückfaltung	362, 363
		» -Spalte, Fig. 1	361
		» -Überschiebung	363
		» bei Detmold-Grotenburg	371
		» bei Stapelage-Wistinghausen, Fig. 2	366

	Seite		Seite
<i>Ostrea callifera</i>	117	Permkonglomerate	407
<i>Otolithus elegans</i>	119	Permsandsteine	407
» <i>irregularis</i>	119	Perm-Trias-Konglomerat bei Fran-	
» <i>planus</i>	119	kenberg, Taf. 25, 26	383
» <i>söllingensis</i>	119	Pflanzenführendes Diluvium am	
» sp.	119	Niederrhein	227
» <i>varians</i>	119	» Tertiär am Nie-	
Ottweiler Schichten bei Cöthen	44	derrhein	227
P.			
<i>Palaeoniscus Freieslebeni</i>	43, 45	Pflanzenreste aus dem Posener Ton	
Paläozoicum im Isergebirge	519	Taf. 12—15	173
Paläozoisches Schiefergebirge süd-		<i>Phacops breviceps</i>	459, 461
westlich Cöthen	43	» <i>fecundus</i>	459, 461
<i>Paludina diluviana</i>	197	<i>Pharciceras Becheri</i>	474
» <i>fluviatorum</i>	11, 12, 15, 28	» <i>lunulicosta</i>	474
» aff. <i>Fuchsii</i>	197	<i>Pholadomya Weissi</i>	63
» n. sp.	15	Phonolith im Vorland des Iser-	
» <i>Roemeri</i>	12, 15, 28	gebirges	522
<i>Panopaea Heberti</i>	117	Phosphoritgerölle im Oberoligocän	113
<i>Papilionaceae</i> (<i>Phaseolus</i> sp.)	256	Phyllit im Isergebirge	515, 517
<i>Parasmilia granulata</i>	116	<i>Phyllites anamirtaceus</i> Taf. 15, Fig.	
<i>Paulownia europaea</i>	186	1, 6	184
<i>Pecten bifidus</i>	115, 116	» <i>elaodendroides</i> Taf. 12,	
» <i>corneus</i>	83	Fig. 4, Taf. 13, Fig. 12	187, 189
» <i>decussatus</i>	116	<i>Picea excelsa</i>	255
» <i>Hofmanni</i>	116	<i>Pinacites Jugleri</i>	459, 462
» <i>Janus</i>	116	Pinit im Granit	502
» <i>lucidus</i>	115, 116	<i>Pinus silvestris</i>	254
<i>Pectunculus</i>	69	<i>Pisidium exaratum</i>	16, 30
» <i>Philippii</i>	114, 117	» ? cf. <i>exaratum</i>	6
Peißener Braunkohlenmulde	53, 62	» <i>Pfeifferi</i>	16, 29
<i>Pentamerus galeatus</i>	159	» <i>pygmaeum</i>	16, 29, 31
» n. sp. Taf. 10, Fig. 7	159	<i>Planera Ungeri</i>	244
» <i>rhenanus</i>	453	<i>Planorbis crista</i>	70
Perm, Kreuzschichtung im	398	» <i>glaber</i>	70
» , Gerölle im	416	» <i>marginatus</i>	70
» , Steinsalzpsedomorphosen		Plattendolomite, Äquivalent der	392
im	392	<i>Pleurodictyum Selcanum</i>	459
» von Frankenberg	390	<i>Pleurotoma Duchastelii</i>	83, 111, 118
» » » , Mächtigkeit	413	» <i>Koninekii</i>	83, 111, 118
Permgerölle, Windpolitur an — n	391	» <i>laticlavata</i>	83, 111, 118
Permische Sandsteine von Fran-		» <i>Morreni</i>	83
kenberg	392	» <i>regularis</i>	111, 118
» Schuttbildung	418	» <i>scabra</i>	83
		» <i>Selysii</i>	83, 111, 118
		» <i>subdenticulata</i>	83, 111
		» <i>turbida</i>	118

	Seite		Seite
<i>Pleurotoma Volgeri</i>	111	<i>Potamogeton</i> sp. sp.	249
Pliocän bei Breslau	271	» <i>trichoides</i>	249
» am Niederrhein	227, 237	Präglazial in Ostpreußen	310
» in Posen und Westpreußen	197	» -e Täler bei Breslau	275
Pliocäne Braunkohle	233	<i>Proetus granulatus</i>	458
» Flora am Niederrhein	242	<i>Prunus Hartungi</i> Taf. 14, Fig. 11	183, 191
» Störungen	232	<i>Pseudomonotis echinata</i>	27
<i>Poacites</i>	175	<i>Pseudotruncatulina Dutemplei</i>	112
<i>Polygonum cuspidatum</i>	185	<i>Pterocarya</i>	249
» <i>tomentosum</i>	255	<i>Pterospermites spectabilis</i>	185
<i>Polymorphina anceps</i>	116	<i>Pulvinulina partschana</i>	112
» <i>cylindroides</i>	116	<i>Pupa muscorum</i>	295, 329
» <i>inflata</i>	112	Pyropissit	92
» <i>lingua</i>	116		
» <i>obscura</i>	116	Q.	
<i>Polyptychites Branconi</i>	17	Quarz in Granit	502
» <i>euomphalus</i>	17	Quarzgänge im Isergebirge	511
» <i>gradatus</i>	17	Quarzrollsteine	58
» <i>laticosta</i>	17	Querbrüche im Isergebirge	528
» sp. sp.	18, 27	<i>Quercus pedunculata</i>	254, 255
<i>Polystomella subnodosa</i>	116	Querverschiebung der Osning-Achse	365
<i>Populus attenuata</i>	243	<i>Quinqueloculina triangularis</i>	111
» <i>arctica</i>	197		
» <i>glandulifera</i>	175, 243	R.	
» <i>Heerü</i> Taf. 13, Fig. 11 a, 14	175	<i>Ranunculus aquatilis</i>	249
» <i>latior</i>	243	» <i>nemorosus</i>	249
» <i>melanaria</i>	243	» <i>repens</i>	249
» <i>mutabilis</i>	246	<i>Rensselaeria crassicosta</i>	170
» » <i>landifolia</i>	246	Retinit in Braunkohle	58, 60, 74, 79
» <i>nigra</i>	254	Rheinisches Schiefergebirge, Alter des —en —s	444
<i>Poromya Henleyana</i>	117	<i>Rhynchonella cuboides</i>	480
Posener Flammenton	196, 258	» <i>daleidensis</i>	158, 169, 454
» Septarienton	196	» <i>Dannenbergi</i> Taf. 11, Fig. 10	158
» Ton, Analyse	199	» <i>Henrici</i>	170
» » , Pflanzenreste aus Taf. 12—15	173	» <i>hexatoma</i>	454
» » der Moltkegrube	192	» <i>Orbignyana</i>	459
Postglaziale Denudation	130, 337	» <i>parallelepipedica</i>	459
» Niveauverschiebungen	203	» (<i>Uncinulus</i>) <i>pila</i>	157, 169
<i>Potamogeton densus</i>	249, 255	» <i>princeps</i> var. <i>gibba</i>	157
» <i>gramineus</i>	249	» <i>pugnus</i>	480
» <i>pectinatus</i>	249	Rieselkohle	91
» <i>perfoliatus</i>	249	Rieselgebirgsgranit	491
» <i>praelongus</i>	249	» , Kontaktmeta- morphose durch	494
» <i>pusillus</i>	249		
» <i>rutilus</i>	249		

	Seite		Seite
Riffkalkfacies des Mitteldevons . . .	475	<i>Scirpus</i> sp.	249, 255, 306
» des Oberdevons der Lahnmulde . . .	480	Senkungen im Nordseegebiet . . .	223
<i>Robulina depauperata</i>	116	» im südlichen Ostseegebiet . . .	214, 220, 222
» <i>inornata</i>	116	Septarienton der Edderitzer Mulde . . .	82
» sp.	116	» siehe auch unter »Rupelton«	
Rogenstein, Verbreitung des —s . . .	433	<i>Serpula coacervata</i>	8, 30
Röhrichtboden	90	Serpulit Nienburg a. W.	8
<i>Rotalia bulimoides</i>	112	Skivespalter-Kultur	215
» <i>girardana</i>	112	<i>Solen Hausmanni</i>	117
Roteisensteinhorizont der Lahnmulde	473	<i>Sparganium ramosum</i>	255
Rotliegendes bei Cöthen	44, 97	» sp. sp.	249
Rötsattel von Himmighausen	378	<i>Spatangus</i> sp.	116
Rückfaltung am Osning	362, 363	<i>Sphaerodus parvus</i>	118
Ruhrthalgraben	237	» <i>semiglobosus</i>	15
<i>Rumex maritimus</i>	249	Sphaerosiderite, oberoligocäne	114
» sp. sp.	249	<i>Spirifer aculeatus</i>	459
Rupelton s. auch unter »Septarienton«.		» <i>arduennensis</i>	138, 143, 169
Rupelton, Leitzkau	110	» <i>auriculatus</i>	454
		» <i>Bischofi</i>	144, 169
S.		» <i>bornicensis</i> Taf. 8 Fig. 3	169
<i>Sagittaria sagittifolia</i>	249	» <i>carinatus</i> 146, 169, 170, 454	454
<i>Salix</i> sp. sp.	255	» <i>cultrijugatus</i>	453, 459, 461
Sande, Obere, bei Breslau	277	» <i>curvatus</i>	454
» , Untere, bei Breslau	272	» <i>daleidensis</i> Taf. 8, Fig. 5 a, 5 b	144, 169
Sandr der Flämingendmoräne	132	» <i>Decheni</i>	138
<i>Scalaria insignis</i>	118	» <i>Denckmanni</i> Taf. 7, Fig. 6, 7 a, 7 b, 8 a, 8 b, 8 c, 9	169
Schalstein, Älterer, Gliederung	470	» <i>densbergensis</i> Taf. 8, Fig. 11 a, 11 b, 12	169
» , Jüngerer	472	» <i>dunensis</i>	142
» , Kalkeinlagerungen im der Lahnmulde	466, 465	» <i>excavatus</i> Taf. 8, Fig. 6, 7	138, 145, 169
Schiefer, krystalliner, im Isergebirge	513	» <i>fallax</i> Taf. 6, Fig. 5—12	137, 138, 169
Schmelzwassererosion, subglaziale	212	» <i>Gosseleti</i>	148
Schmelzwassertäler	209	» <i>Hercyniae</i> Taf. 7, Fig. 1—5	140, 169, 170
Schollenbewegungen im südlichen Ostseegebiet	220	» <i>hystericus</i> 142, 145, 146, 149, 169, 454	148
Schotter, interglaziale (Loburg)	122	» <i>ignoratus</i>	454
» -Terrassen, fehlend bei Breslau	282	» <i>Ilvae</i>	151
Schuttbildung, permische	418	» <i>irbitensis</i>	150
Schwarzerdebildung	292		
Schwefelkies in Braunkohle	57		
Schwelkohle	61, 66, 79, 91		
<i>Scirpus lacustris</i>	255		



	Seite		Seite
<i>Spirifer laevicosta</i>	138	<i>Strophomena (Leptagonia) Bouei</i> Taf.	
» <i>latecostatus</i> Taf. 7, Fig.		10, Fig. 1, 2	164, 166, 169
10—12, Taf. 8, Fig. 10a,		» (<i>Strophodonta</i>) <i>ex-</i>	
10b, 10c	169	<i>planata</i>	167, 169
» <i>macropterus</i>	142	» <i>piligera</i>	454
» <i>mediorhenanus</i>	149	» (<i>Leptagonia</i>) <i>rhomboidalis</i>	169, 459, 464
» <i>micropterus</i>	145	» (<i>Leptagonia</i>) <i>rhomboidalis</i> var. <i>Zinzeni</i>	164, 169
» <i>Nerei</i>	140	» (<i>Strophodonta</i>) <i>Sedgwicki</i> 166
» <i>ostiolatus</i>	146	» <i>subarachnoides</i>	454
» <i>paradoxus</i>	142	» (<i>Strophodonta</i>) <i>subcircularis</i> Taf. 9, Fig.	
» <i>parvejugatus</i>	145	3a, 3b	166
» <i>phalena</i>	142	» (<i>Strophodonta</i>) <i>Verneuili</i> Taf. 10, Fig. 4	166, 170
» <i>pollens</i>	142	<i>Styliolina laevis</i>	456, 459
» <i>primaevus</i>	140, 170	<i>Styliolinenschiefer</i>	456
» <i>prohystericus</i>	140	Subglaziale Schmelzwassererosion	212
» <i>scutiformis</i> Taf. 8, Fig. 1a,		» Täler	209, 353
1b, 2, 3, 4	169	Submarine Torfe	214, 220, 223
» <i>secans</i> Taf. 8, Fig. 13a,		Subsudetische Braunkohle	522
13b	169, 170	<i>Succinea oblonga</i>	295, 329
» <i>sericeus</i>	170	» <i>putris</i>	70
» <i>socialis</i>	144	<i>Syndosmya Bosqueti</i>	83, 115, 117
» <i>subcuspidatus</i>	147, 454		
» <i>subsulcatus</i>	151	T.	
» <i>togatus</i>	152, 170	Tal der Oder bei Breslau	264
» <i>Trigeri</i>	144	» des Pregel	212
» <i>Verneuili</i>	480	» der Recknitz	211
» <i>viator</i>	151	» der Untertrave	209, 210
<i>Spiroplecta carinata</i>	112	Täler, epigenetische	354
Stäteberg-Flöz	391, 409	» , präglaziale, bei Breslau	275
Stausee-Terrassen in Vorpommern	221	» , subglaziale	209, 353
Steinsalz-Pseudomorphosen im Perm	392	» im südlichen Ostseegebiet	208
<i>Sterculia modesta</i>	186	» der Peene	212
» <i>variabilis</i>	186	» des Strelasundes	212
Störungen s. auch unter »Ver-		» der Ziese	212
werfung«, Tektonik.		Tallöß	316
Störungen, pliocäne	232	<i>Taxodium distichum</i>	191, 243
» , tertiäre, im Isergebirge	527	» » <i>miocaenicum</i>	174
» durch das vorrückende		Tegelenstufe	240
Eis	128	Tektonik s. auch unter »Stö-	
» durch das zurückwei-		rungen«, »Verwerfung«.	
chende Eis	128		
Störungszone bei Cöthen	95		
<i>Stratiotes aloides</i>	249		
<i>Streptorhynchus umbraculum</i>	459		
<i>Stringocephalus Burlini</i>	455, 467, 480		
<i>Stromatopora concentrica</i>	416		

	Seite		Seite
Tektonik des Unteren Buntsandsteins bei Cöthen	49	<i>Trochus serrato-costatus</i>	118
» des Frankenberger Zechsteins	396	Trockenrisse im Braunkohlenflöz	68
» des Isergebirges Taf. 28	526	<i>Truncatulina akneriana</i>	112
» Neustadt a. Rbg.	32	» <i>Römeri</i>	116
<i>Tellina pusilla</i>	115	» <i>ungeriana</i>	112
» sp.	18, 27	<i>Turbo</i> sp.	18
Tentaculitenschiefer der Lahnmulde	456	<i>Turbonilla acuticostata</i>	118
<i>Tentaculites scalaris</i>	454	Turmalin im Granit	503
» sp.	459	<i>Turritella Geinitzi</i>	118
Terrassen, verbogene	220	<i>Typha</i>	175
» , Stausee— in Pommern	221	<i>Typhis cuniculosus</i>	118
» des Bobers	524	» <i>pungens</i>	83
» der Leine	25		
» am Niederrhein	313	U.	
<i>Teredo anguina</i>	115	Überkipfung eines gesunkenen Muldenflügels	362
Tertiär bei Breslau Taf. 16—18 .	258	Überschiebung eines Sattelflügels	363
» südwestlich Cöthen Taf. 2-4	37	Überschiebung bei Wistinghausen Fig. 3	368
» bei Gerlebogk-Lebendorf	51	Überschiebungen, glaziale	125
» bei Gräfenhainichen	131	<i>Ullmannia</i>	407
» bei Loburg	107	» <i>Bronnii</i>	422, 436, 438
» am Niederrhein	227	» <i>frumentaria</i>	436
» bei Nienburg a. W.	21	» <i>selaginoides</i>	436, 438
» im Vorland des Isergebirges	519	<i>Ulmus campestris</i>	255
» -e Störungen im Isergebirge	527	» <i>carpinoides</i>	244
» und Diluvium, gefaltet	124	» <i>pyramidalis</i>	244
<i>Thracia Speyeri</i>	115, 117	<i>Umbelliferae</i> sp.	250
<i>Thuites Kurrianus</i>	11	<i>Uncinulus eifliensis</i>	454
Töck Helgolands	224	» <i>peregrinus</i>	454
Ton, diluvialer	272	<i>Unio Mantelli</i>	16
Toneisenstein, oberoligocäner	113	» <i>Menkei</i>	16
Torfe, submarine	214, 220, 223	» <i>subporrectus</i>	16
<i>Tornatella globosa</i>	83	» <i>subsinuatus</i>	16
Transgression, oberoligocäne	113	Unterdevon, hercynisches	170
» des (Unteren) Buntsandsteins	426	» der Lahmulde	452
» des (Oberen) Zechsteins	435, 439, 440	Unterer Buntsandstein, Bausandsteinzone im —en	431
<i>Trapa natans</i>	250	» » , Transgression des —en —s	426
Travetal	209, 210	» » südwestlich Cöthen, Tektonik	49
<i>Trienoceras costatum</i>	474	» » bei Edderitz	76
<i>Triforis perversus</i>	118		
<i>Triton</i> sp.	115		

	Seite		Seite
Unterer Buntsandstein bei Frankenberg	420, 428	Wetzikonstäbe	60
» » in Mitteldeutschland	432	<i>Widdringtonia helvetica</i> Taf. 12, Fig. 5, 6, Taf. 14, Fig. 1 b, Taf. 15, Fig. 2, 4, 7	174
Untere Sande bei Breslau	272	Wiendorfer Braunkohlenmulde	61
Unteroligocäne Braunkohle	89	Wiesenkalklager bei Kölpin	356
Unterpliocän am Niederrhein	229	Windpolitur an Permgeröllen	391
Urstromtal der Welna	536	Windschliffe, altdiluviale	297
<i>Uvigerina gracilis</i>	112	Wissenbacher Schiefer	457
V.		Wongrowitz-Schockener Os, Abb.	535
Valanginien bei Neustadt a. Rbg.	17	<i>Woodia laevigata</i>	117
<i>Valvata naticina</i>	306	Wörbziger Braunkohlenmulde	85
» <i>obtusa</i>	302, 306	X.	
» sp.	301, 311	<i>Xenophora scrutaria</i>	118
<i>Valvatina umbilicata</i>	111	Y.	
<i>Venericardia depressa</i>	115, 117	<i>Yoldia arctica</i>	301, 302, 306
» <i>tuberculata</i>	115, 117	Yoldientone	304, 309
Verlehmungszone im Löß	322	Z.	
Verwerfung s. auch unter »Störungen«, »Tektonik«.		Zachaner Oszug	352
Verwerfung, vor- und nachcretacische	376	Zechstein, Mittlerer, auf Culm	393, 414
Verwitterung des Granits im Isergebirge	506	» , Oberer, Transgression	435, 439, 440
Verwitterungsvorgänge im Diluvium bei Breslau	280	» bei Cöthen	45
<i>Viola Riviniana</i>	250	» bei Frankenberg Taf. 25, 26	383, 405
<i>Vitis vinifera</i>	249	» bei Frankenberg, Tektonik	396
<i>Voltzia hexagona</i>	436	» in der Bucht von Münster	440
» <i>Liebeana</i>	436	» am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges	428
<i>Voluta fusus</i>	118	» in Schlesien	438
W.		» in der Wetterau	439
Wealden bei Neustadt a. Rbg.	9	Zechsteinkalk südwestlich Cöthen	45
Wealdenkohle	29	Zechsteinkonglomerat bei Cöthen	45
» bei Neustadt a. Rbg.	13	Zerrungsgräben	371
Weserkiese, alluviale	225	<i>Zizyphus integrifolius</i>	245
Wesermündung	225	Zwischenmoorbildung bei Arnswalde in der Neumark	356
Wettiner Porphyre	44		

Orts-Register.

*Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche
Abbildungen, Profile etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** gedruckt.*

	Seite		Seite
A.			
Abendburg	513	Boberröhrsdorf	501, 505
Aken	114	Boberullersdorf	500, 513
Albshausen	475	Bonbaden	471, 478
Allendorf	442	Bordenau	12, 18, 21
Alsleben	49	Borgesdorf	45
Altendiez	464	Borgholzhausen (Taf. 24 , Fig. 1) .	370
Altenrath	228	Borkum	224
Altenstädten	452	Brachter Wald	252
Altenstein	439	Brambach	114
Alt-Kemnitz . 507, 508, 516, 524, 526		Brandshof	370
Amönau	395, 406	Braunfels	472, 480
Arensdorf	97	Brietzke	110, 122
Arnswalde i. d. Neumark	340	Brockau	266
B.		Brungerhausen	395
Baalberge	48	Brunsbüttel	213
Baier	281	Buchwitz	277
Ballersbach	460	Buir	232
Battenberg . 395, 399, 403, 406, 431		Burgkemnitz	325
Bebitz	52, 53	Burgsolms	464, 480
Beesedau	53	Burgwaldniel	241
Beißelsgrube	229, 242	C.	
Belfeld	240	Cattau	74, 98
Bellnhausen	400, 414, 416	Cönnern	45, 52
Bergheim	232	Cörmigk	52
Bernburg	48	Crommenau	513
Bernstein	342	Crummöls	505
Berthelsdorf	513	Crone a. Br.	173, 189
Bielefeld	361, 365, 370	Crüchern	45
Blasbach	468	Custrena a. d. Saale	62
Blumendorf	528	Cyriaxweimar	395, 423

	Seite		Seite
D.			
Dalchau	110, 112, 122, 125	Göbel	110, 114, 122
Dannigkow	110	Goch	235
Daubringen	395	Golbitz	45
Densberg	136	Goldentraum	514, 517
Detmold	379	Gommern	109
Deutsch-Lissa	267	Görlitz	504, 519
Dohndorf	73, 95	Goßfelden	395, 401, 402
Draulitten	209, 305	Goßlershausen	197
Drosa	96	Gotschdorf	501
Düben	325	Gräfenhainichen	130
Dürboslar	237	Gräfnhagen (Taf. 23, Fig. 1)	365
Durchwehna	325	Gröbzig	45, 46, 73, 97
Dürrgoy	266	Gröna	48, 72
E.			
Ebberg	360	Grossenborau	200
Edderitz	48, 85	Groß-Glauche	284
Egelsdorf	525	Groß-Mochbern	267
Elmpt	252	Groß-Oldern	266
Ellnhausen	395, 401, 415	Groß-Peterwitz	261
Elsdorf	97	Groß-Schottkau	268
Emden	224	Groß-Tinz	277
Erkelenz	233, 241	Groß-Titschen	273
Erp	232	Groß-Varligen	19, 21
Eulenstein	513	Groß-Weissandt	44, 97
F.			
Flemhude	210	Groß-Wohnsdorf	299, 311
Flemhuder See	210	Grotenburg	375
Flensburger Föhrde	219	Grube Amanda	479
Flinsberg	501, 512, 516	» Constanze	474
Fraustadt	198	» Emma bei Streckau	68, 81
Frenz	45	» Ferdinand	479
Friedeberg i. Schl.	524	» Franz bei Gerlebogk	65
Friedland	311	» Hedwig	44
Friedland	521, 524, 528, 311	» Juno	479
Fronhausen	395, 400, 416	» Leopold	48
Fuhne	39	» Marie bei Preußnitz	70
G.			
Gera	435	» Martha	475, 479
Gerlebogk	63	» Moltke	173, 192
Giehren	517, 526	» Morgenstern	475, 479
Gisselberg	395, 399, 401, 423, 430	» Philippswonne	475, 479
Gnesen	198	» Schwarzer Bär	72
		» Uranus	479
		» Wilhelm Adolf	
		Guckelwitz	296
H.			
		Hagen	11
		Haina	468

	Seite		Seite
Haine	409	Koberwitz	259, 261, 267, 277
Haingründau	439	Königsee	439
Hauland	537	Köslitz	520, 521
Heidersdorf	520	Krempe	225
Heiligenkirchen	379	Kreuzau	228, 229, 242
Heinersdorf a. T.	514, 517	Krietern	262, 268
Heisich	281	Krosno	534
Hemmelsdorfer See	211, 216	Küpper	505
Hennersdorf	524		
Herste	378	L.	
Himmelreich	25	Ladeburg	108, 110
Hirschberg	498, 500, 516, 423	Laisa	403, 406, 411
Hobeck	110, 126	Langenberg	435
Hohenlochau	108, 110	Langenöls	521
Holzkirch	520	Lauban	498, 519, 521
Hornoldendorf	377	Laufdorf	478, 479
Hoym	329	Leau	52, 62, 64, 71
Hückelhoven	241	Lechlin	537
		Lebendorf	48, 53, 55, 59, 62
I.		Leer	224
Ilbersdorf	71	Leitzkau	108, 110, 126
		Leun	453, 458, 460
J.		Liebenau	527
Jakobshagen	354	Liebenstein	439
Jankowo	536	Liebenthal	505
Jäschgüttel	267	Liebwerda	495, 517
Johannenberg	356	Limfjord	217
Jordansmühl	272, 277	Lingenau	325
Jülich	232	Linnich	233
		Löbnitz	97
K.		Lollar	395
Kalitz	110, 122	Lopatken	197
Kattern	294	Lübeck	213
Katzengebirge	268, 282	Ludwigshütte bei Altenrath	231
Kellerhof	270	Lusdorf	522
Kellerwald	136		
Kemberg	325	M.	
Kempendorf	354	Mägdesprung	327
Kentschau	268	Malsen	268
Kerndorf	520	Marienfließ	351
Kiefendorf	268	Marienbafé	224
Kleinaltenstätten	458, 461	Marklissa	501, 512, 520
Kleinenberg	392, 393	Mauer	505, 528
Klein-Paschleben	97	Merenberg	453, 476
Klepps	110, 113, 122	Mehlsack	299
Klettendorf	262, 267, 271	Meilendorf	325

	Seite		Seite
Merzien	97	P.	
Michelbach . 395, 399, 402, 415, 426	426	Paschwitz	268, 292
Mietschisko	534	Peene	211
Mittel-Simtshausen	410	Peißen	72
Moltkegrube	192	Peltschütz	293
Mörschelwitz	261	Pfaffendorf	85
Münchhausen 395, 403	403	Philippstein	478, 480
N.		Pillau	219
Nädlitz 268, 278, 286, 294	294	Pleische	268
Nauborn	479	Plömnitz	64
Naunheim	543	Plöner See	211
Neuhöfe 421, 424	424	Poggenhagen	25
Neu-Kemnitz	512	Poppelwitz	269
Neundorf	507	Pregeltal	212
Neunfinger	45	Priedlanz	522
Neu-Schulzendorf	355	Prödel 110, 121	121
Neustadt 524, 526	526	Przysieka	534
Nieder-Asphe 396, 403, 408	408	Q.	
Niederbiel	461	Querbach	521
Nieder-Drove 228, 242	242	R.	
Nieder-Linda	505	Raakow	344
Nieder-Walgern	416	Rabertshausen	439
Nieder-Weimar 395, 400, 401, 413, 415, 418, 419	419	Radis	325
Nieder-Wiesa	514	Radmeritz	521
O.		Rankau	272
Ober-Asphe 403, 406	406	Raspenu 507, 508, 516	516
Oberau	527	Rataj	190
Oberbiel	458	Ratzeburger See	211
Oberhof	268	Ravenstein	355
Oberndorf	479	Recknitztal	211
Ober-Peißen 48, 73	73	Rejbnitz 500, 506, 513, 516	516
Ober-Simtshausen	403	Reichenbach	305
Ober-Walgern 398, 416	416	Rendsburg	210
Obornik	197	Rengersdorf	501, 504
Ockershhausen 395, 401	401	Rennertehausen	403, 429
Odenhausen	424	Reupzig	325
Odenkirchen	242	Riemendorf	524
Oderbank	219	Rietzig 346, 355	355
Örlinghausen	370	Rodewald	19
Ohlau 266, 294, 296	296	Rodheim 458, 464, 468, 475	475
Osning	357	Rogasen	534
		Romberg	267
		Ronhausen	424
		Roschkowo	537

	Seite		Seite
Rösrath	231		
Rostocker Heide	220		
Rotenburg a. d. Fulda	439		
Roth . . . 399, 400, 413, 414, 416			
Rothmühl	221		
Rothsürben	261		
Rügen	218		
S.			
Seehausen i. Posen	536		
Sehestedt	210		
Senftenberg	332		
Sennewitz	53		
Schaalsee	211		
Scharrel	18		
Schessinghausen	19, 21		
Scheuder	97		
Schirnauer See	210		
Schmolz	261, 267, 271		
Schocken	538		
Schönfließ	133		
Schreiberhau	495, 525		
Schreibersdorf	537		
Schulau	225		
Schwänenbeck	355		
Sibyllenort	294		
Sichertshausen	395, 400, 421		
Steano	536		
Sieglitz	45		
Sieker	370		
Silberbergshof bei Baal	235		
Sillmenau	266		
Sonneberg	439		
Spich	230		
St. Georgen	478		
Städebach	400		
Stapelage	369		
Staufenberg	359, 400, 413, 424		
Stein	259, 261		
Steinach	439		
Steindorf	453		
Stockhausen	460		
Stöckse	21		
Streckau	68		
Strelasund	211		
		T.	
		Tal des Pregel	212
		Tarnowo	534
		Teeuvens	254
		Tegelen	240, 251
		Thorn	197
		Tiefenbach	458, 460
		Tornau	325
		Travemünde	216
		Travetal	209, 210
		Trebitz	54, 59
		Trebnitz	270, 273, 292
		Trebnitzer Berge	261, 281
		Triptis	435
		U.	
		Ubbedissen	370
		Ullersdorf	505
		Unter-Peißen	46, 53
		Unter-Simtshausen	410
		V.	
		Vehlitz	110, 125, 127
		Voigtsdorf	495, 512, 513, 517
		W.	
		Wagwitz	281
		Wahlscheid	228, 230
		Wahn	230
		Wahner Heide	230
		Wahrentrup	367, 369
		Wallberg i. Posen	538
		Wansen	271
		Warleberger Moor	211
		Warnemünde	218
		Warnowtal	211
		Warzenbach	411
		Wehrshausen	395, 398, 399, 401, 402, 415, 421
		Weida	435
		Weilburg	476
		Weilerswist	229, 235, 242
		Weilmünster	452
		Weisbach	507, 508, 516
		Wellingholzhausen	380
		Wendenborstel	19

	Seite		Seite
Werdershausen	73	Wolfshausen	421, 423
Werther	370	Wörbzig	97
Wetter . . . 395, 399, 402, 413, 426		Wünschendorf	512
Wetzlar	464, 468	Wunstorf	8
Wiatrowo	534	Wylerberg	239, 248
Wiederstedt	45		
Wielpütz	231	Z.	
Wiendorf . . . 54, 59, 61, 62, 64, 71		Zachan	355
Wiese	294	Ziebingen	133
Wilhelmsburg	225	Ziese	211
Wilschkowitz	269	Zittau	527
Wingendorf	520	Zuchel	193
Wistinghausen	363	Zweibrodth	267
Wohlsdorf	45	Zyfflich	239
Woischwitz	265, 271		



Druckfehler und Berichtigungen.

Seite 208, Anm.	lies: »hydrographische« statt »hydrographischen«.
» 212, Anm.	» : »Flüchtigkeiten« statt »Flüchigkeiten«.
» 222, Anm.	» : »KEILHACK« statt »KEILHACH«.
» 286, letzte Zeile	» : »deudet« statt »deute«.
» 288, Zeile 11 von unten	» : »gemäßigte« statt »gemäßigste«.
» 317, » 4 » »	» : »verschiedenen« statt »verschieden«.
» 352, » 14 » oben	» : »Anlage« statt »Anlagc«.
» 372, Figur	» : »Maßstab« statt »Maßstah«.



Übersichtskarte des Oberen Zechstein

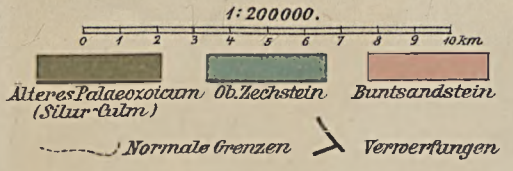
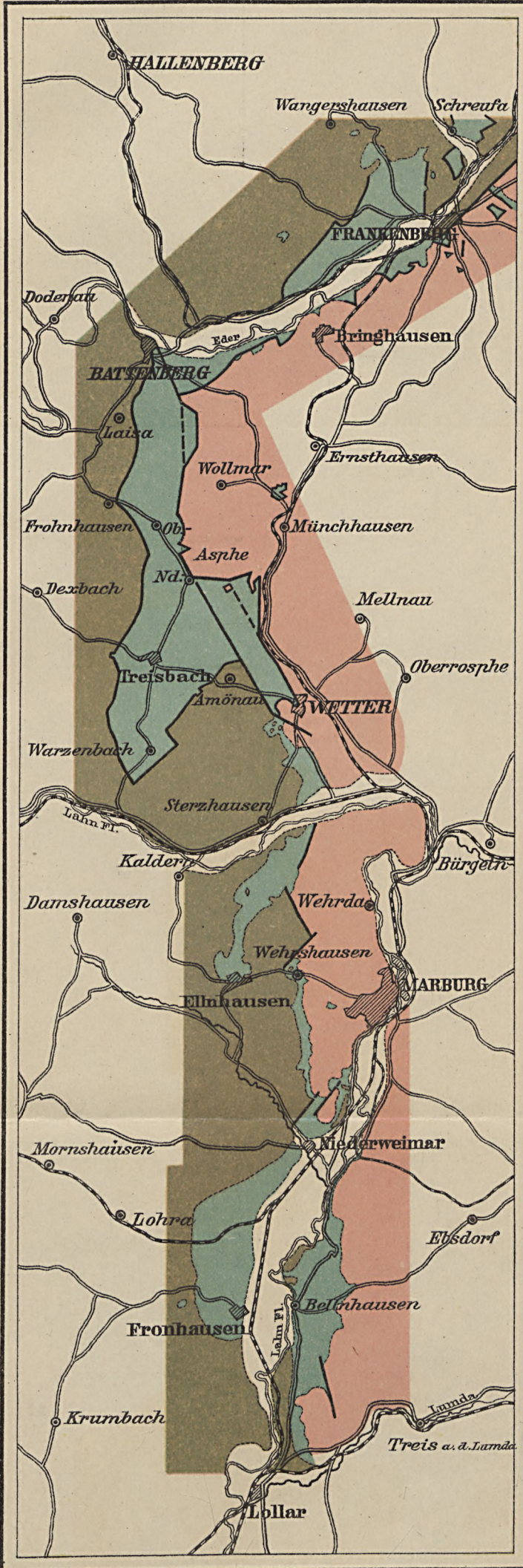
zwischen

Frankenberg und Lollar

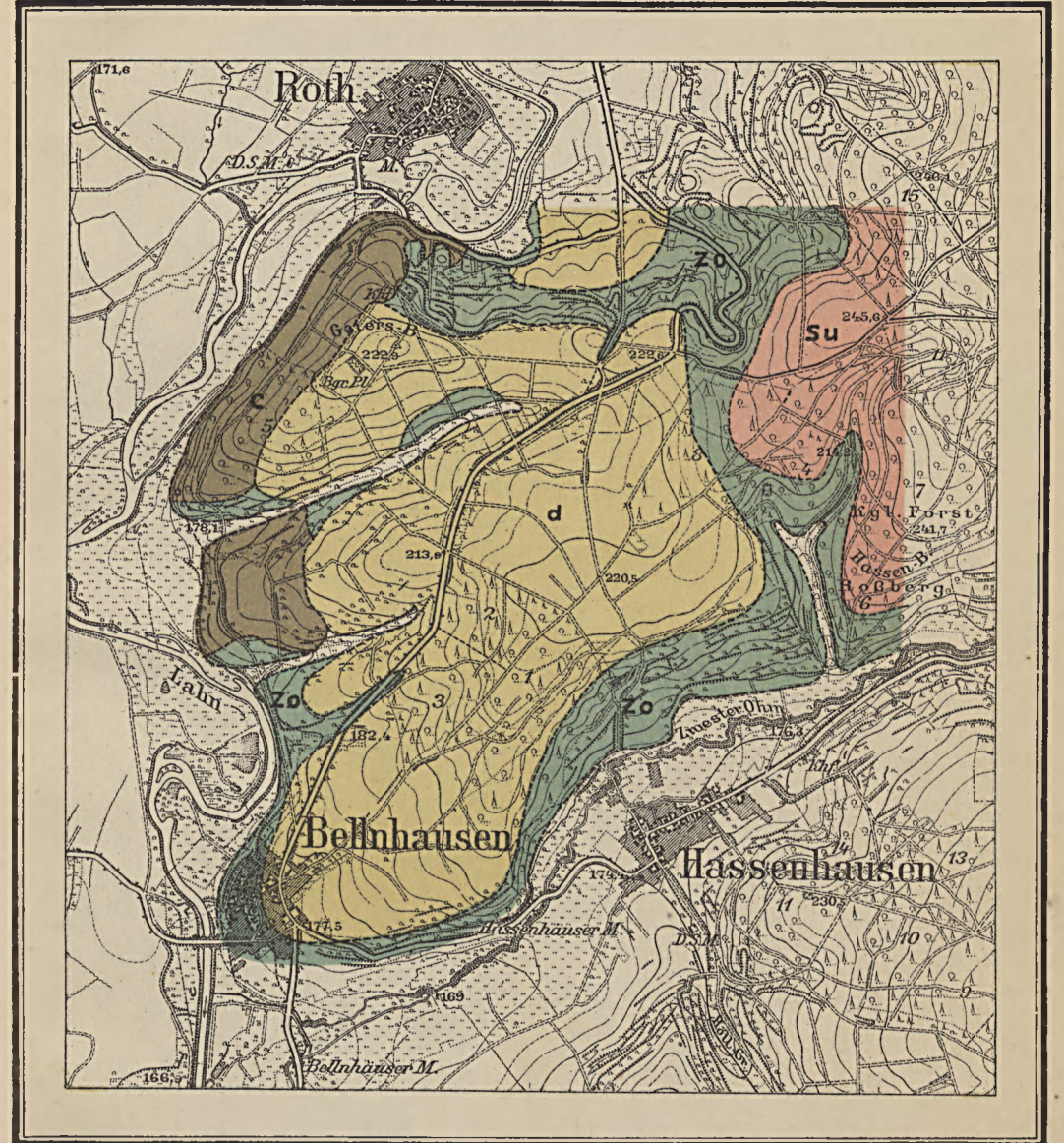
Nördlich der Linie Battenberg - Bringhausen Kopie nach Denckmann
(Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1891, T. XIX); im übrigen
Aufnahme von Hermann L.F. Meyer.

Jahrb. d. Kgl. Geol. L.-Anst. 1910 I.

Taf. 25.







Farbenerklärung.

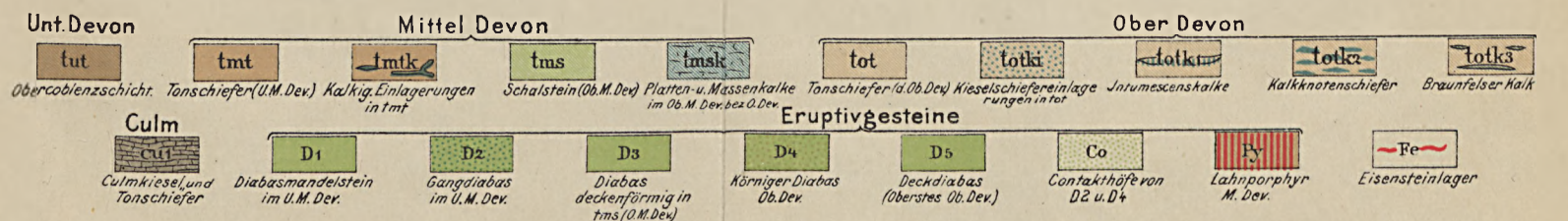
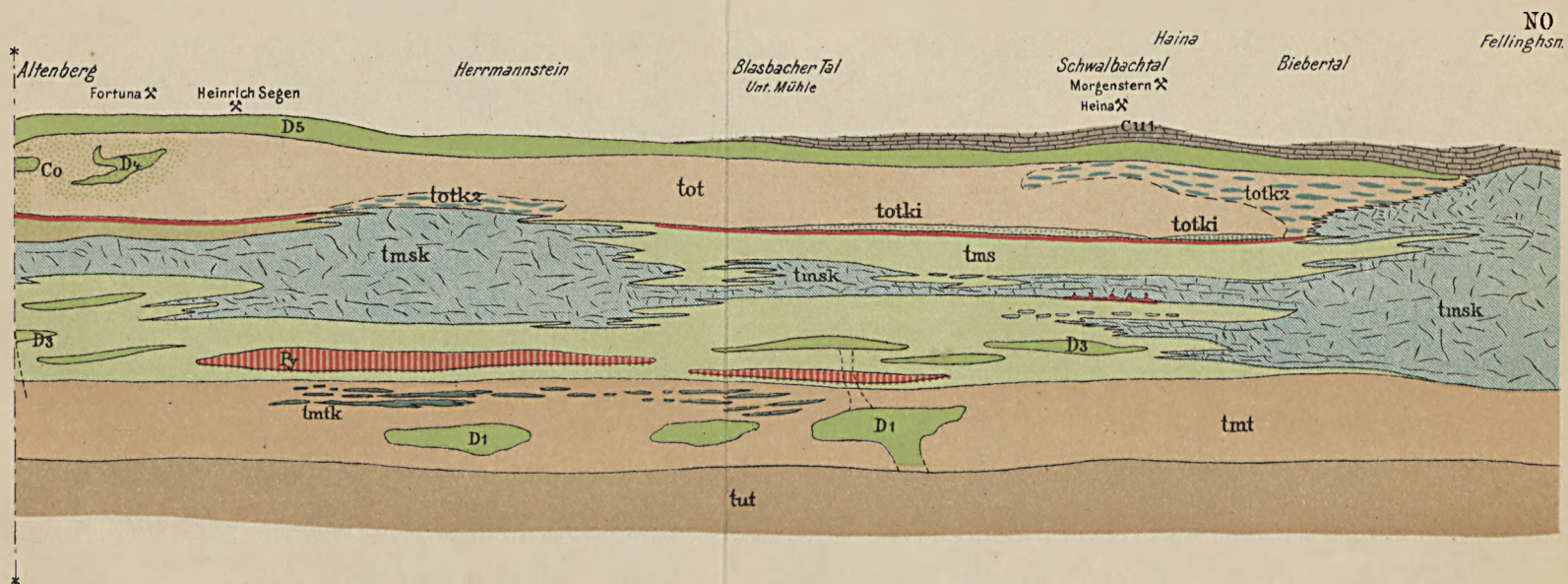
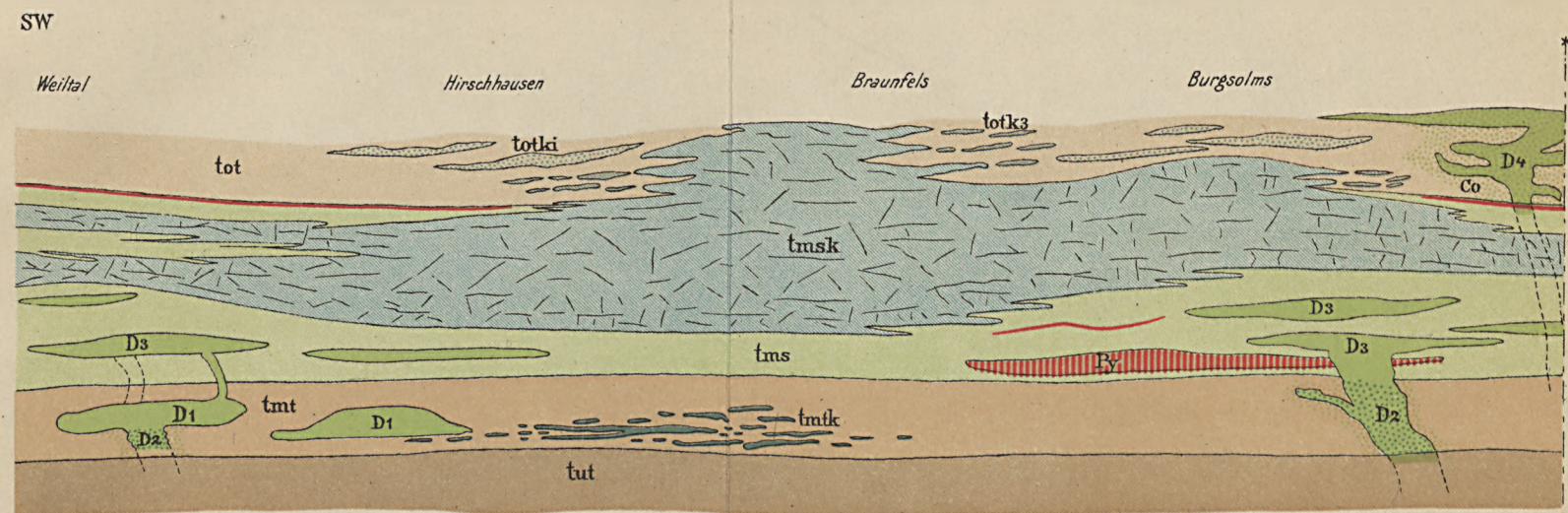
C	Zo	Su	d
Culm	Oberer Lechstein	Unt. Buntsandstein	Diluvium

1:25 000

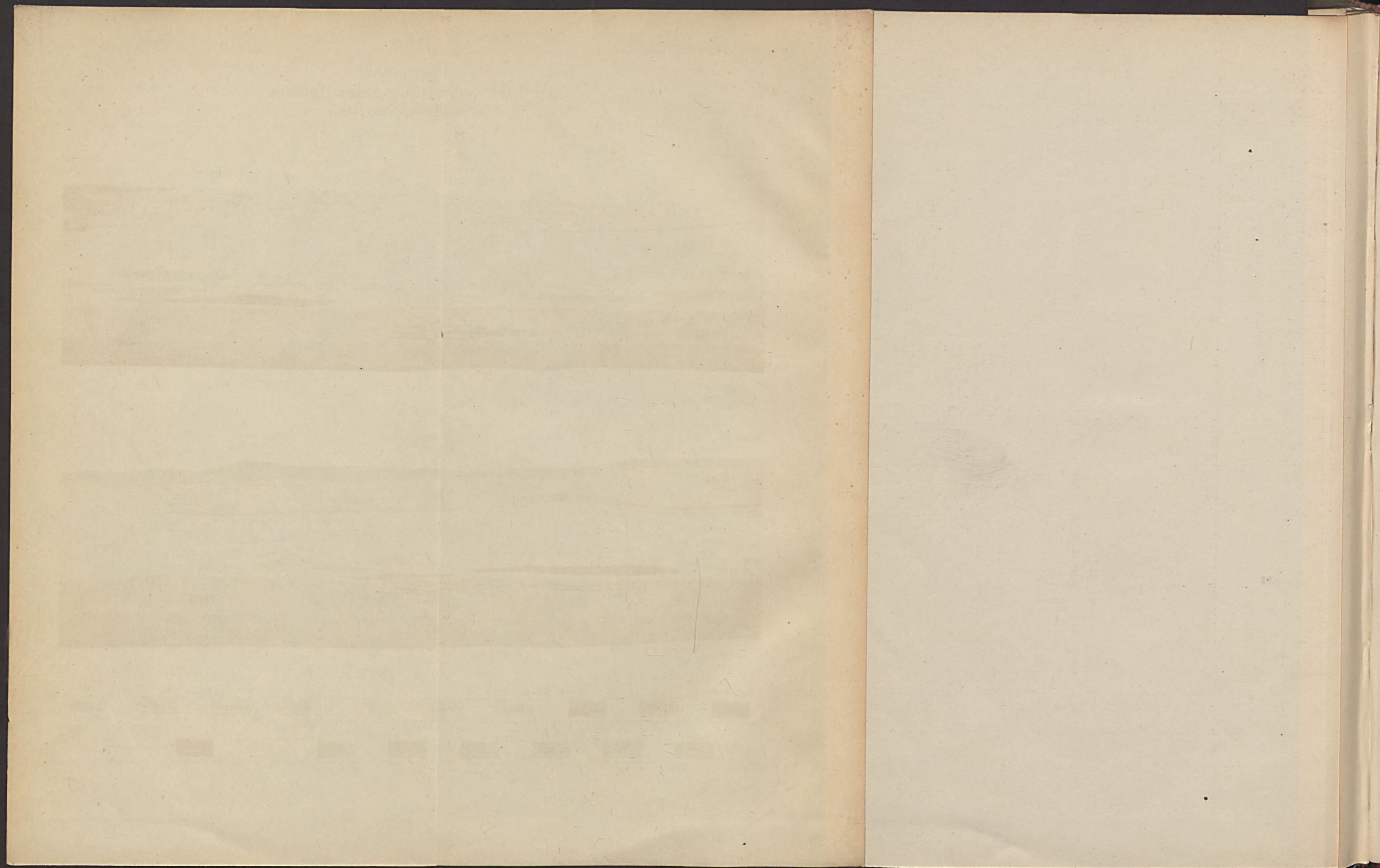
0 500 1000m

POLITECHNIKA GDANSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Übersicht der Faciesverhältnisse des Devons im östlichen Lahngebiete



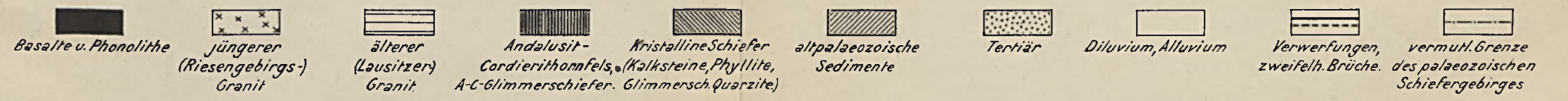
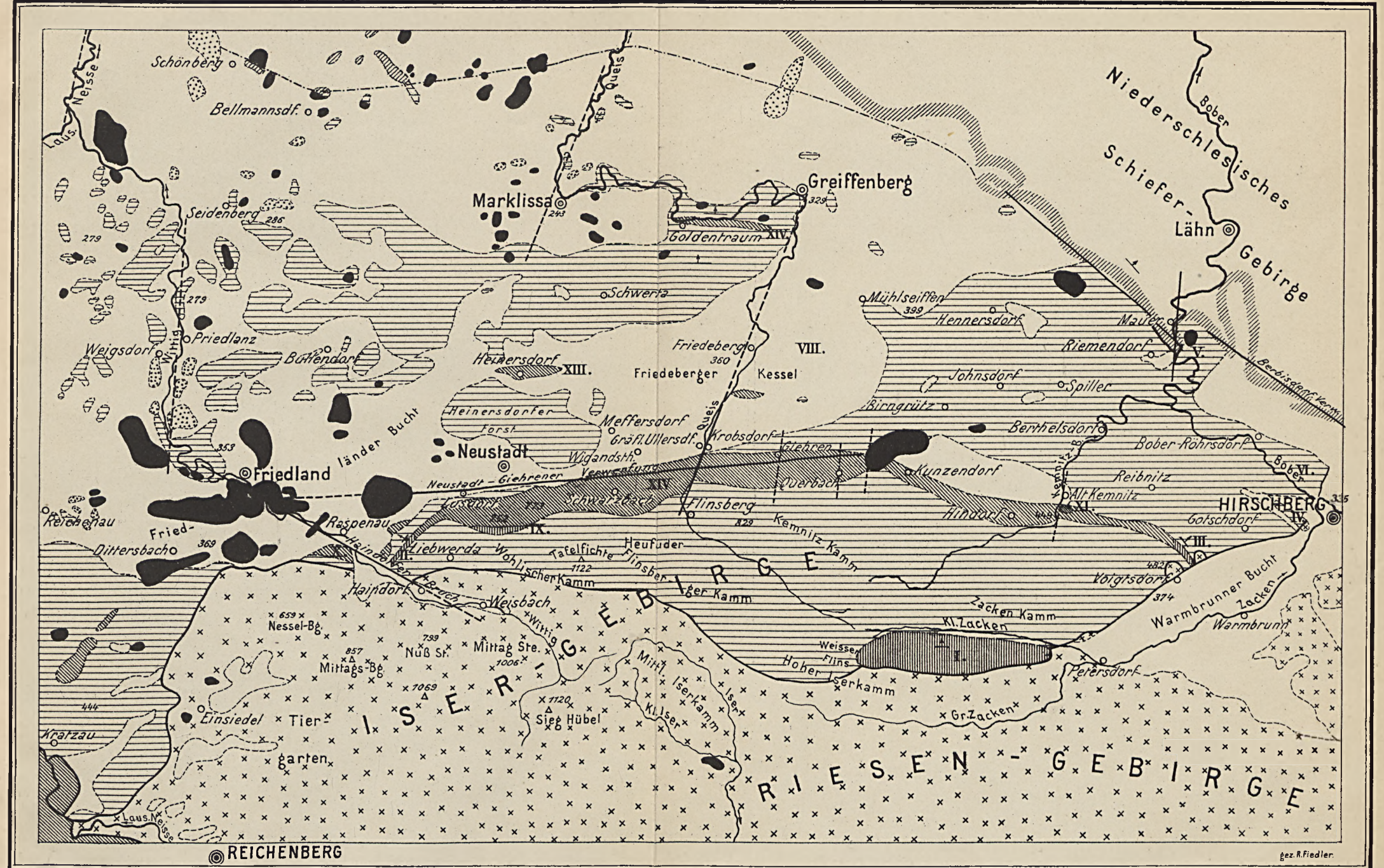
Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bulowstr. 66.



Geologische Übersichtskarte
des
Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes.

Jahrbuch der Kgl. Geol. Landesanstalt 1910 I

Tafel 28.

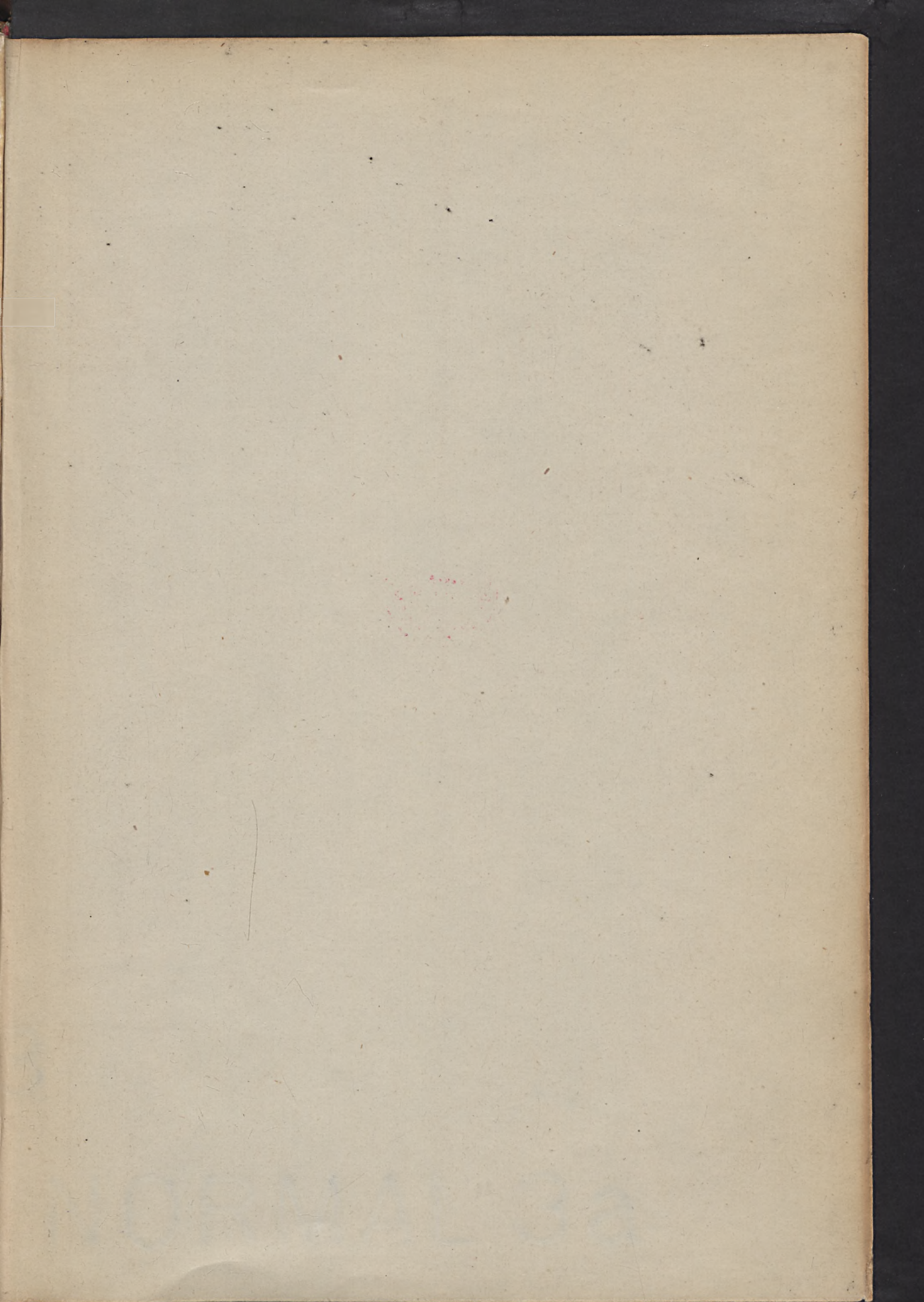


1:200000

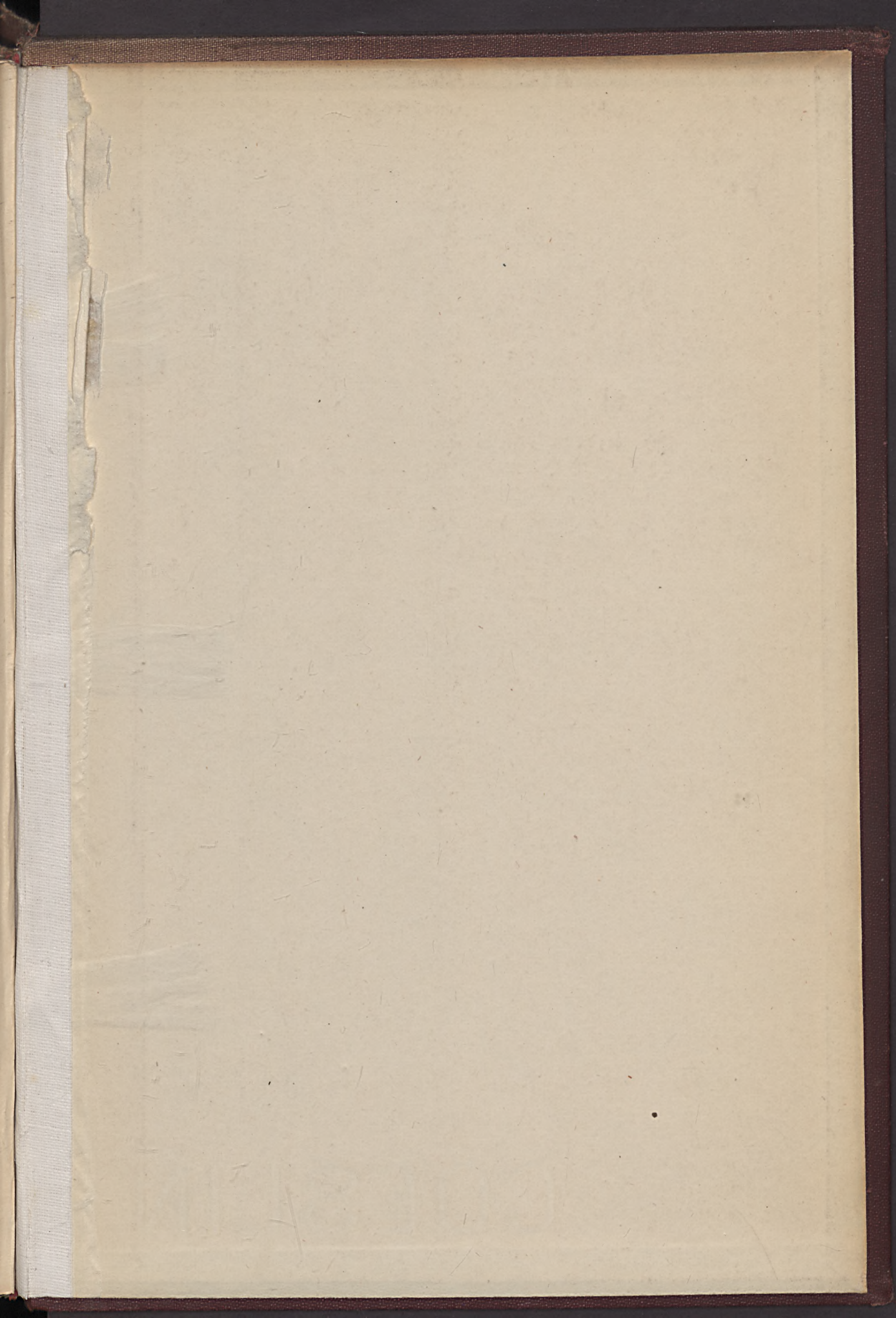
Durchlichtungsdruck: Berliner Lithographisches Institut, Berlin W. 35.

gez. R. Fiedler.

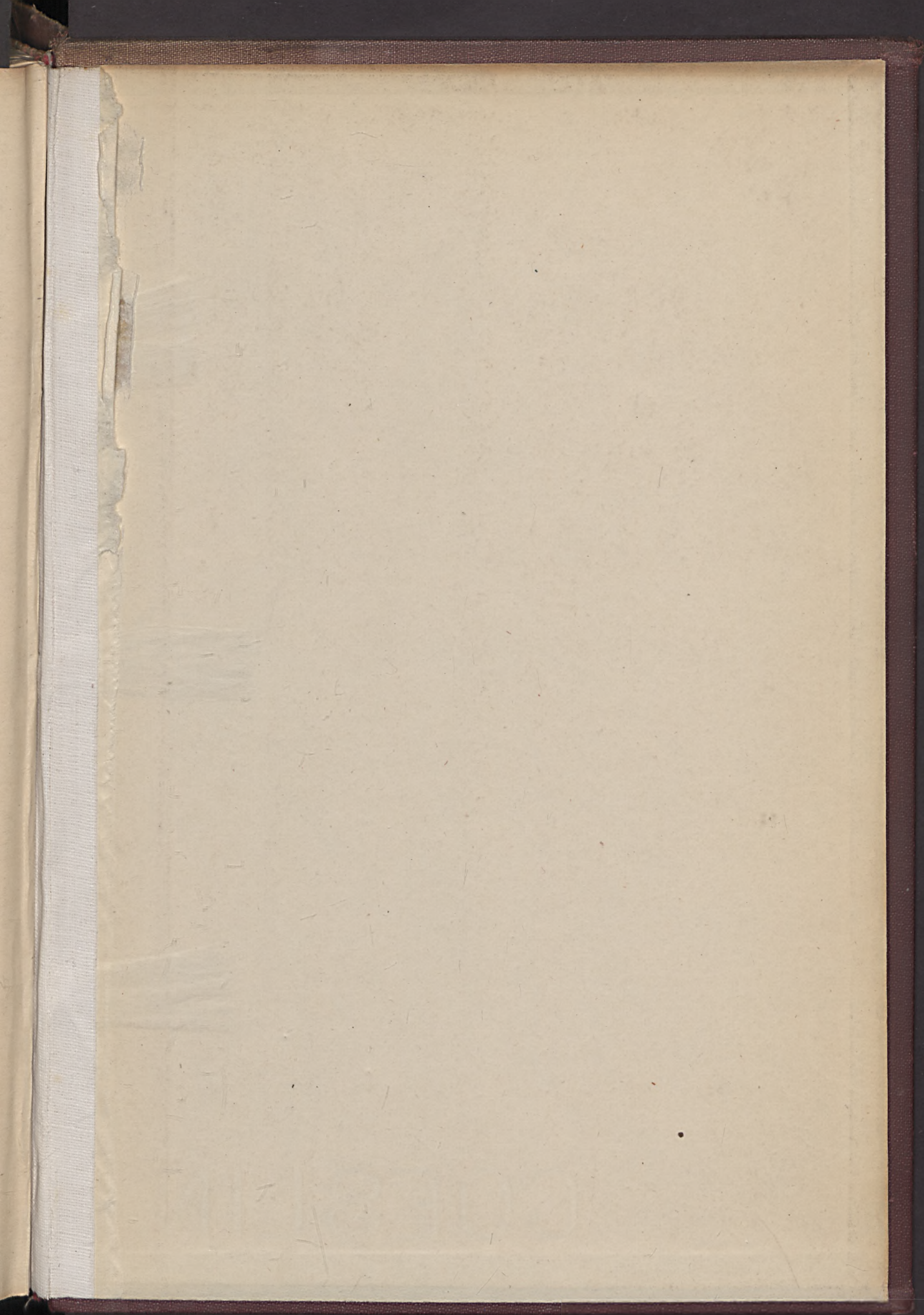












BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej