

ohn
rchen
en
stall

Jahrbuch
der
Königlichen
Geologischen
Landesanstalt

Do
1588

1910
1888

Do 1588(N)

40



Jahrbuch

Königlich Preussischen
Geologischen Landesanstalt

Berlin

für das Jahr

1910.

Band XXXI Teil I

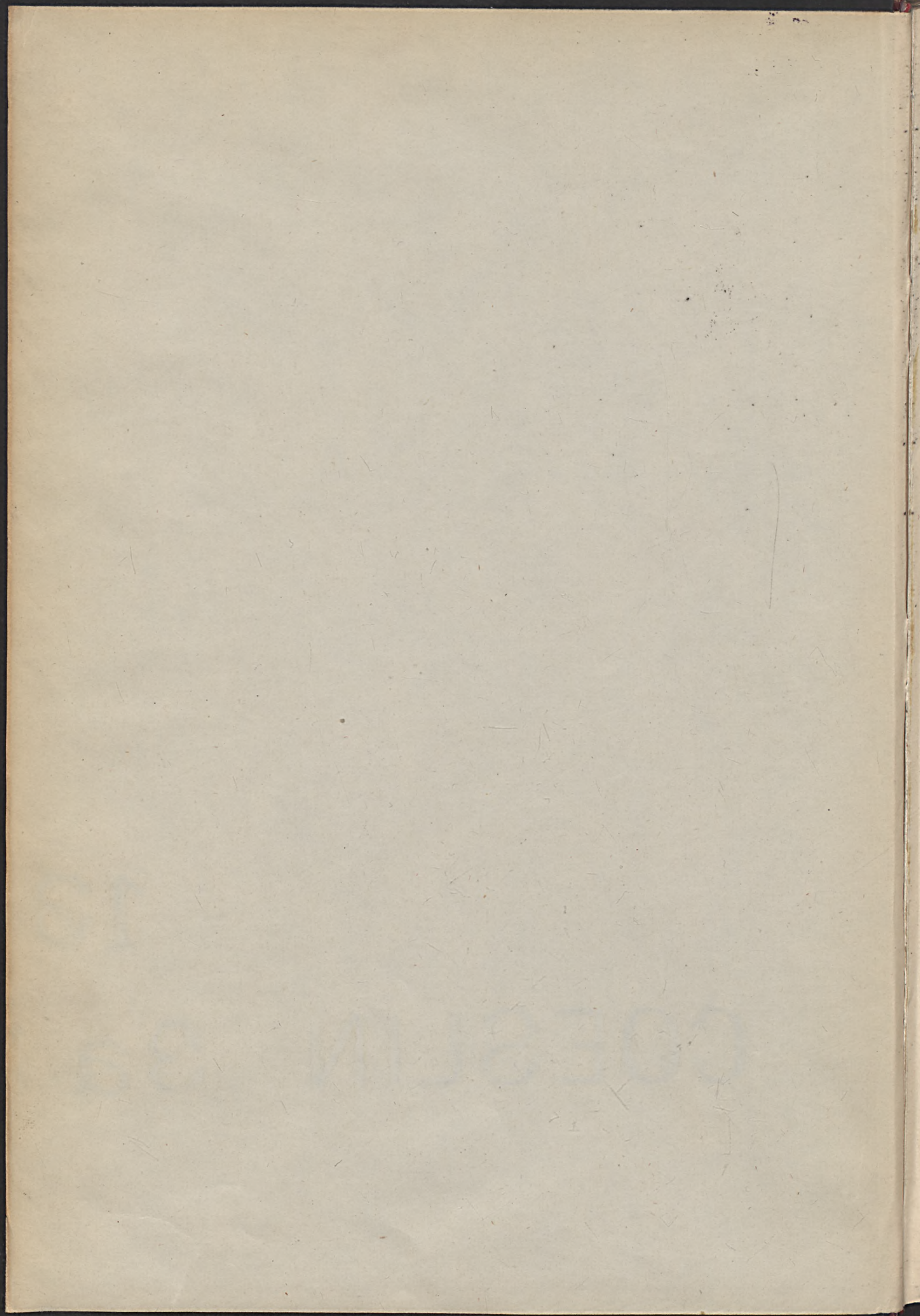


Berlin

im Verlage der Königl. Geologischen Landesanstalt

Verlag N. & J. Neumann, Neudamm 41

1910



Jahrbuch

der

Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1910.

Band XXXI, Teil II.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGII

Dzial B Nr. 76

Dnia 18. X 1910

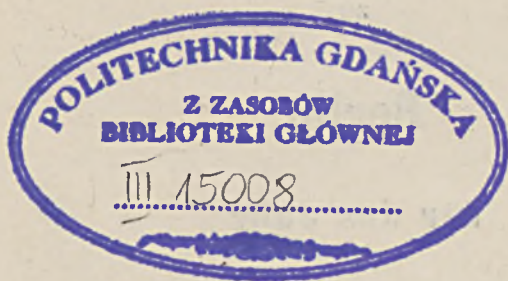
Berlin.

Im Vertrieb bei der Königl. Geologischen Landesanstalt

Berlin N. 4, Invalidenstraße 44.

1913.

7



Inhalt.

| | Seite |
|--|-------|
| Die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien. Von den Herren R. MICHAEL und W. QUITZOW in Berlin. (Mit 4 Figuren) | 1 |
| Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg. Von Herrn O. v. LINSTOW in Berlin. (Hierzu Tafel 1) | 23 |
| Über Analoga der Torfdolomite (Coal-balls) des Carbons in der rheinischen Braunkohle. Von den Herren W. GOTHAN und O. HÖRICH in Berlin. (Hierzu Tafel 2) | 38 |
| Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien. Von Herrn O. TIETZE in Berlin | 45 |
| Über altdiluviale Bildungen im Gebiete der Sackberge, des Hils und des Hildesheimer Waldes. Von Herrn A. v. KOENEN in Göttingen | 51 |
| Über die Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien. Von Herrn C. GAGEL in Berlin. (Mit 11 Figuren) . | 66 |
| Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. Von Herrn E. HARBORT in Berlin. Mit paläontologischen Beiträgen von H. MENZEL, P. SPEISER und J. STOLLER. (Hierzu Tafel 3—5) | 81 |
| Die Fauna von Golonog. Ein Beitrag zur Feststellung des Alters der Grauwackensandsteinschichten von Golonog und der entsprechenden Ablagerungen in Oberschlesien. Von Herrn R. CRAMER in Berlin. (Hierzu Tafel 6) | 129 |
| Die Entstehung des Travetales. Ein Beitrag zur Frage der Talbildung und der postglazialen Landsenkungen. Von Herrn C. GAGEL in Berlin. (Mit 1 Übersichtskarte) | 168 |
| Die Gliederung des Schleswig-Holsteinischen Diluviums. Von Herrn C. GAGEL in Berlin. (Hierzu Tafel 7—9 und 3 Abbildungen im Text) | 193 |
| Das Liegende des Kupferschiefers. Von Herrn F. MEINECKE in Halle a. S. (Hierzu Tafel 10 und 4 Figuren) | 253 |
| Geologische Beschreibung des Dammersfeldes in der Rhön und seiner südwestlichen Umgebung. Von Herrn O. DREHER in Straßburg i. E. (Hierzu Tafel 11) | 297 |
| Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. Von Herrn A. LEPPA in Berlin | 343 |
| Der Warburger Sattel, seine Baustörungen und die vulkanischen Durchbrüche. Von Herrn A. KRAISS in Coburg. (Hierzu Tafel 13 und 14) | 377 |
| Über Faciesverhältnisse im Rät und untersten Lias in Nordwestdeutschland. Vortrag, gehalten in der Sitzung der Geologischen Landesanstalt vom 17. März 1910. Von Herrn A. MESTWERDT in Berlin. (Mit 1 Figur) . | 420 |
| Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Von Herrn C. GAGEL in Berlin. (Mit 1 Figur) | 430 |

Amtlicher Teil.

| | |
|--|-----|
| Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1909 und 1910 | 435 |
| Bericht über die Tätigkeit der Königlichen Geologischen Landesanstalt im Jahre 1910 | 634 |
| Arbeitsplan der Königlichen Geologischen Landesanstalt für das Jahr 1911 | 657 |
| Personal-Bestand der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt am 31. Dezember 1910 | 675 |
| Sach-Register | 688 |
| Orts-Register | 709 |
| Druckfehler und Berichtigungen | 718 |



Die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschlesien.

Von den Herren **R. Michael** und **W. Quitzow** in Berlin.

Mit 4 Figuren.

Über die hauptsächlichsten Ergebnisse der im Tiefbohrloch Czuchow ermittelten Temperaturen ist bereits an anderer Stelle berichtet worden¹⁾. Wenn an dieser Stelle nochmals näher auf die angestellten Beobachtungen eingegangen wird, so sei dies damit begründet, daß bei der Wichtigkeit des Gegenstandes die Unterbreitung unseres ganzen Beobachtungsmaterials und die Mitteilung der bei den Beobachtungen gemachten Erfahrungen von weitgehenderem Interesse sein dürfte. Es soll namentlich auch auf die Schwierigkeiten und Fehlerquellen, die sich uns entgegenstellten, hingewiesen werden und auf die Wege, durch die wir zur Aufstellung unserer Temperaturenreihe gekommen sind. Die Veröffentlichung unseres gesamten Materiales erschien uns auch deshalb wünschenswert, weil wir damit die für Nachprüfung unserer Ermittlungen erforderlichen Unterlagen bekannt geben.

Zunächst seien einige allgemeine Bemerkungen über das Bohrloch selbst vorausgeschickt, soweit diese zum Verständnis der nachstehenden Darstellungen notwendig sind.

Die fiskalische Tiefbohrung Czuchow liegt etwa 15 km südlich von Gleiwitz etwa in der Mitte zwischen dieser Stadt und

¹⁾ Vergl. R. MICHAEL, Über die Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow in Oberschl., Monatsberichte der D. geol. Gesellsch. Bd. 61, 1909, Nr. 11, S. 410 ff.

Rybnik, nahe bei dem Vorwerk Annahof, welches von dem Dorf Czuchow noch etwa 2 km in nordwestlicher Richtung entfernt ist. Das Bohrloch ist auch insofern vom bohrtechnischen Standpunkte aus bemerkenswert, weil es gegenwärtig das tiefste Bohrloch der Welt ist. Bereits im November 1908 war die bisher tiefste Bohrung von Paruschowitz, das Bohrloch Paruschowitz V bei Rybnik, überholt worden.

Die Bohrung wurde am 11. Dezember 1900 mit einem Anfangsdurchmesser von 440 mm begonnen; bis 94 m wurde mit Schappe, dann mit dem Meißel gearbeitet. Bei 568 m Tiefe wurde zum ersten Male mit Diamantkrone gebohrt; von 577 m Teufe ab ging man endgültig zur Diamantbohrung über. Während des Bohrbetriebs wurde das Bohrloch zweimal und zwar von 977 bis 1176, dann von 1176 bis 1403 m erweitert, im ersteren Falle mit 142 mm, dann mittels der Krone von 116 mm Durchmesser. Die beim Bohrbetriebe erzielten Fortschritte waren außerordentlich günstige. Ende 1907 hatte das Bohrloch bereits eine Tiefe von 1403 m erreicht. Im Januar und Februar 1908 wurden 399 m nachgeschnitten und erweitert; die erreichten Tiefen betragen dann

| | |
|------------|-----------------------------|
| Ende März | 1461 m |
| » April | 1583 » |
| » Mai | 1727 » |
| » Juni | 1748 » (nur 4 Tage gebohrt) |
| » August | 1827 » |
| » November | 2119 » |
| » Dezember | 2171 » |

Die größte Tiefe von 2239,72 m wurde am 15. Februar 1909 erreicht.

Der Durchmesser des Bohrloches betrug

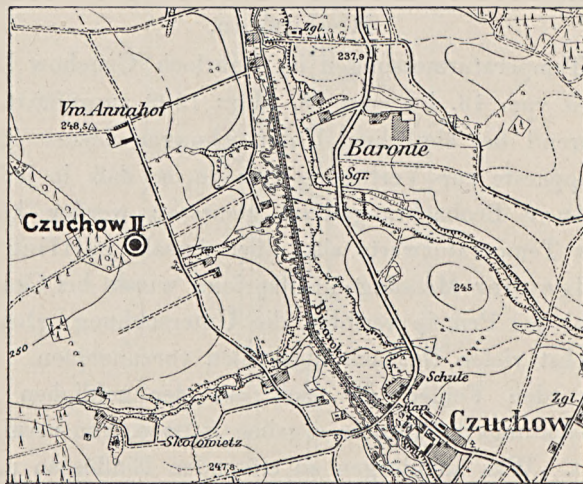
| | |
|------------|---------------|
| Ende April | 1906 = 435 mm |
| » Mai | 1907 = 176 » |
| » Juli | 1908 = 142 » |
| » Oktober | = 116 » |
| » Dezember | = 92 » |

dann 67,5 mm.

Über die Verteilung der Verrohrung gibt die nachstehende Skizze Auskunft (Figur 2). Das Bohrloch war bis zu einer Tiefe von 2087 m verrohrt.

Der Kopf der untersten 50 mm starken Rohrtour stand bei 1742 m, die nächst weitere von 72 mm Durchmesser war von 1423—1749 m eingebaut.

Figur 1.



Lage des Bohrpunktes

(Meßtischblatt Golleow, Gr.-Abt. 78, Nr. 50).

Eine weitere Verrohrung von 92 mm Durchmesser begann 250 m unter der Oberfläche; der Schuh dieser Tour stand bei 1403 m, die weiteren Rohrtouren reichten sämtlich bis zur Bohrlochsöffnung; der größte Durchmesser betrug 440 mm.

| | | | | |
|---------------|-------------|-----------|------|----------|
| Der Schuh der | 440 mm-Tour | stand bei | 32 m | Tiefe |
| » | » | » 390 » | » | » 79 » |
| » | » | » 320 » | » | » 102 » |
| » | » | » 270 » | » | » 227 » |
| » | » | » 220 » | » | » 2 » |
| » | » | » 185 » | » | » 568 » |
| » | » | » 155 » | » | » 862 » |
| » | » | » 120 » | » | » 1176 » |

Das Bohrloch sollte ursprünglich bis auf 2500 m Tiefe niedergebracht werden. Bohrtechnisch wäre es auch sehr gut möglich gewesen, diese große Tiefe zu erreichen, da das Gebirge günstig und der Durchmesser noch hinlänglich groß genug für ein weiteres Vordringen war.

Doch mußte die Bohrung leider aus anderen Gründen im März 1909 eingestellt werden, nachdem sie eine Tiefe von 2239,72 m erreicht hatte.

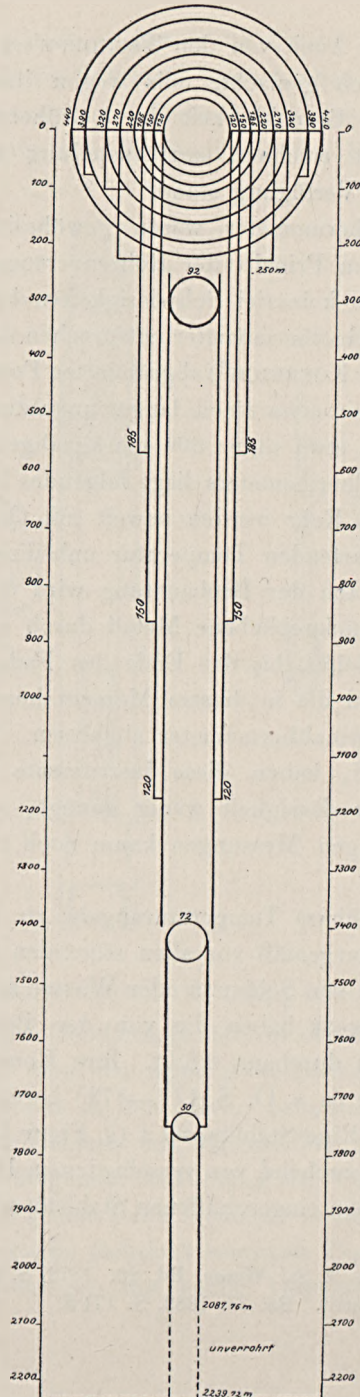
Messungen.

Die Temperaturmessungen im Bohrloch Czuchow II wurden in der Zeit vom 16. bis zum 26. März 1909 ausgeführt.

Während bei ähnlichen Untersuchungen bisher immer nur wenige Apparate zur Verfügung standen, so daß in jedem Falle nur an einer Beobachtungsstelle gemessen werden konnte, die Reihe der Temperaturwerte also einer Anzahl zeitlich aufeinanderfolgender Messungen entspricht, wurde bei Czuchow zum ersten Mal das Prinzip verfolgt, die Untersuchung gleichzeitig an möglichst vielen Beobachtungsstellen vorzunehmen. Auf diese Weise wurden Fehler, die sich aus der zeitlichen Änderung der Beobachtungsverhältnisse ergeben müssen, von vornherein ausgeschaltet. Was im übrigen an störenden Einflüssen noch wirksam war, haftet aber allen Zahlenwerten gleichmäßig an, und wenn auch auf absolute Richtigkeit der gewonnenen Temperaturen in einzelnen kein Anspruch erhoben werden darf, die Reihe wenigstens gibt ein zuverlässiges Bild von den Gesetzen der Temperaturänderung mit zunehmender Tiefe.

Für die Messungen hatte die Königliche Bohrverwaltung in Schönebeck, nachdem die Ausführung der von der Geologischen Landesanstalt im September 1908 angeregten Temperatur-Messungen durch den Herrn Minister für Handel und Gewerbe genehmigt worden war, 8 Maximumthermometer, 105 Geothermometer DUNKER'scher Konstruktion und 8 Überlaufthermometer nach Tschoepe, für den Gebrauch dieser beiden Arten außerdem 2 Normalthermometer zur Verfügung gestellt. Von letzteren erwies sich das eine bei der Prüfung, die vor dem Gebrauch mit sämtlichen Apparaten vorgenommen wurde, als fehlerhaft und fand deshalb

Figur 2.



Verrohrung des Bohrloches zur Zeit der Messung.

keine Verwendung. Auch von den TSCHOEPE'schen Instrumenten wurde kein Gebrauch gemacht, teils wegen ihrer geringen Anzahl, teils weil ihre Brauchbarkeit durch frühere Versuche nicht hinreichend gesichert erschien, zur Anstellung solcher Versuche aber keine Zeit zur Verfügung stand.

Die Maximumthermometer waren gewöhnliche Quecksilberthermometer mit dem Prinzip der Röhrenverengung. Bei ihrem Gebrauch haben sich keinerlei Schwierigkeiten herausgestellt.

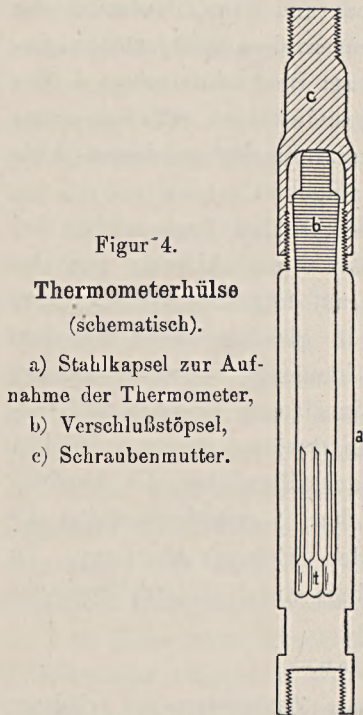
Die gelieferten Geothermometer entsprechen der von DUNKER¹⁾ angegebenen und von KOEBRICH²⁾ abgeänderten Form (Figur 3). Das Glasgefäß a läuft in ein etwa 25 cm langes ungraduiertes Rohr b aus, dessen offenes Ende etwa unter 60° schräg abgeschliffen ist. Der Anwendung dieses Thermometers liegt folgendes Prinzip zugrunde: Das Gefäß und das Rohr werden soweit mit Quecksilber gefüllt, daß bei der zu erwartenden Temperatur unbedingt ein Ausfließen stattfinden muß. Nach der Beobachtung wird über Tage das in dem Instrument zurückgebliebene Metall durch vorsichtige Erwärmung soweit ausgedehnt, bis das Ende des Fadens die Ausflußöffnung erreicht, und die in diesem Moment herrschende Temperatur von einem Normalthermometer abgelesen. Wie später dargelegt werden wird, haben diese Instrumente den Ansprüchen hinsichtlich der Zuverlässigkeit wenig genügt, so daß ihre Verwendung bei künftigen Messungen kaum noch in Frage kommen dürfte.

Um eine brauchbare Temperaturangabe zu erhalten, müssen die Instrumente naturgemäß vor allen störenden Einflüssen, zumal vor dem Eindringen von Schlamm oder Wasser möglichst geschützt werden. Diesen Zweck haben die von der Bohrverwaltung gelieferten Stahlhülsen durchaus erfüllt. Ihre Konstruktion ist ebenfalls von KOEBRICH (a. a. O. S. 177—178) bereits eingehend beschrieben worden. Eine Stahlkapsel a (s. Figur 4), den Maßen des Bohrgestänges entsprechend von verschiedenem Durchmesser, trägt am oberen Ende einen eingeschliffenen Stahlstöpsel b, der durch die

¹⁾ Z. f. d. B., H.- u. Sal.-Wesen. Bd. 20. 1872, S. 206 ff.

²⁾ Dieselbe Zeitschrift. Bd. 37. 1889, S. 171 ff.

Schraubenmutter c sich so fest in die Kapsel einpressen läßt, daß der Verschluß dem im Bohrloche herrschenden hohen Wasserdruck vollkommen gewachsen ist. Beide Enden der Hülse sind mit Gewinden versehen, die ihre Einfügung in das Bohrgestänge ermöglichen.



Figur 4.

Thermometerhülse
(schematisch).

- a) Stahlkapsel zur Aufnahme der Thermometer,
- b) Verschlußstößel,
- c) Schraubenmutter.



Figur 3.

Überlaufthermometer
nach DUNKER-KOEBLICH.

- a) Quecksilbergefäß,
- b) Ausflußrohr.

Anwendung der Apparate.

Die Füllung der Geothermometer vor der Beobachtung erfolgte in der Weise, daß man den Apparat in horizontaler Haltung soweit erwärmte, bis das in dem Rohr befindliche Quecksilber in ein vorgehaltenes gleichfalls mit Quecksilber gefülltes Schälchen auslief. Bei darauffolgender Abkühlung des Thermometers bis auf einen Stand, der in jedem Falle niedriger bemessen wurde als die am Beobachtungsorte im Bohrloch erwartete Temperatur, füllte sich dann das Ausflußröhrchen mit soviel Quecksilber, daß bei der

höheren Temperatur im Bohrloch unbedingt ein Ausfließen stattfinden mußte.

Die in dieser Weise gebrauchsfertig gemachten Apparate wurden nun, stets mehrere zusammen, je nach der Geräumigkeit der Kapseln 2—4 Stück auf einmal in die Hülsen eingelassen, diese fest verschraubt und in Abständen von rund 31 m, die durch die Längenmaße des Gestänges bedingt waren, dem Bohrgestänge eingefügt. War auch die letzte Kapsel am Beobachtungsort — das Einlassen, desgleichen das Aufholen des Gestänges erforderte etwa 11—12 Stunden Arbeitszeit —, so wurde hinreichend lange (9 bis 83 St.) beobachtet und dann wieder aufgeholt.

Die Ermittlung der Temperaturwerte über Tage erfolgte bei den Maximumthermometern unmittelbar durch Ablesen von der Skala, bei den Überlaufthermometern auf folgende Weise: Das Thermometer wurde gleichzeitig und in gleicher Höhe mit dem Normalthermometer an einem Faden hängend in ein Wasserbad getaucht, das über einer kleinen Spiritusflamme langsam und vorsichtig unter fortwährendem Umrühren erwärmt wurde. In dem Moment, wo der sich ausdehnende Quecksilberfaden die Ausflußöffnung gerade erreichte, wurde von dem Normalthermometer die angezeigte Temperatur in Zehntelgraden (Celsius) abgelesen. In zweifelhaften Fällen wurde das Ergebnis durch Kontrollbeobachtungen sichergestellt.

Fehlerquellen.

In jedem Einzelfalle absolut sichere Zahlenwerte zu erhalten, muß bei den zurzeit gebräuchlichen Bohr- und Meßapparaten, die trotz aller Vollkommenheit eine Reihe schwer kompensierbarer Fehlerquellen einschließen, noch als unmöglich bezeichnet werden. Solche Fehlerquellen sind teils in der Beschaffenheit des Bohrloches selbst und der Bohraparate, teils in der Anwendung der Meßinstrumente begründet.

Es ist selbstverständlich, daß Temperaturmessungen in einem Bohrloch erst angestellt werden dürfen, wenn die Bohrarbeit bereits längere Zeit ruht und die bei ihr erzeugte Wärme ihren Einfluß verloren hat.

Beim Bohrloch Czuchow war der Bohrbetrieb schon 14 Tage vor Beginn der Messungen eingestellt worden, so daß ein Einfluß der Arbeitswärme auf die gemessenen Temperaturwerte als vollkommen ausgeschlossen gelten muß.

Bei Berechnung der geothermischen Tiefenstufe ist ferner die Beschaffenheit der durchbohrten Gebirgsschichten, ihre Leitungsfähigkeit für Wärme und die Möglichkeit chemischer Wärmeentwicklung zu berücksichtigen, um nicht zu falschem Ergebnis zu gelangen. Die im Czuchower Bohrloch herrschenden Gebirgsverhältnisse werden bei der Kritik der Ergebnisse nach ihrer Wirkung hin erörtert werden.

Eine weitere Fehlerquelle ergibt sich aus dem Auftreten des Wassers im Bohrloch. Bei der verschiedenen Dichtigkeit der Wasserschichten sucht sich stets ein Ausgleich der Temperaturen herzustellen derart, daß die an der Bohrlochsohle gemessenen Temperaturen im allgemeinen zu niedrig, die in den oberen Schichten gefundenen zu hoch erscheinen. Man mißt ja nicht die Temperatur des Gesteins unmittelbar, sondern die des Wassers, und der Fehler wird um so größer sein, je weiter das Bohrloch ist, je intensiver die Zirkulation also vor sich gehen kann. Bei früheren Messungen hat man den störenden Einfluß des Wassers durch besonders konstruierte Eisenrohre, in denen eine Wassersäule von 4—5 m Höhe zum Abschluß gebracht und in deren Mitte das Thermometer eingesenkt wurde, aufzuheben versucht. In der Tat wurden z. B. bei Sperenberg¹⁾ in 31,4 m Tiefe ohne Wasserabschluß $12,3^{\circ}$ R, mit Wasserabschluß dagegen nur $10,16^{\circ}$ R gemessen, während sich in größerer Tiefe bei 1064 m ein Unterschied von $2,05^{\circ}$ R, jedoch im umgekehrten Sinne ($34,1^{\circ}$ — $36,15^{\circ}$ R), herausstellte. In dem engeren Bohrloch von Schladebach²⁾ dagegen — und darin zeigt sich der Einfluß der Bohrlochweite — ließen sich unter denselben Verhältnissen nur geringe Temperaturunterschiede feststellen.

¹⁾ DUNKER, a. a. O. S. 225 ff.

²⁾ KOEBRICH, a. a. O.

Ein anderes Mittel, die Wasserströmung nach Möglichkeit unwirksam zu machen, hat man seinerzeit bei Schladebach in Anwendung gebracht. Man füllte das Bohrloch mit fettem Tonschlamm und nahm hierin die Messungen vor¹⁾. Dies Verfahren dürfte, sofern zwischem dem Einfüllen des Schlammes und den Messungen genügend Zeit gelassen wird, damit sich die Temperatur des Gesteins dem Schlamm mitteilen kann, am besten die wahre Gebirgstemperatur liefern können.

Beim Bohrloch Czuchow hat indessen keines dieser Mittel Verwendung gefunden, da weder Zeit noch Mittel zur Verfügung standen, um die bei der Tiefe des Bohrlochs außerordentlich zeitraubenden Vorsichtsmaßregeln auszuführen.

Der Einfluß des Wassers fällt jedoch, da die Beobachtungen gleichzeitig erfolgten und demnach sämtlich denselben Fehlern unterliegen, hier kaum ins Gewicht, um so weniger, als, von den obersten Teufen abgesehen, die Zirkulation durch die bei der Enge des Bohrlochs vergrößerte Reibung nahezu aufgehoben sein mußte. Das Ergebnis der Messungen, das weiter unten erörtert werden wird, bringt in der Tat hierfür ausreichende Bestätigung.

Außer diesen durch die natürliche Beschaffenheit des Bohrlochs bedingten Schwierigkeiten hat man auch mit Fehlern zu rechnen, die in der Art der benutzten Apparate begründet sind und nach ihrer Größe schwer übersehen, geschweige denn ausgeschaltet werden können.

Fast immer finden sich in den Bohrlöchern während der Temperaturmessungen beträchtliche Eisenmassen, Wandungsröhren und Bohrgestänge, die als gute Wärmeleiter naturgemäß einen Ausgleich der Temperatur in vertikalem Sinne begünstigen. Das einfachste Mittel, ihren Einfluß auszuschalten, würde sein, die Messungen ausschließlich im unverrohrten Gebirge, wie es bei Schladebach und Sennewitz geschehen ist, vorzunehmen, gleichzeitig aber auch den störenden Einfluß des Bohrgestänges dadurch

¹⁾ Dieses Verfahren hat bereits im Jahre 1872 in dem 372 m tiefen Bohrloch von Neuffen in Württemberg Anwendung gefunden.

zu beseitigen, daß man die Meßinstrumente etwa an einem dünnen Metalldraht vor den Beobachtungsort hinabsenkt. Diese Maßregel ist bei Schladebach und Sennewitz sowie bei allen früheren Messungen vernachlässigt, dagegen in dem Bohrloch zu Sulz am Neckar¹⁾ neuerdings mit gutem Erfolg zur Anwendung gebracht worden.

Bei den vorliegenden Untersuchungen ließen sich auch diese Fehler, ohne die Konsistenz des Bohrlochs zu gefährden, nicht beseitigen. Das Bohrloch war vielmehr bei Ausführung der Messungen bis zu einer Teufe von 2089 m verrohrt.

Auch hier ist zu bemerken, daß bei der gleichzeitigen Vornahme der Messungen zwar der absolute Wert der Temperaturangaben, nicht aber ihre relative Zunahme beeinflusst erscheint.

Die Thermometer selbst sind natürlich vor dem im Bohrloch herrschenden Wasserdruck hinreichend zu schützen, damit die Glasgefäße nicht zusammengepreßt und so ganz falsche Ablesungen hervorgerufen werden. Diesem Zweck haben die oben erwähnten Stahlhülsen in ausgezeichnete Weise genügt. Nur in wenigen Fällen war der Quecksilberfaden durch Eindringen von Luft oder Wasser zerrissen. Der Fehler mag aber eher auf ein Versehen bei der Füllung als auf unzureichende Widerstandsfähigkeit der Hülsen zurückzuführen sein, da sich in diesem Falle dieselbe Erscheinung auch bei den übrigen mit dem fehlerhaften Apparat zusammen eingeschlossenen Instrumenten hätte zeigen müssen. Bei den Schladebacher Messungen hat man auch solche Apparate nach Möglichkeit zu verwerten gesucht. Da aber, wie KOEBRICH²⁾ selbst zugibt, ihren Werten stets eine gewisse Unsicherheit anhaften muß, sind bei den vorliegenden Messungen derartig beschädigte Instrumente von den weiteren Berechnungen grundsätzlich ausgeschlossen worden.

Beim Gebrauch der Überlaufthermometer tritt noch eine

¹⁾ F. BRAUN und K. WAITZ, Jahresh. des Vereins für Nat. in Württemberg 48, 1892, S. 1 ff.

²⁾ a. a. O. S. 177.

andere Fehlerquelle in Erscheinung, deren Wirkung niemals mit vollkommener Sicherheit ausgeschaltet werden kann.

Das aus der Röhrenöffnung frei austretende Quecksilber fließt nämlich nicht kontinuierlich ab, sondern bleibt vermöge seiner Kohäsion so lange als Tropfen haften, bis bei zunehmender Größe des Tropfens die Schwerkraft das Übergewicht erhält. Je kleiner die Haftfläche, d. h. der Querschnitt des Röhrchens, je glatter der Rand der Ausflußöffnung, je größere Neigung die Endfläche des Glaskörpers besitzt, um so eher wird dieser Zustand eintreten. Die Konstruktion der benutzten Thermometer hat diesen Momenten zwar nach Möglichkeit Rechnung getragen, doch war, vom Austritt des Quecksilbers an gerechnet, immerhin eine Erwärmung von durchschnittlich 2—30 C, in einem Fall von 120, in einem andern gar eine solche von 170 C notwendig, um den Tropfen zum Abfallen zu bringen.

Daraus ergeben sich für die Genauigkeit der Ablesung schwer zu beseitigende Schwierigkeiten. Es ist nicht anzunehmen, daß im Moment des Aufholens der Quecksilberfaden stets gerade die Ausflußöffnung erreicht hat oder daß die Tropfenbildung soweit vorgeschritten ist, daß im nächsten Augenblick ein Abfallen stattfinden würde. Vielmehr wird bei jeder Bestimmung, wenn das Instrument die Temperatur der Umgebung angenommen hat, ein größerer oder kleinerer Tropfen herausragen, der sich wieder in die Röhre zurückzieht, wenn das Thermometer beim Heraufholen in kältere Schichten kommt.

Es fragt sich nun, welcher Zustand bei der Temperaturermittlung über Tage der Ablesung zugrunde gelegt werden soll. — Der Moment des Tropfenabfallens erwies sich in jedem Falle als unbrauchbar, da die betreffenden Werte gegenüber den Maximumthermometern viel zu hoch erschienen, unter sich an ein und derselben Beobachtungsstelle auch gar zu stark variierten. Aus demselben Grunde mußte darauf verzichtet werden, einen mittleren Zustand zwischen Austritt und Abtropfen für die Berechnungen zu wählen. Den Angaben der gleichzeitig an derselben Beobachtungsstelle eingelassenen Maximumthermometer am nächsten

kommen die Zahlen, die bei dem Moment des Austritts notiert wurden. Allerdings zeigen sich auch hier stellenweise nicht unerhebliche Abweichungen, sowohl im Vergleich mit den Maximumthermometern, die durchweg etwas niedriger anzeigten, als auch bei den Überlaufthermometern unter sich. Diese Abweichungen finden ihre Erklärung in den Verschiedenheiten des Röhrenquerschnitts usw. Zum Ausgleich wurden an derselben Beobachtungsstelle gleichzeitig mehrere Thermometer verwendet und aus sämtlichen gemessenen Temperaturzahlen die Mittelwerte genommen. Auf diese Weise ergaben sich Werte, die, wenn auch nicht absolut sicher, so doch in der Reihe durchaus brauchbar erscheinen.

Die im Verhältnis zu der großen Tiefe des Bohrlochs geringe Anzahl von Thermometerhülsen machte es notwendig, in zwei Abschnitten des Bohrprofils zu messen. In jeder Hälfte wurden 2 Beobachtungsreihen aufgestellt, zuerst für die untere Hälfte, von 1127 m ab, dann in Tiefen darüber.

Am 16. März wurden 77 Überlaufthermometer und 8 Maximalthermometer in 36 Hülsen niedergelassen, die in Abständen von rd. 30 m dem Bohrgestänge eingefügt wurden. Die Beobachtungszeit wurde zunächst auf 9 Stunden bemessen. Bei dem zweiten, am 18. März begonnenen Versuch, der gleich dem ersten in der unteren Hälfte des Bohrlochs vorgenommen wurde, blieben die Apparate in gleicher Anzahl 83 Stunden an denselben Beobachtungsorten. Ein genauer Vergleich der ermittelten Zahlen führte zu dem Ergebnis, daß nennenswerte Unterschiede, die in der Länge der Beobachtungszeit begründet sein konnten, zwischen beiden Reihen nicht vorlagen, daß eine Zeit von 9 Stunden also völlig genügt, um den Thermometern die Temperatur der Umgebung mitzuteilen. Gleichwohl wurden, um jeden Fehler in dieser Hinsicht auszuschließen, den Messungen in der oberen Hälfte weitaus längere Beobachtungszeiten, nämlich 37 bzw. 36 Stunden, zugrunde gelegt. Die erste dieser Messungen begann am 22., die zweite am 24. März und war am 26. beendet.

Tabelle der Temperaturbeobachtungen.

Die eingeklammerten Werte stammen von beschädigten Instrumenten und wurden von den Berechnungen ausgeschlossen.

| Nr. | Teufe m | Nummer der Thermometer | 1. Messung | | | Nummer der Thermometer | 2. Messung | | | Gesamt- mittel |
|-----|------------|---------------------------|---------------|-------------|--------|---------------------------|---------------|-------------|--------|-------------------|
| | | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | |
| 1 | 14,10 | 1 | 25,8 | 32,6 | 25,8 | | | | (25,8) | |
| | | 2 | 24,2 | 29,8 | | | | | | |
| | | 3 | 27,5 | 32,4 | | | | | | |
| 2 | 45,45 | 1 | 29,6 | 35,2 | 28,8 | | | | (28,8) | |
| | | 2 | 31,9 | 33,6 | | | | | | |
| | | 3 | 24,8 | 33,4 | | | | | | |
| | | 4 | 29,0 | 36,2 | | | | | | |
| 3 | 76,80 | 1 | 30,0 | 37,8 | 35,2 | | | | (35,2) | |
| | | 2 | 35,4 | 40,8 | | | | | | |
| | | 3 | 35,2 | 38,8 | | | | | | |
| | | 4 | 40,1 | 42,6 | | | | | | |
| 4 | 108,15 | 1 | 34,2 | 39,6 | 29,5 | 1 | 19,8 | 22,6 | 23,5 | (26,5) |
| | | 2 | 22,7 | 29,2 | | 2 | 20,4 | 24,4 | | |
| | | 3 | 32,1 | 34,8 | | 3 | 30,2 | 32,6 | | |
| | | 4 | 29,0 | 34,8 | | | | | | |
| 5 | 139,50 | 1 | 22,0 | 27,8 | 22,0 | 1 | 21,0 | 25,6 | 22,3 | (22,2) |
| | | 2 | 23,0 | 26,8 | | 2 | 21,2 | 27,8 | | |
| | | 3 | 21,0 | 27,4 | | 3 | 24,6 | 30,2 | | |
| | | 4 | 21,9 | 27,6 | | 4 | 22,2 | 30,4 | | |
| 6 | 170,85 | 1 | 26,0 | 29,6 | 24,7 | 1 | (24,4 | 28,6) | 24,5 | (24,6) |
| | | 2 | 23,4 | 28,4 | | 2 | (24,9 | 29,2) | | |
| | | 3 | 24,8 | 32,2 | | 3 | 23,0 | 26,6 | | |
| | | 4 | 24,7 | 26,4 | | 4 | 25,9 | 28,2 | | |
| 7 | 202,20 | 1 | 26,3 | 29,0 | 25,1 | 1 | 26,7 | 31,4 | 25,5 | (25,3) |
| | | 2 | 25,0 | 29,3 | | 2 | 22,9 | 25,0 | | |
| | | 3 | 23,3 | 25,4 | | 3 | 25,9 | 28,2 | | |
| | | 4 | 25,7 | 27,2 | | 4 | 26,5 | 29,4 | | |
| 8 | 233,55 | 1 | 25,9 | 26,8 | 26,1 | 1 | 20,8 | 21,5 | 20,7 | (23,4) |
| | | 2 | 24,0 | 25,6 | | 2 | 19,4 | 22,0 | | |
| | | 3 | 24,5 | 26,6 | | 3 | 17,8 | 20,8 | | |
| | | 4 | 29,8 | 31,0 | | 4 | 24,6 | 25,2 | | |

| Nr. | Teufe m | Nummer der Thermometer | 1. Messung | | | Nummer der Thermometer | 2. Messung | | | Gesamt- mittel |
|-----|------------|---------------------------|---------------|-------------|--------|---------------------------|---------------|-------------|--------|-------------------|
| | | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | |
| 9 | 264,90 | 1 | 27,2 | 30,8 | 26,5 | 1 | 22,3 | 25,8 | 22,5 | (24,5) |
| | | 2 | 26,9 | 29,8 | | 2 | 21,0 | 21,4 | | |
| | | 3 | 26,1 | 29,8 | | 3 | 23,0 | 24,8 | | |
| | | 4 | 25,7 | 27,8 | | 4 | 23,8 | 24,8 | | |
| 10 | 296,25 | 1 | 22,4 | 24,8 | 23,2 | 1 | 24,9 | 26,4 | 22,6 | 22,9 |
| | | 2 | 24,5 | 29,6 | | 2 | 21,6 | 23,8 | | |
| | | 3 | 23,9 | 29,2 | | 3 | 21,1 | 23,2 | | |
| | | 4 | 21,9 | 27,0 | | 4 | 22,8 | 23,8 | | |
| 11 | 327,34 | 1 | 24,1 | 29,8 | 23,6 | 1 | 23,6 | 24,4 | 22,6 | 23,1 |
| | | 2 | (18,4 | 22,2) | | 2 | 23,3 | 24,0 | | |
| | | 3 | 23,0 | 28,4 | | 3 | 22,2 | 22,8 | | |
| | | 4 | | | | 4 | 21,4 | 22,0 | | |
| 12 | 358,12 | 1 | 23,9 | 27,6 | 23,5 | 1 | 27,0 | 32,8 | 23,9 | 23,7 |
| | | 2 | (18,0 | —) | | 2 | 22,1 | 25,0 | | |
| | | 3 | 23,0 | 25,4 | | 3 | 27,1 | 34,6 | | |
| | | 4 | | | | 4 | 19,4 | 21,0 | | |
| 13 | 389,00 | 1 | (21,1 | 23,0) | 23,9 | 1 | 23,6 | 24,2 | 24,9 | 24,4 |
| | | 2 | 24,2 | 28,8 | | 2 | 26,3 | 27,2 | | |
| | | 3 | 23,6 | 27,0 | | 3 | 22,4 | 22,8 | | |
| | | 4 | | | | 4 | 25,4 | 25,8 | | |
| 14 | 419,66 | 1 | (19,6 | 29,8) | 24,7 | 1 | 25,7 | 27,6 | 24,6 | 24,7 |
| | | 2 | (19,2 | 22,6) | | 2 | 24,9 | 27,4 | | |
| | | 3 | 24,7 | 30,6 | | 3 | 23,2 | 23,8 | | |
| 15 | 450,53 | 1 | 24,9 | 27,6 | 25,4 | 1 | (15,9 | 17,8) | 24,8 | 25,1 |
| | | 2 | 26,5 | 32,0 | | 2 | 25,4 | 29,0 | | |
| | | 3 | 24,8 | 25,6 | | 3 | 24,2 | 28,8 | | |
| 16 | 481,45 | 1 | 26,9 | 27,4 | 26,3 | 1 | 25,9 | 27,0 | 26,1 | 26,2 |
| | | 2 | 25,7 | 26,5 | | 2 | 26,4 | 29,6 | | |
| | | 3 | | | | 3 | 25,9 | 27,2 | | |
| 17 | 512,39 | 1 | 24,3 | 28,6 | 25,9 | 1 | 28,1 | 32,8 | 26,8 | 26,4 |
| | | 2 | 25,0 | 31,2 | | 2 | 25,4 | 29,0 | | |
| | | 3 | 28,5 | 37,8 | | 3 | (22,1 | 24,8) | | |

| Nr. | Teufe m | Nummer der Thermometer | 1. Messung | | | Nummer der Thermometer | 2. Messung | | | Gesamt- mittel |
|-----|------------|---------------------------|---------------|-------------|--------|---------------------------|---------------|-------------|--------|-------------------|
| | | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | |
| 18 | 543,36 | 1 | 27,1 | 32,2 | 26,7 | 1 | (20,2 | 22,0) | 26,9 | 26,8 |
| | | 2 | 29,3 | 31,4 | | 2 | 28,4 | 35,6 | | |
| | | 3 | 21,5 | 25,6 | | 3 | 25,4 | 26,2 | | |
| 19 | 574,13 | 1 | 29,3 | 30,0 | 28,5 | 1 | 27,0 | 29,8 | 27,2 | 27,8 |
| | | 2 | 26,0 | 27,8 | | 2 | 27,3 | 33,6 | | |
| | | 3 | 30,2 | 33,4 | | | | | | |
| 20 | 605,07 | 1 | 30,4 | 31,8 | 28,2 | 1 | 24,1 | 25,6 | 28,0 | 28,1 |
| | | 2 | 26,0 | 26,9 | | 2 | 30,2 | 33,8 | | |
| | | 3 | 25,8 | 27,2 | | 3 | 29,8 | 32,4 | | |
| 21 | 640,78 | 1 | 29,8 | 37,6 | 29,8 | 1 | 29,0 | 29,6 | 29,6 | 29,7 |
| | | | | | | 2 | 29,4 | 32,2 | | |
| | | | | | | 3 | 30,5 | 32,6 | | |
| 22 | 671,42 | 1 | 31,6 | 36,2 | 31,6 | 1 | 29,3 | 31,3 | 30,3 | 30,9 |
| | | | | | | 2 | 28,9 | 29,8 | | |
| | | | | | | 3 | 32,7 | 37,9 | | |
| 23 | 701,19 | 1 | 30,6 | 37,2 | 30,6 | 1 | 29,4 | 31,4 | 30,3 | 30,5 |
| | | | | | | 2 | 28,9 | 32,4 | | |
| | | | | | | 3 | 32,7 | 35,6 | | |
| 24 | 730,72 | 1 | 30,0 | 35,6 | 30,0 | 1 | Max.* | | 28,3 | 29,1 |
| 25 | 760,91 | 1 | 30,0 | 36,8 | 30,0 | 1 | » | | 29,6 | 29,8 |
| 26 | 790,42 | 1 | 31,4 | 35,6 | 31,4 | 1 | » | | 30,6 | 31,0 |
| 27 | 821,11 | 1 | 31,6 | 37,0 | 31,6 | 1 | » | | 31,8 | 31,7 |
| 28 | 851,81 | 1 | 32,1 | 42,8 | 32,1 | 1 | » | | 33,0 | 32,6 |
| 29 | 882,51 | 1 | Max.* | | 32,5 | 1 | 34,2 | 40,0 | 34,2 | 33,4 |
| 30 | 913,07 | 1 | » | | 35,5 | 1 | 35,6 | 52,2 | 35,6 | 35,6 |
| 31 | 943,78 | 1 | » | | 36,4 | 1 | 37,2 | 41,8 | 37,2 | 36,8 |
| 32 | 974,47 | 1 | » | | 37,4 | 1 | 39,8 | 45,2 | 39,8 | 38,6 |
| 33 | 1005,15 | 1 | » | | 40,0 | 1 | 40,0 | 44,4 | 40,0 | 40,0 |
| 34 | 1035,82 | 1 | » | | 41,1 | 1 | 42,4 | 52,4 | 42,4 | 41,8 |
| 35 | 1066,52 | 1 | » | | 39,9 | 1 | 45,0 | 54,4 | 45,0 | 42,5 |
| 36 | 1097,21 | 1 | | | 43,8 | 1 | 46,0 | 55,8 | 46,0 | 44,9 |
| | 1097,97 | 2 | 48,6 | 52,4 | 48,6 | | | | | |

| Nr. | Teufe m | Nummer der Thermometer | 1. Messung | | | Nummer der Thermometer | 2. Messung | | | Gesamt- mittel |
|-----|------------|---------------------------|---------------|-------------|--------|---------------------------|---------------|-------------|--------|-------------------|
| | | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | |
| 37 | 1127,21 | 1 | 48,1 | 50,2 | 47,6 | 1 | 48,2 | 50,8 | 47,4 | 47,5 |
| | | 2 | 47,0 | 50,4 | | 2 | 47,0 | 51,6 | | |
| | | 3 | 47,7 | 49,3 | | 3 | 47,1 | 49,1 | | |
| 38 | 1158,56 | 1 | 50,4 | 54,1 | 50,0 | 1 | 50,6 | 55,8 | 49,9 | 49,9 |
| | | 2 | 49,8 | 52,9 | | 2 | 50,7 | 52,1 | | |
| | | 3 | (53,9 | 58,9) | | 3 | 48,0 | 54,8 | | |
| | | 4 | 49,8 | 52,3 | | 4 | 50,2 | 54,0 | | |
| 39 | 1189,91 | 1 | 53,4 | 54,9 | 54,5 | 1 | 48,6 | 53,8 | 51,8 | 53,3 |
| | | 2 | 54,0 | 55,8 | | 2 | 50,4 | 56,4 | | |
| | | 3 | 54,9 | 57,9 | | 3 | 53,0 | 61,4 | | |
| | | 4 | 56,6 | 59,0 | | 4 | 55,0 | 59,0 | | |
| 40 | 1220,96 | 1 | 57,4 | 59,4 | 56,6 | 1 | 58,8 | 65,2 | 58,0 | 57,3 |
| | | 2 | 58,1 | 59,2 | | 2 | 60,8 | 62,8 | | |
| | | 3 | 56,0 | 59,1 | | 3 | 58,4 | 61,6 | | |
| | | 4 | 53,9 | 56,0 | | 4 | 54,1 | 56,6 | | |
| 41 | 1252,31 | 1 | 57,9 | 64,8 | 60,0 | 1 | 57,8 | 70,3 | 59,3 | 59,6 |
| | | 2 | 62,3 | 65,6 | | 2 | 63,2 | 65,4 | | |
| | | 3 | 60,4 | 65,3 | | 3 | 58,4 | 60,8 | | |
| | | 4 | 59,4 | 62,0 | | 4 | 57,8 | 64,6 | | |
| 42 | 1283,66 | 1 | 60,9 | 64,0 | 61,1 | 1 | 60,8 | 64,8 | 59,7 | 60,4 |
| | | 2 | 59,8 | 65,0 | | 2 | 59,2 | 71,2 | | |
| | | 3 | 61,3 | 62,4 | | 3 | 60,6 | 63,2 | | |
| | | 4 | 62,2 | 63,3 | | 4 | 58,2 | 66,8 | | |
| 43 | 1315,01 | 1 | 62,2 | 65,1 | 63,2 | 1 | 58,0 | 61,0 | 60,3 | 61,7 |
| | | 2 | 62,8 | 64,2 | | 2 | 61,8 | 63,6 | | |
| | | 3 | 63,9 | 65,9 | | 3 | 62,4 | 63,4 | | |
| | | 4 | 63,9 | 66,3 | | 4 | 59,2 | 61,0 | | |
| 44 | 1346,36 | 1 | 63,0 | 65,4 | 63,5 | 1 | 58,4 | 62,2 | 61,5 | 62,5 |
| | | 2 | 64,6 | 68,7 | | 2 | 3,0 | 68,8 | | |
| | | 3 | 62,9 | 65,8 | | 3 | 64,8 | 69,3 | | |
| | | 4 | (58,4 | 63,9) | | 4 | 60,0 | 64,2 | | |

| Nr. | Teufe m | Nummer der Thermometer | 1. Messung | | | Nummer der Thermometer | 2. Messung | | | Gesamt- mittel |
|-----|------------|---------------------------|---------------|-------------|--------|---------------------------|---------------|-------------|--------|-------------------|
| | | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | |
| 45 | 1377,71 | 1 | 63,9 | 66,3 | 65,3 | 1 | 61,4 | 63,4 | 60,2 | 62,8 |
| | | 2 | 64,2 | 65,4 | | 2 | 60,8 | 64,4 | | |
| | | 3 | 65,9 | 68,0 | | 3 | 60,2 | 62,4 | | |
| | | 4 | 66,2 | 70,1 | | 4 | 58,2 | 61,6 | | |
| 46 | 1409,06 | 1 | 65,0 | 68,1 | 65,4 | 1 | 59,4 | 62,8 | 62,3 | 63,8 |
| | | 2 | 65,8 | 68,2 | | 2 | 63,0 | 67,0 | | |
| | | 3 | 64,8 | 67,3 | | 3 | 61,4 | 69,6 | | |
| | | 4 | 66,1 | 68,0 | | 4 | 65,4 | 67,6 | | |
| 47 | 1440,15 | 1 | 65,9 | 69,5 | 66,6 | 1 | 65,0 | 69,4 | 63,1 | 64,9 |
| | | 2 | 64,9 | 67,0 | | 2 | 60,8 | 64,8 | | |
| | | 3 | 66,8 | 69,0 | | 3 | 65,4 | 65,8 | | |
| | | 4 | 68,8 | 71,4 | | 4 | 61,2 | 68,8 | | |
| 48 | 1470,93 | 1 | 66,9 | 71,5 | 67,8 | 1 | 65,2 | 69,2 | 65,2 | 66,5 |
| | | 2 | 67,8 | 70,3 | | 2 | 65,6 | 70,1 | | |
| | | 3 | 68,9 | 70,6 | | 3 | 64,8 | 68,1 | | |
| | | 4 | 67,7 | 69,7 | | 4 | 65,2 | 66,7 | | |
| 49 | 1501,82 | 1 | 67,6 | 69,1 | 68,8 | 1 | 65,6 | 68,4 | 65,4 | 67,1 |
| | | 2 | 69,2 | 70,3 | | 2 | 64,6 | 67,6 | | |
| | | 3 | 69,5 | 71,2 | | 3 | 66,0 | 72,8 | | |
| 50 | 1532,47 | 1 | 67,8 | 70,1 | 68,9 | 1 | 66,4 | 68,2 | 66,4 | 67,7 |
| | | 2 | 68,8 | 70,2 | | 2 | 66,0 | 69,8 | | |
| | | 3 | 70,1 | 71,9 | | 3 | 67,0 | 69,8 | | |
| 51 | 1563,34 | 1 | 69,4 | 71,2 | 70,0 | 1 | 68,2 | 74,6 | 68,1 | 69,1 |
| | | 2 | 70,4 | 71,8 | | 2 | 64,8 | 77,4 | | |
| | | 3 | 70,2 | 71,8 | | 3 | 71,2 | 74,6 | | |
| 52 | 1594,26 | 1 | 72,0 | 74,1 | 72,3 | 1 | 72,2 | 83,8 | 68,7 | 70,5 |
| | | 2 | 71,8 | 72,9 | | 2 | 68,0 | 71,6 | | |
| | | 3 | 73,2 | 75,0 | | 3 | 65,8 | 73,0 | | |
| 53 | 1625,20 | 1 | 73,8 | 74,3 | 74,2 | 1 | 72,0 | 74,0 | 71,3 | 72,8 |
| | | 2 | 74,3 | 75,6 | | 2 | 71,2 | 73,6 | | |
| | | 3 | 74,5 | 75,5 | | 3 | 71,2 | 74,8 | | |

| Nr. | Tiefe m | Nummer der Thermometer | 1. Messung | | | Nummer der Thermometer | 2. Messung | | | Gesamt- mittel |
|-----|------------|---------------------------|---------------|-------------|--------|---------------------------|---------------|-------------|--------|-------------------|
| | | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | | Aus- tritt | Ab- fall | Mittel | |
| 54 | 1656,17 | 1 | 73,1 | 73,9 | 74,7 | 1 | 70,4 | 73,6 | 71,7 | 73,2 |
| | | 2 | 74,9 | 76,0 | | 2 | 73,0 | 83,2 | | |
| | | 3 | 76,9 | 78,1 | | 3 | 71,6 | 77,4 | | |
| 55 | 1686,94 | 1 | 74,5 | 76,4 | 74,9 | 1 | 76,2 | 80,0 | 74,3 | 74,6 |
| | | 2 | 75,3 | 77,0 | | 2 | 72,4 | 80,8 | | |
| | | 3 | 74,9 | 78,1 | | 3 | (75,0 | —) | | |
| 56 | 1717,88 | 1 | 73,8 | 76,1 | 73,7 | 1 | 70,6 | 80,0 | 71,6 | 72,7 |
| | | 2 | 73,1 | 74,9 | | 2 | 71,6 | 82,2 | | |
| | | 3 | 74,2 | 76,4 | | 3 | 72,6 | 80,6 | | |
| 57 | 1753,59 | 1 | 76,4 | 79,4 | 76,4 | 1 | 76,5 | 80,6 | 76,5 | 76,5 |
| 58 | 1784,23 | 1 | 74,1 | 76,3 | 74,1 | 1 | 74,0 | 79,4 | 74,0 | 74,1 |
| 59 | 1814,00 | 1 | (69,4 | 77,0) | — | 1 | 77,2 | 82,4 | 77,2 | 77,2 |
| 60 | 1843,53 | 1 | 77,1 | 81,3 | 77,1 | 1 | 77,2 | 83,2 | 77,2 | 77,2 |
| 61 | 1873,72 | 1 | 78,1 | 80,0 | 78,1 | 1 | 78,6 | 82,2 | 78,6 | 78,4 |
| 62 | 1903,23 | 1 | 78,8 | 81,4 | 78,8 | 1 | 79,6 | 87,2 | 79,6 | 79,2 |
| 63 | 1933,92 | 1 | 78,8 | 79,8 | 78,8 | 1 | 74,4 | 81,4 | 74,4 | 76,6 |
| 64 | 1964,62 | 1 | 76,2 | 79,0 | 76,2 | 1 | 80,8 | 85,0 | 80,8 | 78,5 |
| 65 | 1995,32 | 1 | Max. 1) | | 78,1 | 1 | Max. 1) | | 78,2 | 78,2 |
| 66 | 2025,88 | 1 | » | | 78,5 | 1 | » | | 79,1 | 78,8 |
| 67 | 2056,57 | 1 | » | | 79,5 | 1 | » | | 79,8 | 79,7 |
| 68 | 2087,26 | 1 | » | | 78,8 | 1 | » | (75,6) | | 78,8 |
| 69 | 2127,94 | 1 | » | | 79,8 | 1 | » | | 81,8 | 80,8 |
| 70 | 2158,61 | 1 | » | | 81,7 | 1 | » | | 82,3 | 82,0 |
| 71 | 2189,31 | 1 | » | | 83,2 | 1 | » | | 81,9 | 82,6 |
| 72 | 2220,00 | 1 | » | | (78,5) | 1 | » | | 83,4 | 83,4 |
| 72a | 2221,00 | 1 | | | | 1 | (85,0 | 88,8) | (85,0) | — |

1) Bei einer nachträglichen Genauigkeitsprüfung, die Herr Geh. Bergrat Prof. Dr. JENTZSCH nach Abschluß unserer Beobachtungen für die Temperaturmessungen im Bohrloch Schubin in der Physikalisch-Technischen Reichsanstalt veranlaßt und uns freundlichst mitgeteilt hat, ergaben sich für die Maximumthermometer folgende Korrekturen:

bei 0° — 0,2 bis + 0,2
 » 20° — 0,1 » + 0,0
 » 40° — 0,2 » + 0,0
 » 60° — 0,2 » — 0,1
 » 80° — 0,3 » + 0,0
 » 100° — 0,4 » + 0,1.

In der vorstehenden Tabelle sind sämtliche Beobachtungsergebnisse zusammengestellt. Die erste Zahl jeder Beobachtungsreihe bezieht sich auf den Moment, wo der Quecksilberfaden die Ausflußöffnung gerade erreichte (»Austritt«), die zweite gibt die beim Abfallen des Tropfens notierte Temperatur an (»Abfall«). Der Unterschied zwischen beiden Zahlen ist in allen Teufen außerordentlich schwankend, desgleichen der absolute Wert der »Abfall«-Zahlen an der gleichen Beobachtungsstation. Dieser Übelstand zusammen mit der durch gleichzeitige Verwendung von Maximumthermometern festgestellten Tatsache, daß die Überlaufzahlen durchschnittlich viel zu hoch sind, ließen den Moment des Tropfenabfalls für die Ablesung als ungeeignet erscheinen. Das in der dritten Spalte jeder Reihe aufgeführte »Mittel« bezieht sich daher allein auf den Augenblick des Austritts. Das »Gesamtmittel« stellt den aus beiden Beobachtungsreihen gewonnenen Mittelwert dar.

Den Zahlen liegen stets nur die direkten Messungen zugrunde. Die im Bohrloch herrschenden besonderen Druckverhältnisse hätten, streng genommen, eine Korrektur erforderlich gemacht. Da aber mit Rücksicht auf die übrigen Fehlerquellen, deren vollkommene Aufhebung niemals gelingen kann, von vornherein auf Ermittlung absolut richtiger Einzelwerte verzichtet wurde, konnten jene besonderen physikalischen Verhältnisse, ohne das allgemeine Bild der Temperaturzunahme zu stören, unberücksichtigt bleiben.

Bei den oberen 9 Stationen fällt in den Temperaturangaben eine vollkommene Regellosigkeit auf, die sich in enormen Abweichungen zwischen beiden Reihen sowohl wie innerhalb derselben Reihe an einer und derselben Beobachtungsstelle bemerkbar macht. Hier hat zweifellos die Wasserströmung einen störenden Einfluß ausgeübt. In diesen oberen Teufen nämlich besaß das engste Wandungsrohr noch einen Durchmesser von 120 mm, so daß zwischen ihm und dem Bohrgestänge (etwa 70 mm) eine lebhafte Zirkulation stattfinden konnte. Bei 250 m etwa begann dann eine engere Verrohrung, die dem Wasser nur geringen Raum ließ, und gleichzeitig, fortlaufend erst von 300 m an, stellt sich auch eine konstante Zunahme der Temperaturen ein. Die Zunahme vollzieht

sich indessen nicht durchaus regelmäßig, vorübergehend wird stellenweise sogar ein geringer Rückgang beobachtet. Derartige Unregelmäßigkeiten dürften in vielen Fällen wohl ihren Grund in der Unzuverlässigkeit der Instrumente haben, zum Teil auch auf die Beschaffenheit des Gesteins und sein Verhalten gegenüber der Wärme zurückzuführen sein.

Solquellen und Kohlenbänke.

In dem Bohrloch wurden verschiedene Solquellen angeschlagen und zwar mit folgenden Gehalten von Sole:

| | | | |
|--------------------|---|----|---------|
| bei 527,82 m Teufe | = | 10 | % |
| » 1026,00 » | » | = | 16,46 » |
| » 1841,00 » | » | = | 9 » |
| » 2032,00 » | » | = | 12 » |

Aus den Temperaturbeobachtungen läßt sich nicht erschen, daß diese Zuflüsse die Temperaturverhältnisse in irgend einer Beziehung beeinflußt haben.

Anders scheint sich aber die Einwirkung mancher Kohlenbänke auf die Tiefentemperatur zu äußern.

Im Bohrloch Czuchow ist das Steinkohlengebirge bereits in einer Teufe von 115 m unter der Tagesoberfläche angetroffen worden.

Die Mächtigkeit der überlagernden Tertiärschichten betrug 90 m, die der diluvialen 25 m.

Im Steinkohlengebirge wurden insgesamt 163 Kohlenbänke durchbohrt, von denen 25 auf die Schichten der Randgruppe, die übrigen auf die Mulden- und Sattelgruppe entfallen. Die Basis der letzteren liegt in 1760 m Teufe. Sowohl in den zur Sattel- wie in den zur Muldengruppe gehörigen Schichten treten stärkere Flöze auf.

Namentlich in der Nachbarschaft der zu der ersteren gehörigen Flöze finden sich Steigerungen in den Temperaturzahlen, die kaum mit zufälligen Erscheinungen erklärt werden können.

Dem bei 1760 m erbohrten 3,44 m-Flöz entspricht z. B. eine Temperaturzahl von

76,50.

Die nächsttiefere Zahl in einer Sandsteinpartie beträgt 74,1^o, also 2^o weniger, die vorhergehende 72,7^o.

Überhaupt zeigt es sich als Regel, daß die Sandsteine relativ niedrigere Temperaturzahlen aufweisen als die mit Kohlenbänken durchsetzten Schiefertone. Das bei 1690 m Teufe erbohrte Flöz von 6,32 m Kohle zeigt als nächstentsprechenden Temperaturwert die Zahl von 74,6^o. Die vorangehende Ziffer ist 73,2^o, die nächstfolgende 72,7^o.

Diese Beobachtungen ermöglichen wohl den Schluß, daß die Eigenwärme der Flöze und ihres unmittelbaren Hangenden und Liegenden eine größere ist als diejenige der Zwischenschichten.

Leider gestatteten die Gesteinsverhältnisse nicht, die Thermometerhülsen genau in die entsprechenden Flöztiefen zu bringen; es müssen daher die angeführten Beispiele genügen, in denen diese Vorbedingungen wenigstens ungefähr gegeben sind.

Im allgemeinen hat die Untersuchung eine neue Bestätigung geliefert für die Annahme einer gleichmäßigen, nicht verlangsamten Zunahme der Temperatur mit steigender Tiefe.

Die geothermische Tiefenstufe berechnet sich aus den Endwerten der Reihe auf 31,80 m, steht also mit früheren¹⁾ Messungen in gutem Einklang.

Für das Bohrloch Paruschowitz V war durch HENRICH²⁾ eine solche von 31,82 m rechnerisch ermittelt worden. Die beiden Bohrlöcher, welche wenig über 10 km voneinander entfernt sind, weisen sonst hinsichtlich ihrer wechselnden Gesteinszusammensetzung und in ihren zahlreichen Kohlenbänken überaus ähnliche Verhältnisse auf, welche die auffällige Übereinstimmung in den Temperaturzahlen erklärlich machen.

¹⁾ Vergl. THIENE, Temperatur und Zustand des Erdinnern. Jena 1907. S. 38 ff. JACZEWSKI, Über das Thermische Regime der Erdoberfläche. Mitteil. der Kais. russ. mineral. Gesellschaft. 1905, S. 254 ff.

²⁾ HENRICH, Über die Temperaturverhältnisse in dem Bohrloch Paruschowitz V. Zeitschrift f. prakt. Geologie 1905, S. 316 ff.

Berlin, den 26. April 1910.

Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg.

Von Herrn **O. v. Linstow** in Berlin.

Hierzu Tafel 1.

Für die Herkunft der an zahlreichen Stellen Mitteldeutschlands oberflächlich noch heute vorhandenen Salzlösungen — meist durch eine ausgesprochene Salzflora nachgewiesen — gibt es eine ganze Reihe von Erklärungsversuchen.

Eine ältere Theorie sieht in diesen Salzstellen die letzten Reste eines früheren, allmählich verdunstenden Diluvialmeeres. Vom botanischen Standpunkt ist hiergegen einzuwenden, daß es sich bei diesen Vorkommen niemals um eine Küstenflora, sondern stets um eine Binnenflora handelt, ferner müßten diese Stellen größere zusammenhängende Gebiete umfassen und nicht, wie es fast ausnahmslos der Fall ist, räumlich eng umschriebene Flecke. Von Seiten der Geologie ist daran zu erinnern, daß es ein derartiges Diluvialmeer in Mitteldeutschland niemals gegeben hat, die Drifttheorie ist längst durch die Glazialtheorie endgültig abgelöst worden.

Andere Forscher haben gemeint, die Salzflora in Mitteldeutschland sei als ein Rest einer umfangreichen, auch Salzpflanzen aufweisenden Steppenflora aufzufassen.

Wenn auch zugegeben werden muß, daß nach der diluvialen Inlandeisbedeckung größere Gebiete Deutschlands lange Zeit Steppencharakter besessen haben, so folgte doch allmählich auf die Steppenflora die Waldperiode, und die heutige Salzflora trägt zudem durchaus nicht den Charakter einer Steppenflora.

Für das Sand- und Lößgebiet Persiens und für die Pussta von Ungarn leitet TIETZE¹⁾ den Salzgehalt aus der Zersetzung der leichtlöslichen Silikate (vor allem unter Einfluß der Kohlensäure) des umgelagerten trachytischen Materiales ab. Die Zersetzungsprodukte, Steinsalz usw. wurden dann fortgeführt und an anderen Orten in Mulden wieder abgelagert.

ASCHERSON²⁾ führt den Salzgehalt auf Quellen zurück, die den in geringer Tiefe liegenden salzführenden Schichten des Zechsteins oder anderen salzführenden Sedimenten entstammen. Er denkt sich die Zuführungskanäle etwa wie die Adern im menschlichen Körper, die sich gabeln und vielfach teilen, und erklärt auf diese Weise die geringe Lötigkeit der Solen.

So einfach und verlockend diese Theorie auch ist, so stößt sie doch bei genauerer Betrachtung der geologischen Verhältnisse auf nicht unerhebliche Schwierigkeiten.

Beschränken wir uns zunächst auf Anhalt und die Gegend von Magdeburg, so hat hier die besonders in den letzten Jahren intensiv einsetzende geologische Untersuchung Folgendes über die Zusammensetzung des Untergrundes ergeben.

Das Gebiet um Magdeburg wird in breiter Fläche von einem hercynisch streichenden alten Horst durchzogen, der aus Paläozoicum und seinen Eruptivgesteinen (vor allem Porphyren) besteht. Nach Südosten zu verbreitert er sich ganz erheblich, ist aber südlich von Dessau von einer Mulde begleitet, an die sich wiederum ein kleiner Horst in der Gegend südlich von Köthen anschließt. Beide Horste werden nach Nordosten von Bruchlinien abgeschnitten, an denen Trias gegen Paläozoicum abgesunken ist, während sich im Südwesten auf sie die Trias wohl übergreifend auflegen dürfte oder auch hier durch Störungen begrenzt wird. Tertiäre und quartäre Bildungen haben heute zum größten Teil Horst und Vorland wieder verhüllt.

Betrachten wir in dem angezogenen Gebiet die Verteilung der Salzstellen, die Verf. zu einem erheblichen Teil der Freund-

¹⁾ Bei Reiche (Nr. 27 des unten angeführten Literaturverzeichnisses, das, beiläufig bemerkt, auf Vollständigkeit keinen Anspruch erhebt).

²⁾ Lit.-V. Nr. 2.

lichkeit des Herrn A. ZOBEL in Dessau verdankt, so fallen unverkennbar die meisten von ihnen in das außerhalb des paläozoischen Horstes gelegene Vorland, das aus Trias mit oft darunter folgenden Zechsteinsalzen besteht (Schönebeck, Bernburg, Staßfurt usw.; aber auch nördlich von Magdeburg sind Salze erbohrt), nur wenige befinden sich auf dem Horst, dem Flechtingen-Alvenslebener Höhenzuge. Diese letzteren (Gommern¹), Magdeburg, Gegend von Wolmirstedt und Neuhaldensleben usw.) liegen aber den Rand- oder Begrenzungslinien des Horstes so sehr benachbart, daß ihre unmittelbare Herleitung aus den bei Schönebeck und in der Gegend von Wolmirstedt nachgewiesenen Zechsteinsalzen unbedenklich ist. Ebenso steht es mit einer Solbohrung von Badetz, auf dem Wege von Zerbst nach Bernburg gelegen. Hier wurden 1902 durch eine Bohrung folgende Schichten nachgewiesen:

| | | Mächtigkeit | |
|---------------|---------|--|--|
| 0—68,00 m | 68,00 m | »Blauer Lettenton« (wohl meist Septarienton) | |
| 68,00—68,75 » | 0,75 » | »Kies mit Solwasser« | |
| 68,75—75,00 » | 6,25 » | »Ton mit feinem Sand vermischt« | |
| 75,00—75,75 » | 0,75 » | »Festes Gebirge«. | |

Die Sole enthielt in einem Liter

| | |
|-----------|-----------------|
| 144,85 g | Chlorkalium |
| 7704,34 » | Chlornatrium |
| 1463,02 » | Chlormagnesium |
| 118,85 » | Chlorcalcium |
| 120,45 » | Calciumcarbonat |
| 1921,85 » | Calciumsulfat. |

Diese Analyse zeigt, daß diese Sole aus dem weiter südwestlich gelegenen Gebiet der Zechsteinsalze stammt, und Träger der Salzlösung sind die unter dem Septarienton auftretenden Kiese.

Ungleich schwieriger ist die Erklärung eines Solvorkommens beim Wachtmeister in der Dübener Heide, westlich von Bad Schmiedeberg (Sachsen) mitten auf dem alten Horst gelegen.

¹) Vgl. F. WAHNSCHAFFE, Gutachten v. 5. Juni 1903 (Prozeßakten d. Kgl. Landgerichts Magdeburg in Sachen LANGE und Genossen gegen SCHROEDER).

Sind die früheren Nachrichten über diese Salzquelle richtig, so kann es sich entweder um ein isoliertes Vorkommen salzführender Zechsteinbildungen auf dem Horst handeln oder aber um Durchsetzen der alten Randspalte, die den »Magdeburger Uferrand« in südwestlicher Richtung begrenzt. Danach würde die Sole wohl aus der Umgegend von Schönebeck stammen.

Im übrigen handelt es sich bei den auf der Karte angegebenen zahlreichen Punkten fast ausnahmslos um solche Stellen, die durch eine ausgesprochene Salzflora charakterisiert sind. Dabei ist zu bemerken, daß im wesentlichen nur solche Salzstellen auf der Karte eingetragen sind, an denen Halophyten wachsen, d. h. solche Pflanzen, die ohne einen erheblichen Salzgehalt nicht zu existieren in der Lage sind. Dagegen sind Punkte nur halophiler Gewächse, also solcher, die zwar salzhaltigen Boden vorziehen, aber nicht unbedingt daran gebunden sind, von der Darstellung auf der Karte meist ausgeschlossen. Wenn auch die Unterscheidung beider Pflanzengruppen nicht absolut scharf ist, so seien doch als Halophyten die folgenden angeführt:

Spergularia salina
Melilotus dentatus
Apium graveolens
Bupleurum tenuissimum
Aster tripolium
Glaux maritima
Erythraea linariifolia
Plantago maritima
Salicornia herbacea
Schoberia maritima
Atriplex pedunculata
Scirpus rufus.

Dagegen bedürfen einen geringeren Salzgehalt:

Trifolium fragiferum
Samolus Valerandi
Troglochin maritima
Juncus Gerardi
Festuca distans u. a. m.

Kehren wir zu den außerhalb des Horstes befindlichen Salzstellen mit Flora zurück, so mögen einige wenige wohl unmittelbar auf die salzhaltigen Abflußwässer der dortigen Kaligruben zurückzuführen sein, die allermeisten von ihnen liegen aber, wie ein Blick auf die Karte lehrt, in einer derartigen Entfernung von den jetzt in Betrieb befindlichen Salzzechen, daß ihre Herleitung etwa aus den Abflußwässern dieser Gruben unmöglich erscheint. Typische Beispiele für solche Vorkommen, bei denen kein Bergbau auf Salz umgeht und die doch in erheblichem Umfang eine Salzflora aufweisen, bieten zahlreiche Punkte nördlich von Köthen, solche bei Kalbe, ferner andere südwestlich von Magdeburg, bei Wanzleben, Oschersleben u. s. f. Bei allen diesen Vorkommen ist zunächst festzustellen, daß eine Verschleppung der Salzlösung in demjenigen Teil des Grundwassers vollkommen abgeschlossen ist, der sich oberhalb der Tertiärschichten in den quartären Sanden und Kiesen ansammelt und fortbewegt. Und zwar sind es zweierlei ausschlaggebende Gründe, die gegen eine Verschleppung der Salzlösung in diesem Grundwasser sprechen, einmal die scharfe Umgrenzung der eine Salzflora führenden Stellen, sodann die fortwährenden Veränderungen des Grundwassers durch Regen, Tau, Schnee usw.

Würde man nämlich zu Erklärung der Salzflora einen salzhaltigen Grundwasserstrom der oben erwähnten Art annehmen, so müßte man auch erwarten, daß überall da, wo dieser Strom zu Tage tritt oder durch künstliche Einschnitte, Gräben usw. angezapft ist, eine Salzflora vorhanden sei. Davon ist aber gar keine Rede, sämtliche Salzstellen sind durch ihre Floren scharf umschrieben und bilden für sich vollkommen abgeschlossene Gebiete von oft nur geringer räumlicher Ausdehnung.

Ebenso leuchtet es ohne weiteres ein, daß durch die Atmosphärien und auch durch seitliche Zuflüsse fortgesetzt eine derartige Verdünnung des etwa salzhaltigen Grundwasserstromes eintreten würde, daß der Salzgehalt nunmehr keineswegs auch nur annähernd ausreicht, um Halophyten-Gewächsen die Möglichkeit einer Existenz zu gewähren.

Zur Lösung der Frage nach der Herkunft des Salzes

an den Salzstellen müssen wir uns noch etwas näher mit den geologischen Verhältnissen dieser Gegend befassen und zwar mit denjenigen Ablagerungen, die unmittelbar das salzführende Gebirge bedecken. Hier haben die geologischen Untersuchungen ergeben, daß in dem behandelten Gebiet überall oder fast überall in großer flächenhafter Verbreitung der mitteloligocäne Septarienton¹⁾ (Rupelton) auftritt, teils ohne Bedeckung mit jüngeren Schichten, teils von Bildungen des Quartärs, seltener von anderen tertiären Ablagerungen verhüllt. Dieser Tonmergel besitzt hier eine durchschnittliche Mächtigkeit von 15—110 m. Daß er an einigen wenigen Punkten, an denen älteres Gebirge inselartig durchragt, fehlt, ist sicher, aber diese Punkte fallen durchaus nicht mit den darüberliegenden Salzstellen zusammen: zahlreiche Beobachtungen in dieser Gegend haben einwandfrei ergeben, daß eine halophytenführende Salzflora auch da auftritt, wo der ganz undurchlässige und wasserfreie Septarienton im Untergrund weit ausgedehnte Flächen einnimmt. Von großer Wichtigkeit ist ferner der Nachweis, daß unter dem Septarienton in erheblicher Verbreitung, aber meist geringer Mächtigkeit, Sande und Kiese vorhanden sind. Ob diese im einzelnen als Transgressionskiese oder als Magdeburger Sande zum Mitteloligocän gehören oder als marine Ablagerungen des Unteroligocäns anzusprechen sind, ist für unsere Betrachtungen gleichgültig, hier handelt es sich nur um wasserdurchlässige Schichten im Gegensatz zu dem deckenförmig darüber liegenden undurchlässigen Septarienton. Jene sandigen und kiesigen Bildungen liegen nun in den meisten Fällen unmittelbar diskordant auf salzführendem Gebirge, sie sind, wie wir oben an einem Beispiel (Badetz S. 25) gesehen haben und später weiter unten (S. 31) bei den Solbrunnen Berlins kennen lernen werden, die eigentlichen Träger der Salzlösung. Freilich sind in einigen Bezirken noch etwas ältere tertiäre Sedimente vorhanden, das sind die unteroligocänen oder eocänen Braunkohlenablagerungen von

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

Aschersleben, Egelu und Helmstedt. Aber auch sie sind reich an sandigen Schichten und, was HARBORT¹⁾ für die Helmstedter Mulde hat zeigen können, von Störungen durchsetzt bzw. stellen Aufpressungen und Durchragungen dar, die in hercynischem Sinne streichen. Hier ist demnach den etwa vorhandenen Salzlösungen die Möglichkeit gegeben, an den Spalten usw. zu Tage zu dringen, und das umso mehr, als an diesen Stellen Septarienton heute nicht mehr entwickelt ist. In dem südöstlich anschließenden Gebiet tritt indessen dieser Ton in flächenhafter Verbreitung auf, und es fehlen hier jurassische und cretacische Bildungen durchaus, das gesamte Tertiär lagert diskordant auf Trias und Salzgebirge, bzw. (auf dem Magdeburger Uferstrand) auf Paläozoicum.

Fassen wir die bisherigen Ergebnisse kurz zusammen, so bewegt sich das der Zechsteinformation entstammende Salzwasser in durchlässigen, meist wenig mächtigen Sanden und Kiesen des tieferen Mitteloligocäns bzw. des Unteroligocäns und besitzt hier unterirdisch eine nicht geringe Verbreitung. Nach oben sind diese solesführenden Schichten in ausgedehntem Maße von undurchlässigem Septarienton in recht erheblicher Mächtigkeit überdeckt, und über ihm erscheinen an zahlreichen Punkten scharf abgegrenzte Salzstellen, die eine niemals durch einen seichten salzhaltigen Grundwasserstrom zu erklärende ausgesprochene Salzflora aufweisen. Das alles führt notgedrungen zu der Anschauung, daß der Septarienton von einer ganzen Anzahl von Spalten durchzogen sein muß, die z. T. noch offen sind, und auf denen fortwährend die in den darunter liegen Sanden und Kiesen zirkulierende Sole emporsteigt. Diese Spalten, die durchaus nicht mit Verwerfungen verbunden zu sein brauchen, wären demnach sicher jünger als Mitteloligocän und dürften vielleicht ein miocänes Alter besitzen. Über ihre Ausdehnung und ihren Verlauf kann noch nichts Näheres angegeben werden, und die Annahme, daß sie vielleicht in hercynischem Sinne streichen, bleibt vorläufig eine Vermutung.

¹⁾ E. HARBORT, Beitrag zur Kenntnis präoligocäner und cretacischer Gebirgsstörungen in Braunschweig und Nord-Hannover. Z. d. D. Geol. Ges. 61, 1909. Monatsber. S. 383-391.

Wichtig ist noch hervorzuheben, daß das Diluvium überall dort, wo Salzstellen auftreten, recht geringmächtig ist, und es ist sicher kein Zufall, daß in denjenigen Gebieten, die ein mächtiges Diluvium führen, solche Salzstellen meist ganz fehlen, so in dem Dreieck Bitterfeld-Köthen-Dessau, woselbst das Quartär eine Mächtigkeit von 18—62 m besitzt. Es mag noch hervorgehoben werden, daß in dem weiter südlich gelegenen Gebiet bereits zur Diluvialzeit Salzstellen existierten; so fand WÜST¹⁾ bei Benkendorf im mansfeldischen Hügellande, ferner bei Memleben und Bottendorf an der Unstrut, zum Teil in großer Menge, Reste von Brackwassertieren, »woraus sich (für Benkendorf) ergibt, daß bereits in verhältnismäßig früher diluvialer Zeit im Gebiete der bekanntlich brackischen Mansfelder Seen Brackwasseransammlungen bestanden haben«.

Werfen wir noch einen kurzen Blick auf die Salzstellen der Umgegend von Berlin, so treten solche auf zwischen Treuenbrietzen und Beelitz, bei Potsdam und Brandenburg, in größerer Anzahl vor allem in der Gegend von Nauen (siehe Karte).

Gerade bei den zuletzt genannten Punkten der Niederung von Nauen erscheint eine etwaige Verschleppung oberirdischer Salzlösungen durch den Grundwasserstrom umsomehr ausgeschlossen, als die Stellen zu einer erheblichen Anzahl im alten Warschau-Berliner Urstromtal liegen. Hier würde bei Auftreten eines salzführenden Grundwasserstromes infolge der Diffusion sofort eine derartige Verdünnung eintreten, daß einen starken Salzgehalt liebende Pflanzen nicht mehr ihr Fortkommen finden könnten, oder wir müßten erwarten, daß die gesamte Niederung mit einer ausgedehnten Salzflora bewachsen wäre. Das ist aber nicht der Fall, auch hier sind es vereinzelte, stets scharf umschriebene Stellen, an denen Salzgewächse sich vorfinden.

Betrachten wir die tieferen geologischen Verhältnisse dieses Gebietes, so ist auch hier unter einer verschiedenen mächtigen Decke von Quartär und Bildungen der Märkischen Braunkohlenformation (Miocän) eine ausgedehnte Ablagerung von Septarienton bekannt

¹⁾ Lit.-V. Nr. 38—40.

geworden, die in der Mark etwas höhere Mächtigkeit erreicht als in Anhalt, nämlich zwischen 70 und 170 m schwankt. Unter diesem mächtigen Komplex undurchlässiger Tone folgt nun regelmäßig eine oft nicht sehr mächtige Folge von sandigen Bildungen, die sich im einzelnen aus tonigen Glimmersanden, Quarzsanden, vor allem aber glaukonitischen Sanden zusammensetzt und ihrer geologischen Stellung nach z. T. sicher zum marinen Unteroligozän gehört. Diese Sande sind auch hier Träger eines ausgedehnten Salzstromes, auf denen z. B. die sämtlichen Solbrunnen Berlins stehen. Letztere führen nach BERENDT¹⁾, dem wir eine sorgfältige Zusammenstellung über diesen Gegenstand verdanken, einen Kochsalzgehalt von 2—2,5 v. H. (Quelle des Admiralsgarten-Bades 2,7 v. H.).

In einem Punkt freilich sind in der Gegend westlich von Berlin andere Verhältnisse entwickelt als in Anhalt und bei Magdeburg, das ist die ungleich größere Mächtigkeit des Diluviums und die Einschaltung der auch ziemlich mächtigen Märkischen Braunkohlenformation (Miocän). Dabei ist in der Gegend von Nauen der Mangel an tieferen Bohrungen sehr zu bedauern, wir kennen nur deren drei, die etwa in einer geraden Linie liegen, sich aber sämtlich außerhalb, und zwar südlich des eigentlichen Salzgebietes befinden. Es sind dieses die Bohrungen von Pessin, Selbelang und Ribbeck. Bei diesen wurde angetroffen

| Pessin: | Selbelang: | Ribbeck: |
|--------------------|-----------------|-----------------|
| 0—112 m Diluvium | 0—41 m Diluvium | 0—47 m Diluvium |
| 112—143,6 » Miocän | 41—96 » Miocän | 47—96 » Miocän. |

Die Schwierigkeit, das Emporsteigen von Solquellen durch den recht erheblichen, meist aus lockeren Schichten bestehenden Komplex von Diluvium und Miocän zu erklären, wird gemildert durch eine 14 km nordöstlich von Nauen niedergebrachte Bohrung bei Wansdorf, die nach der Bestimmung von KEILHACK folgende Schichten durchsank:

| | |
|---------|------------------|
| 0 | —41,5 m Diluvium |
| 41,5—46 | » Septarienton. |

¹⁾ Lit.-V. Nr. 4.

Diese Bohrung zeigt, daß zwischen ihr und den drei eben erwähnten eine bedeutende Störung durchsetzen muß. Nun liegt auch die Bohrung von Wansdorf etwas außerhalb der Salzstellen von Nauen, und es ist nicht ausgeschlossen, daß sich der eben erwähnte Septarienton nach Westen zu noch etwas mehr heraushebt und somit eine Verringerung des Diluviums in dieser Gegend bewirkt. Jedenfalls zögern wir auch hier nicht, das Auftreten jener Salzstellen mit Spalten in Verbindung zu bringen, die durch den Septarienton in die darunterliegenden salzwasserführenden Sande hindurchsetzen. Das Emporsteigen der Salzlösungen auf den Spalten dürfte weniger auf die Kapillarität zurückzuführen sein als auf einen gewaltigen hydrostatischen Druck: auch sämtliche Solquellen in Berlin treten frei zu Tage aus.

In ähnlicher Weise, wie es oben angedeutet ist, wird es sich auch hier nicht notwendigerweise um Verwerfungen handeln, sondern um einfache Pressungs- oder Zerrungserscheinungen; jedenfalls sei noch besonders hervorgehoben, daß diese Störungen trotz der eben angenommenen Verwerfung zwischen Septarienton und Märkischer Braunkohlenformation wohl nicht die erste Veranlassung zur Bildung des hier befindlichen diluvialen Urstromtales gewesen sind. Es mehren sich in der letzten Zeit die Beispiele, daß die Urstromtäler ganz ausschließlich auf eiszeitliche Vorgänge, nicht auf tektonische Bewegungen zurückzuführen sind, und KEILHACK¹⁾ war vor kurzem in der Lage, an einem exakten Beispiel das störungslose Durchsetzen eines horizontal gelagerten Braunkohlenflözes quer durch ein Urstromtal hindurch zu zeigen.

Über die unter dem Tertiär auftretenden Schichten wissen wir nur wenig, es sind bisher nach GAGEL²⁾ nur fünf Tiefbohrungen bekannt geworden, die zwar festes Gebirge, aber sämtlich kein Salzlager angetroffen haben. Es sind dieses die Bohrungen: Zitadelle von Spandau (Keuper), Hermsdorf in der Mark (Amaltheentone), Charlottenburg, Leibnizstraße 87 (Keuper), Wedding, Rei-

¹⁾ K. KEILHACK, Über die Aufschlüsse des neuen Tagebaues Marga bei Senftenberg. Dieses Jahrb. f. 1908, II, S. 207—219. Berlin 1909.

²⁾ Lit.-Verz. Nr. 19.

nickendorferstraße 2a (Lias) und Pankow, Kaiser Friedrichstraße 22—29 (Kreide, zum Teil sicher Gault). Letztere Bohrung ist für uns noch dadurch wichtig, daß sie die einzige ist, die das Tertiär durchsunken hat, aber kein Salzwasser, sondern bei 297 m Tiefe in der Kreide Süßwasser nachwies.

Demnach dürfte allerdings unter Berlin ein gewaltiger Grabeneinbruch vorhanden sein, bei dem Kreide wohl zwischen Triaschichten und ältestem Jura eingeklemmt liegt, nur verläuft er ganz sicher nicht in der Richtung des alten Urstromtales, sondern fast rechtwinklig dazu, vielleicht in rheinischem Sinne.

Trotz dieses scheinbar negativen Ergebnisses hinsichtlich des Ursprunges der salzführenden Schichten im tieferen Untergrund von Berlin dürfte es keinem Zweifel unterliegen, daß die über dem festen Gebirge und unter dem Septarienton fast ausnahmslos auftretende Sole in Verbindung zu bringen ist mit der reichen Ablagerung von Zechsteinsalzen, die vor einer Reihe von Jahren bei Rüdersdorf, nur etwa 20—25 km östlich von Berlin, erbohrt worden ist. Dafür sprechen vor allem die Ergebnisse der Analysen der Berliner Sole, die neben erheblichem Gehalt an Kochsalz stets relativ hohe Mengen von Chlormagnesium, Chlorcalcium usw. führen. Von den bei Rüdersdorf niedergebrachten Bohrungen haben Nr. I, IV und VI Steinsalz in 632,59, 566 bzw. 680,49 m Tiefe erreicht, Nachrichten über die dort angetroffenen Kalisalze sind nicht veröffentlicht worden. In ähnlicher Weise werden sich die Salzvorkommen von Trebbin usw. auf die ungewöhnlich mächtige Ablagerung von Zechsteinsalz bei Sperenberg zurückführen lassen.

Daß an zahlreichen anderen Punkten der norddeutschen Tiefebene Solquellen zu Tage treten, ist bekannt. Es sei hier nur noch darauf hingewiesen, daß z. B. in Schleswig-Holstein und Mecklenburg diese Salzquellen nach STRUCK¹⁾ ebenfalls abhängig von Bruchlinien sind, die zumeist in hercynischem Sinne streichen.

Fassen wir die Ergebnisse unserer Untersuchungen zusammen, so zeigt sich, daß in dem behandelten Gebiet das Muttergetesin

¹⁾ Lit.-Verz. Nr. 34.

der zahlreichen Salzstellen und Solquellen die Salzablagerungen der Zechsteinformation oder des Röts sind. Von hier aus gelangen die salzhaltigen Lösungen in zum Teil unmittelbar diskordant darüberliegende durchlässige Sande und Kiese des Tertiärs (meist Mittel- bzw. Unteroligocän) und steigen infolge des hydrostatischen Druckes auf Spalten vielleicht miocänen Alters und hercynischer Streichrichtung durch den oft in sehr erheblicher Mächtigkeit und Verbreitung entwickelten Septarienton da zu Tage, wo nur eine geringmächtige Decke quartärer Schichten vorhanden ist, oder sie sind durch künstliche Bohrungen (Berlin) angezapft. Das Auftreten scharf umschriebener Stellen mit einer Halophytenflora weist darauf hin, daß die Spalten heute nicht mehr in ihrer ganzen Streichrichtung offen sind, sondern nur an einzelnen Stellen, und daß in der Regel durch einen in geringer Teufe verlaufenden Grundwasserstrom sofort eine Verdünnung der Sole eintritt, die eine größere Ausdehnung der Halophytengebiete verhindert.

Immerhin muß man im Auge behalten, daß in dem einen oder anderen Falle die Salzführung der Oberflächen-Schichten vielleicht auf Erdfälle zurückzuführen sein wird, nämlich da, wo der Septarienton sehr geringmächtig ist.

Wie man sieht, ist ASCHERSON, ohne die genaueren geologischen Grundlagen zu kennen, der Lösung der Frage nach der Herkunft des Salzes bei den in der norddeutschen Tiefebene auftretenden Salzfloraen ziemlich nahe gekommen, nur widerspricht es unserer geologischen Auffassung, eine aderförmige Zertrümmerung des Septarientones anzunehmen; auch müssen wir hervorheben, daß — wie z. B. in Berlin — das Auftreten von Solquellen durchaus nicht unbedingt auf einen unmittelbar darunter liegenden Ursprungsherd hinweist, es ist vielmehr sicher, daß durchlässige zwischen Salzlager und undurchlässigem Ton auftretende Schichten in der Lage sind, Salzlösungen auf eine weite Erstreckung hin zu verfrachten.

Literatur über Salzflora und Salzquellen.

1. J. ABROMEIT. Sieben Kärtchen zur Skizzierung der Verbreitungsgrenze einiger Pflanzen in Preußen. Schr. Phys. ökon. Ges. 33, 1892. S. 137—139 u. Taf. III (auf dem ersten Kärtchen ist die Verbreitung der Salzflora dargestellt).
2. P. ASCHERSON. Die Salzstellen der Mark Brandenburg in ihrer Flora nachgewiesen. Z. d. D. geol. Ges. XI, 1859, S. 90—100.
3. H. BENSEMANN. Die Vegetation zwischen Cöthen und der Elbe. Prog. d. Hzl. Ludwigs-Gymnasium in Cöthen. Ostern 1896, S. 3—32.
4. G. BERENDT. Die Soolbohrungen im Weichbilde der Stadt Berlin. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1889, S. 347—376.
5. G. BERENDT. Der tiefere Untergrund Berlins. Abh. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. N. F. Heft 28, Berlin 1897.
6. BEYSLAG u. v. FRITSCH. Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. Abh. d. Kgl. Pr. Geolog. Landesanst. N. F. Heft 10, Berlin 1899, S. 152.
7. BRICK. Beitrag zur Biologie und vergleichenden Anatomie der baltischen Strandpflanzen. (Diss.) 1888, Schr. d. naturf. Ges. z. Danzig VII, Heft 1.
8. BUCHENAU. Flora der ostfriesischen Inseln. Norden 1881, S. 5—15.
9. R. BÜTNER. Flora advena marchica. Abh. Brand. 1884, S. 1—59.
10. COHN. Über Meeresorganismen im Binnenlande. Jahrb. d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. 1857, S. 104.
11. H. CRAMER. Beiträge zur Geschichte des Bergbaues in der Provinz Brandenburg. Halle 1872—1889. Bd. V, 5. 31, 85, 86, 89, 176, 339, 341, 342; VII, 105; VIII, 1; IX, 1, 2, 7, 16, 17, 24, 37; X, 153, 245—247.
12. R. DELKESKAMP. Die Herkunft des Salzgehaltes der natürlichen Mineralquellen und die Beziehungen derselben zu den Salzlagerstätten. Kali, II. Jahrg. Heft 24, Halle 1908.
13. R. DELKESKAMP. Über die Herkunft des Salzgehaltes der Kochsalzquellen und die Beziehungen derselben zu den Salzlagerstätten. Kali, III. Jahrg. Heft 2 u. 3, Halle 1909.
14. R. DELKESKAMP. Die Beziehungen der Mineralquellen zum Grundwasser. Zeitschr. f. d. ges. Wasserwirtschaft. IV. Jahrg. Heft 3, Halle 1909.
15. O. DRUDE. Deutschlands Pflanzengeographie. 1. Teil, Stuttgart 1896.
16. M. W. FACK. Das Vorkommen von Salz in der Provinz Schleswig-Holstein. Bd. VI, Heft 2, 1886.
17. FLECK. Über das Vorkommen salzhaltiger Quellen in der Nähe von Dresden usw. Isis 1867, Sitzungsber. S. 83.
18. P. FRIEDRICH. Der geognostische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung. Lübeck 1909, S. 6 ff.
19. C. GAGEL. Über drei Aufschlüsse im vortertiären Untergrund von Berlin. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 167—182. Berlin 1901.
20. H. GIRARD. Die norddeutsche Ebene usw. Berlin 1855, S. 113.

21. A. JENTZSCH. Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. Z. d. D. Geol. Ges. 56, 1904, P. S. 5—6.
22. KLÖDEN. Beiträge zur mineralog. u. geognost. Kenntnis der Mark Brandenburg, IV, Berlin 1831, S. 15 ff.
23. E. H. KRAUSE. Die salzigen Gefilde. Ein Versuch, die zoologischen Ergebnisse der europäischen Quartärforschung mit den botanischen in Einklang zu bringen. Englers Bot. Jahrbücher, XVII. Bd. 1893. Beibl. No. 40, S. 21—31.
24. OTTO. Vegetationsverhältnisse der Umgegend von Eisleben 1888, Prog. No. 216, 1889, S. 22.
25. PETRY. Die Vegetationsverhältnisse des Kyffhäuser Gebirges. Halle a. S., S. 22.
26. H. POTONIÉ. Die Pflanzenwelt Norddeutschlands in den verschiedenen Zeitepochen, besonders seit der Eiszeit. Samml. gemeinverst. wiss. Vortr., herausgegeben von R. Virchow u. Fr. v. Holtzendorff. N. F. Erste Serie, Heft 11, Hamburg 1886, 32 S.
27. K. REICHE. Salzflora im Binnenlande. Humboldt, Bd. VI, Stuttgart 1887, S. 375—379.
28. L. SCHNEIDER. Beschreibung der Gefäßpflanzen des Florengebietes von Magdeburg und Zerbst. 2. Aufl., Magdeburg 1891.
29. A. SCHULZ. Vegetationsverhältnisse der Umgebung von Halle. Mitt. d. Vereins f. Erdkunde. Halle a. S. 1887, S. 43; 83—89.
30. A. SCHULZ. Die Verbreitung der halophilen Phanerogamen in Mitteleuropa nördlich der Alpen. Stuttgart 1901. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde. 13. Bd., Heft 4.
31. A. SCHULZ. Die Verbreitung der halophilen Phanerogamen im Saalebezirke und ihre Bedeutung für die Dauer des ununterbrochenen Bestehens der Mansfelder Seen. Zeitschr. f. Naturw. 74. Stuttgart 1902, S. 431—457.
32. A. SCHULZ. Die halophilen Phanerogamen Mittelddeutschlands. Stuttgart 1903. Zeitschr. f. Naturw., Bd. 75.
33. K. STRÖSE. Aus dem Cöthener Lande. Unser Anhaltland. 2. Jahrg. Nr. 51, Dessau 1902.
34. R. STRUCK. Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Lübeck 1909, S. 73 ff.
35. ULE. Erwiderung (an Wüstr, 40). Globus 84. Braunschweig 1903, S. 296.
36. F. WAHNSCHAFFE. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten. Bl. Rüdersdorf. II. Aufl. Berlin 1900, S. 35—48.
37. E. WEYHE. Landeskunde des Herzogtums Anhalt. Dessau 1907, Bd. I, S. 198 u. 199.
38. E. WÜST. Ein interglazialer Kies mit Resten von Brackwasserorganismen bei Benkendorf im mansfeldischen Hügellande. Zentralbl. f. Min. usw. 1902, S. 107—112.

39. E. Wüst. Nachweis diluvialer Brackwasseransammlungen im Gebiete der heutigen Mansfelder Seen, Globus 81. Braunschweig 1902, S. 277—279.
40. E. Wüst. Diluviale Salzstellen im deutschen Binnenlande. Globus 84. Braunschweig 1903, S. 137 u. 138.
41. A. Zobel. Vorarbeiten zu einer neuen Flora von Anhalt. Teil I, Dessau 1905, S. X.

Berlin, den 7. März 1910.

Über Analoga der Torfdolomite (Coal-balls) des Carbons in der rheinischen Braunkohle.

Von Herren **W. Gothan** und **O. Hörich** in Berlin.

Hierzu Tafel 2.

I. Allgemeines und Genetisches.

Von Herrn **W. Gothan**.

Einem besonderen Interesse sind seit langer Zeit die für die Paläobotanik so wichtigen Dolomitknollen oder Torfdolomite, wie KUKUK sie nennt, die coal-balls der Engländer, begegnet; sie sind bekanntlich vollkommen mit echt versteinerten (»intuskrustierten«, vergl. Naturwissensch. Wochenschrift, N. F., VIII. Bd., No. 17) Pflanzenresten erfüllt und repräsentieren ein knollenförmiges Stück Flöz, das durch den Dolomit in situ versteinert ist (s. z. B. KUKUK, Glückauf 1909, Nr. 32, S. 1137 ff. u. STOPES and WATSON, Philos. Transact. Roy. Soc. London. Sér. B., Vol. CC, p. 167—218, 1908.) Während die Versteinierung bei diesen Flözteilchen die homogene Inkohlung verhinderte, wurden die nicht versteinerten Flözpartien zu Kohle, in denen jetzt die Dolomitknollen als für den Bergbau unerwünschte Einschlüsse auftreten.

Da derartige echt versteinerte (intuskrustierte) Flözstücke bisher nur aus carbonischen Flözen bekannt sind, und zwar aus bestimmten Flözen paralischer Carbonreviere (England, Aachen, Ruhr, Oberschlesien, auch Donetzgebiet, von wo sie kürzlich ZALESSKY bekannt gemacht hat), so wäre es von größerem Interesse, auch in jüngeren Kohlenvorkommen etwas Derartiges nachzuweisen. Etwas prinzipiell mit den Torfdolomiten in Parallele zu Stellendes

ist ja aus der Braunkohlenformation schon bekannt: Es sind das die in Braunkohlenflözen oft vorkommenden echt versteinerten Stammstücke, die als Niederschlagszentren in der Braunkohle zu der Versteinering Anlaß gegeben haben und auch ihrerseits einen »Flözteil« darstellen. Es sei hier nur an die Vorkommen in der hallischen Braunkohle erinnert, wo die Versteineringmaterialien Kieselsäure (seltener Pyrit) sind. Eine besondere Art solcher echt versteineter Stämme in den Braunkohlenflözen sind die von mir als »Oolithhölzer« bezeichneten aus der rheinischen Braunkohle (vergl. dieses Jahrbuch 1909, T. I, 3, S. 528). Der Vollständigkeit halber sei deren Beschreibung noch einmal hierher gesetzt.

»Es sind Holzstücke, in denen bald kleine, bald größere (von Stecknadelkopf- bis Erbsengröße) runde Oolithe auftreten, die wesentlich aus Spateisenstein bestehen. Von Hölzern, die erst die allerersten Anfänge solcher Oolithbildungen in Gestalt kleiner, erst bei genauem Zusehen erkennbarer Mikrooolithe zeigen, bis zu solchen, die mehr oder minder ganz davon durchsetzt sind, bis zu solchem Grade, daß die ganze im übrigen braunkohlige Holzsubstanz beseitigt scheint, finden sich alle Übergänge. Über eine gewisse Größe (ca. Erbsengröße) gehen die Einzeloolithe nicht hinaus, sie zeigen überhaupt eine gewisse Größenkonstanz.«

Sehr auffallend ist, »daß die später durch die Oolithe eingenommene Holzpartie auf die Oolitherstreckung hin echt versteinert ist. . . . Rings um die echt versteinerte Oolithholzpartie liegt eine schmale Zone stark verrotteten Holzgewebes, und dann folgt, sofern nicht das Holz schon zu weitgehend mit Oolithen erfüllt ist, Holz von der gewöhnlichen Beschaffenheit der Lignite.«

Indeß können diese Vorkommnisse nicht als eigentliche Analoga der Torfdolomite angesprochen werden, da es sich immer nur um einzelne Holzstücke handelt. Das Charakteristische der Torfdolomite besteht aber, wie bekannt, darin, daß sie ein Stück versteinerten (ehemaligen) Torfs darstellen, der von den Wurzeln der darüber wachsenden Vegetation sich wieder durchdrungen zeigt; zahlreich sind bekanntlich in den Torfdolomiten

die Wurzelanhängsel der Stigmarien in situ, die das übrige Pflanzengewirr durchziehen.

Die Bemühungen, etwas Derartiges aus Tertiärschichten zu erlangen, waren hisher vergeblich, und erst vor kurzer Zeit sind sie von Erfolg gekrönt worden, und zugleich ist es auch gelungen, die Entstehung der merkwürdigen Oolithhölzer, die man noch 1909 (a. a. O., S. 528) als dunkel bezeichnen mußte, aufzuklären.

Beim Durchsehen von Braunkohlenvorkommnissen in der Lagerstättensammlung der Berliner Königlichen Geologischen Landesanstalt fand ich ein Stück Braunkohle von der Grube Donatus bei Köln (wo auch die »Oolithhölzer« vorkommen, l. c., S. 528), in dem sich zahlreiche kleine Spateisenkörner ausgeschieden zeigten, die, oberflächlich betrachtet, auch für Retinitkörner gehalten werden könnten, sich aber bei genauerer Untersuchung als aus Spateisen bestehend zeigten, aus demselben Material, das als Versteinerungsmineral bei den Oolithhölzern gewirkt hat. Da hierdurch erwiesen war, daß sich die Ausscheidung nicht bloß auf die lignitischen Hölzer beschränkt hat, sondern auch in der eigentlichen Braunkohle, dem gewesenen Torf, stattfand, lag die Vermutung nahe, daß diese Ausscheidungen stellenweise ein größeres Ausmaß erreicht haben könnten und — vorausgesetzt, daß sie frühzeitig genug eingetreten sind — Flözstücke »intuskrustiert« haben könnten.

Ich begab mich sofort zu dem in der dortigen Gegend kartierenden Geologen, Herrn Dr. FLIEGEL, und dieser zeigte mir, nachdem ich ihn von meiner Vermutung in Kenntnis gesetzt hatte, einige Stücke Spateisen, die ich — obgleich äußerlich davon wie bei den Dolomitknollen nicht viel zu sehen war — sofort geneigt war, als durch Spateisenstein echt versteinerte Flözstücke anzusprechen, was auch durch Dünnschliffe vollauf bestätigt wurde. Das einzige Strukturbietende, was man an den wie ganz gewöhnlicher Spateisenstein (»Sphärosiderit«) aussehenden Stücken sah, waren einige Stückchen mitversteinertes Holz, während die sonstigen Pflanzenreste erst durch den Dünnschliff

herauskamen. (Vergl. Fig. 2 und die Beschreibung von Herrn O. HÖRICH.)

In Fig. 1 auf Taf. 2 ist eins der Stücke abgebildet. Bei II sieht man deutlich eine Längsstreifung, die von Holzzellen herührt. Besonders auffallend sind an dem Stück die zahlreichen runden, oolithischen Spateisensteinkörner, Fig. 1 z. B. bei x, die an der Oberfläche festgewachsen oder noch mehr oder minder lose angehäuft sind, oft mit einander verwachsen und nach Art des Verhältnisses bei den Oolithhölzern durch gegenseitige Verwachsung schließlich größere Spateisenpartieen gebildet haben. Es scheint hiernach ebenfalls, wie bei den Oolithhölzern, daß die ganzen Spateisenstücke durch Verwachsung von einzelnen runden, oolithischen Körnern entstanden sind. Bekanntlich scheidet sich das Spateisen sehr gern in solchen Körnern aus¹⁾, woher der Name Sphärosiderit ja genommen ist, und diese Eigenschaft gibt ohne weiteres auch eine verblüffend einfache Erklärung für die Entstehung der mehrfach genannten Oolithhölzer. Da diese »heterogene« Bestandteile in der homogenen Braunkohlen- oder Torfmasse sind, erscheinen sie (wie auch anderswo) »zu Niederschlagszentren geradezu prädestiniert« (GOTHAN, a. a. O., S. 529), und daß der Niederschlag nicht wie gewöhnlich in homogener Weise die ganze Holzmasse gleichmäßig versteinert, hat seinen Grund eben in der erwähnten Eigenschaft des Sphärosiderits, die ihrerseits einer Erklärung nicht weiter fähig ist. Der so verschiedene Habitus der Dolomitknollen und der vorliegenden Stücke liegt also lediglich in der Verschiedenheit der mineralogischen Eigenschaften der versteinernen Mineralien begründet.

Es sei hier noch hinzugefügt, daß Sphärosiderit als Versteinermaterial in Flözen nicht immer so auftritt wie hier, denn die ebenfalls aus Sphärosiderit bestehenden bekannten Torfsphärosiderite STUR's (Jahrb. d. k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1885,

¹⁾ Auch im Nebengestein kommen in der dortigen Gegend Spateisenklumpen vor, die aus kleinen, kugeligen Körnern bestehen, wofür mir Herr Dr. FLIEGEL ein Belegstück zeigte.

S. 628 ff.) zeigen äußerlich keine nennenswerte Abweichung von der Beschaffenheit der Torfdolomite. Andererseits ist es gerade im Hinblick auf unser tertiäres Vorkommen interessant, daß auch schon im Carbon Sphärosiderit als Versteinerungsmaterial echt versteinertes Flözteil gewirkt hat, wenn auch durch irgend welche Ursachen die mineralogische Beschaffenheit beider Vorkommnisse verschieden ist. Man könnte daher das vorliegende Material direkt als tertiären Torfsphärosiderit bezeichnen.

Die Beschreibung der eingeschlossenen Pflanzenreste hat auf mein Ersuchen mein Freund O. HÖRICH übernommen, da ich vorläufig keine Zeit für die zeitraubenden mikroskopischen Untersuchungen haben werde.

II. Vorläufige Mitteilung über die in den Spateisensteinstücken enthaltenen Pflanzenreste.

Von Herrn O. HÖRICH.

Daß die vorliegenden Materialien den in bestimmten Schichten der Steinkohlenformation vorkommenden Dolomitknollen entsprechen, läßt sich auf den ersten Anblick nur vermuten (s. oben). In der äußeren Gestalt sind sie wesentlich verschieden von einander. Während die Dolomitknollen abgerundet, bisweilen kugelförmig sind und eine glatte Oberfläche besitzen, bilden die vorliegenden Knollen flache Massen, deren Oberfläche ganz unregelmäßig gestaltet ist. Im Innern der Knollen findet sich eine kompakte Spateisenmasse, die an der Oberfläche lockerer wird und hier untermischt ist mit braunkohligen Resten, die pflanzliche Struktur mehrfach schon mit bloßem Auge erkennen lassen. Stellenweise finden sich echte Holzkohlenreste an der Oberfläche. Die Dolomitknollen dagegen sind von einer mehr oder weniger dicken glatten Kohlenhaut überzogen, die makroskopisch wenigstens keine Spur pflanzlicher Organismen erkennen läßt.

Auf Dünnschliffen zeigt sich, daß die Knollen, genau wie die Dolomitknollen, vollständig angefüllt sind mit Pflanzenresten, die

echt versteinert sind. Bemerkenswert ist das Vorkommen versteinerner Holzkohlenreste, die im Prinzip den Erhaltungszustand der von GOTHAN z. B. in Kungl. Svenska Ak. Handl., Bd. 42, Nr. 10, p. 7, beschriebenen »versteinerten Holzkohle« zeigt. Diese Erhaltung ist jedoch nichts Wesentliches an den eingeschlossenen Pflanzenresten, sondern es sind zufällig dort befindliche (auf den Stücken liegt auch noch Holzkohle lose darauf, Taf. 2, Fig. 1h, s. oben) Holzkohlenstücke mit versteinert worden. Im allgemeinen sind die Pflanzenreste weniger gut erhalten als bei den Dolomitknollen. Es sind vorzugsweise mehr oder weniger zersetzte Reste, deren Bestimmung nicht mehr möglich ist.

Vielfach finden sich Rindenreste, die trotz ihrer dicken sklerenchymatischen Elemente sehr stark zerstört sind. Auch wenige mäßig gut erhaltene Peridermreste kommen vor. Am besten erhalten sind die Wurzelreste, wie ja auch in den Dolomitknollen die wegen des Mangels von Skelettelementen so wenig widerstandsfähigen Stigmariapendices fast ausnahmslos so vollkommen erhalten sind. Der Grund hierfür liegt wohl in dem zeitlich späteren Eindringen dieser Wurzeln, die noch frisch und wachstumsfähig waren, als die umgebende Hüllmasse schon mehr oder weniger zersetzter Torf war, und demgemäß auch bei Einsetzen des Versteinerungsprozesses noch besser erhalten waren als die anderen. Weiter ist interessant und mit den Verhältnissen bei den Dolomitknollen sich deckend die Erscheinung, daß die Wurzelreste fast gar keine Spur von Zusammensinken und Deformation zeigen, während andere Reste — bis auf resistendere Holzkörper u. dergl. — dies fast stets in leider sehr hohem Grade aufweisen.

Ein solcher Wurzelrest tritt in Fig. 2 bei a sehr deutlich hervor. Daß es sich tatsächlich um eine Wurzel handelt, beweist das vollständige Fehlen eines Markkörpers. Dicht dabei (Fig. 2b) liegt ein anderer schön erhaltener Rest von kreuzförmiger Gestalt, der wohl auch als eine Wurzel zu deuten ist. Ebenso sind recht gut erhalten einige wegen ihrer Kleinheit auf den Abbildungen nicht erkennbare Stengelreste, die meist große Lacunen besitzen, also auf Gewächse hindeuten, die sehr feuchten Stand-

orten angehörten. Auch wenige Reste dicotyler Stammteile kommen vor. Wie weit die oben angeführten Rindenfetzen mit diesen Stengel- und Stammteilen zusammengehören, läßt sich bei der wenig guten allgemeinen Erhaltung an den uns bis jetzt vorliegenden zwei Schlifften nicht feststellen. Eine ausführliche Bearbeitung des Materials auf Grund einer größeren Anzahl von Schlifften soll später erfolgen.

Die große Zahl der Reste von Holzgewächsen weist darauf hin, daß es sich um einen typischen Waldtorf gehandelt hat, ein Resultat, das mit der Anschauung der Entstehung der Braunkohlenflöze aus Waldmooren durchaus im Einklang steht.

Berlin, den 20. Juli 1910.

Über das Alter der diluvialen Vergletscherung in den Provinzen Posen und Schlesien.

Von Herrn O. Tietze in Berlin.

In meiner in diesem Jahrbuch erscheinenden Arbeit über die geologischen Verhältnisse bei Breslau¹⁾ habe ich ausgeführt, aus welchen Gründen ich die diluvialen Bildungen dieser Gegend für älter als diejenigen aus der Gegend beispielsweise Posens oder der noch nördlicher gelegenen Ostseeprovinzen halte. Das Diluvium der weiteren Umgebung Breslaus stellt die durch langdauernde Erosion und Denudation zerstörten und schon stark eingeebneten Reste glazialer Bildungen dar, die von einer Vergletscherung erzeugt worden waren, die bis hoch in die Sudeten hinaufgereicht hat, und die derjenigen, deren Formen heute noch die Oberfläche des größeren Teiles von Posen und der nördlicheren Provinzen beherrschen, zeitlich lange voraufgegangen sein muß.

Für die äußeren Formen des schlesischen Diluviums ist es kennzeichnend, daß sie sich überhaupt nicht mehr oder doch nur noch selten als durch die Tätigkeit des Inlandeises oder seiner Schmelzwasser entstanden deuten lassen. Nur die petrographische Zusammensetzung der die Oberfläche bildenden Schichten verrät deren Herkunft und Entstehung. Die Grundmoräne ist typisch entwickelt, die fluvioglazialen Sedimente, Staubeckentone, Geschiebesande und Schotter sind von denen anderer Gegenden aus dem Gebiet der jüngsten Vereisung nicht zu unterscheiden.

¹⁾ Dieser Band, Teil I, S. 258.

Aber vergebens sucht man nach den charakteristischen Formen von Endmoränen oder einer kuppigen oder flachwelligen Grundmoränenlandschaft mit ihren Söllen, Schmelzwasserrinnen und ihren langgestreckten, oft tief eingesenkten Seen. Es fehlen auch die weiten steinbesäten Ebenen der Sandr und ebenso die sich ihnen anschließenden Talsandflächen. Am meisten Ähnlichkeit besitzt die Landschaft vielleicht noch mit der flachen Grundmoränenlandschaft im Sinne WAHNSCHAFFE's, doch nur sehr bedingt. Wenn auch die äußeren Formen in einiger Hinsicht übereinstimmen — es fehlt freilich jede Art von Gliederung durch echt glaziale Hohlformen — so verrät schon die auffällige Verteilung der die Oberfläche zusammensetzenden petrographischen Bildungen, der sandigen und tonigen Sedimente, daß wir nicht glaziale Formen vor uns haben können. Die Oberflächenformen sind vielmehr offenbar abhängig von ihrer petrographischen Zusammensetzung, und zwar bilden Sande und Schotter die Hügel, in deren Innerem oft ein Kern von tertiären oder jüngeren Schichten toniger Natur erhalten sein kann, indem ihn seine sandig-kiesige Decke vor dem unmittelbaren Angriff von Wind und Wetter bis jetzt geschützt hat, während die Täler von tonigen Bildungen eingenommen werden: Geschiebemergel oder tertiären Tonen. Das Taltiefste ist freilich oft wieder von sandigen Bildungen bedeckt. Eine derartige fast ausnahmslose Gesetzmäßigkeit zwischen der petrographischen Zusammensetzung der oberflächenbildenden Schichten und den Oberflächenformen kann nur das Produkt der erodierenden und denudierenden Tätigkeit des fallenden Wassers sein. Sande, namentlich grobe Sande sind gut durchlässig. Die Regenwasser dringen in sie ein, ohne der Oberfläche wesentlich etwas anhaben zu können. Nur an den Gehängen, wo die Stoßkraft der abfließenden Wasser bei starken Niederschlägen von ziemlicher Wirkung ist, wurden auch die Sande abwärts geschleppt und kamen erst im Taltiefsten wieder zur Ruhe. Tonige Bildungen aber sind überall leicht zerstörbar, der Frost lockert sie, Wasser wäscht sie ab, der leichteste Windhauch bläst den feinen Staub weiter. Wo er die Oberfläche bildet, wird er abgetragen. Deshalb bilden Lehm, Mergel und Ton die Wände der

Hohlformen, während deren Sohle oft, wie gesagt, mit einer mehr oder minder mächtigen Schicht von Denudationsprodukten, Sand und tonigem Sand, bedeckt ist. Sanft wellige Konturen beherrschen die Landschaft, wo nicht altes Gebirge mit seinem härterem Fels durchragt, die Flüsse sind nur flach eingeschnitten, die Ufer verwaschen und neigen dazu, sich über das Nebengelände emporzuschieben, wodurch das Tal verbreitert wird.

Die Unterschiede in den Oberflächenformen der jüngeren und älteren Moränenlandschaft sind so auffallend, daß sie nicht nur auf der geologischen Karte, sondern z. T. selbst schon auf dem Meßtischblatt bemerkbar sind: sie sind bereits aus dem Verlauf der Höhenkurven abzulesen: Im Gebiet der jüngeren Vereisung dichtgedrängte Kurven, häufiger Wechsel in der Richtung ihres Verlaufes; im Gebiet der älteren Vereisung wenig Kurven, die einander in weitem Abstand parallel laufen, wie das bei der weitgehenden Einebnung aller Oberflächenformen auch der Fall sein muß.

Ähnliche Landschaftsformen habe ich in meinem früheren Arbeitsgebiet im westlichen Hannover und nördlichen Westfalen beobachtet.

Es ist wohl zu begreifen, daß dort wie hier das Bestreben, in den Oberflächenformen, die doch offenbar aus glazialen Sedimenten bestehen, auch Formen glazialer Entstehung zu erkennen, zu den gleichen Irrtümern Veranlassung gegeben hat. Man verzeichnete Endmoränen, Sandr, Oser und Staubecken an Orten, die vielleicht nie mit derartigen Bildungen bedeckt waren, jedenfalls zur Zeit keine tragen.

So auch nur kann ich mir die von FRANK LEVERETT im Trebnitzer Katzengebirge aufgefundenen und von KEILHACK in seine Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands¹⁾ aufgenommenen Endmoränenzüge erklären. Das Gebiet, durch das diese Endmoränenzüge gelegt sind, gehört, so weit ich bis jetzt sehen konnte, ganz in den Bereich der älteren Vereisung. Die Kämme der LEVERETT'schen Endmoränen decken sich mit

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1909, XXX, Teil I, Heft 3.

denjenigen des Trebnitzer Katzengebirges. Es liegt nahe, anzunehmen, daß LEVERETT diese Hügel eben wegen ihrer Bedeckung mit gröberem Material, das doch nichts weiter darstellt als die Zerstörungsreste der ehemaligen, petrographisch freilich unter Umständen ganz anders zusammengesetzten, Glazialsedimente für Aufschüttungen im Zug der Endmoränen gehalten und durch ihre Verbindung durch Linien seine Endmoränen erhalten hat. Deshalb weichen diese Endmoränenzüge schon in ihrer äußeren Gestalt, wenigstens nach der Zeichnung, so außerordentlich von allen anderen aus der unmittelbaren nördlichen Nachbarschaft bekannt gewordenen ab.

Ich habe das Katzengebirge auf einer Anzahl Begehungen bis zu seinem Nordabhang und darüber hinaus durchstreift und nirgends Formen gefunden, die ich einwandfrei mit glazialen Formen hätte identifizieren können. Überall fand ich dagegen die wohlbekanntere Verteilung von Sand und tonigen Massen je nach den Oberflächenformen, also die Beweise für langdauernde Denudation und Erosion, wie südlich der Oder.

Anders gestaltet sich dagegen das landschaftliche Bild, wenn man die südlich Lissa sich ausbreitenden, mit Sand und Moor gefüllten Niederungen überschritten hat und den Südhang des Lissaer Höhendiluviums betritt. Zunächst breiten sich mit deutlicher Neigung gegen Süden weite, mehrere Kilometer breite, reichlich mit Steinen bestreute Geschiebesandebenen aus: Sandr, die sich unmittelbar an die in charakteristischen Bögen geschwungenen Endmoränen anschließen. Diese Endmoränen bilden den Abschluß einer reich gegliederten Grundmoränenlandschaft mit zahlreichen tief eingesenkten Seen, Söllen und Schmelzwasser-rinnen. Hier finden sich also in der für echt glaziale Landschaften typischen Verteilung die großen Sandmassen vor den Endmoränen als Sandr, die Endmoränen selbst, bisweilen in schnell sich wiederholenden konzentrischen Bögen sich staffelnd, tragen Blockpackungen und bestehen aus mehr oder minder groben Sanden und Schottern, oft mit einem Kern älterer toniger Bildungen. Sie umschließen Flächen, die mit Grundmoräne ausge-

füllt sind oder, wenn sie als Staudämme gewirkt hatten, mit tonigen bezw. feinsandigen Bildungen aus Staubecken.

In der breiten, flachen, mit vielen Durchragungen bedeckten Niederung zwischen Katzengebirge und Lissaer Endmoränen sind also m. E. die Ausläufer der letzten Vereisung zu suchen. Die Lissaer Endmoränen selbst stellen die südlichste Staffel der Endmoränen der jüngsten Vereisung dar. Sie bilden also sicher nicht die eigentliche Grenze der jüngsten Vereisung, vielmehr hat das letzte Inlandeis noch südlicher gelegen, es war jedoch nicht mehr mächtig genug, umgestaltend auf den Untergrund einzuwirken oder ihn mit beträchtlichen eigenen Ablagerungen zu bedecken. Die genaue Grenze wird natürlich nur mit erheblichen Schwierigkeiten festzustellen sein, und diese Arbeit muß der Spezialkartierung überlassen bleiben.

Jene Endmoränen, deren Verlauf östlich von Lissa aus bis zur russischen Grenze durch BERENDT und KEILHACK 1895 bekannt gegeben wurde, setzen sich nach W hin nordöstlich Schwetzkau (bei Dtsch.-Jeseritz drei hintereinander liegende Bögen) über Fraustadt, Tschepplau auf Grünberg hin fort. Das Nähere hierüber werde ich später bekannt geben.

Daß die beschriebene Abhängigkeit der Oberflächenformen von der petrographischen Zusammensetzung der sie bildenden Schichten auch in anderer Richtung als bloß von Lissa aus südwärts besteht, konnte ich auch bei einigen kleineren Begehungen in der Gegend von Schildberg beobachten, einem Gebiet nahe der russischen Grenze, das gleichfalls südlich der Lissaer Endmoräne liegt. Es wäre schließlich auch sehr unwahrscheinlich, daß das selbe Inlandeis, das im Glatzer Gebirgslande Höhen bis 500 m Meereshöhe erreichte, das bei Breslau den Zobten bis zur selben Höhe bedeckte und das doch hier und in Posen dieselben Untergrundsverhältnisse antraf, in Posen so ganz anders gestaltete Formen hinterlassen haben sollte als in Schlesien, um so mehr als die auffälligen glazialen Bodenformen, wie Endmoränen und Oser, beim Abschmelzen des Eises geschaffen werden, also unter wesentlich gleichen Bedingungen, sicherlich wenigstens in bezug auf die Mächtigkeit der abschmelzenden Eismassen.

Ich fasse noch einmal zusammen: Das Diluvium Schlesiens gehört einer älteren Vereisung wie das der Provinz Posen an. Die Grenzen der jüngeren Vereisung liegen zwischen Trebnitzer Katzengebirge und Grünberg-Lissa-Pleschener Endmoräne. Die Oberflächenformen des schlesischen Flachlandes sind im wesentlichen Denudations- und Erosionsformen, hervorgegangen aus den Glazialformen der durch die vorletzte Eiszeit abgelagerten Schichten. Die wesentlichste Umgestaltung der glazialen Formen erfolgte zur letzten Interglazialzeit, vor der Ablagerung des Lösses, denn als sich dieser ablagerte, war die Ein ebnung des alten Diluviums schon so weit vorgeschritten, daß man heute einen Unterschied in den Formen der lößbedeckten und nicht vom Löß bedeckten Gebiete der älteren Vereisung nicht beobachten kann.

z. Z. Heidersdorf, den 18. Juli 1910.

Über altdiluviale Bildungen im Gebiete der Sackberge, des Hils und des Hildesheimer Waldes.

Von Herrn **A. v. Koenen** in Göttingen.

In diesem Jahrbuch für 1908 (Band XXIX, S. 98) hatte ich eine kurze Mitteilung gemacht »Über vorglaziale Bildungen im Gebiete der Sackberge und des Hils nebst Ith und Selter« und (S. 610) einen Zusatz »Über frühglaziale Bildungen auf Blatt Gronau«, da dies in Anbetracht der bevorstehenden Drucklegung der Blätter Gronau, Salzhemmendorf und Eschershausen zweckmäßig erschien, hatte dann auch auf der Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Hamburg eine größere Photographie der Plänerschotter mit Drift-Geschieben in der Kiesgrube östlich von Gronau vorgezeigt und einige kurze Bemerkungen daran geknüpft¹⁾. Herr GRUPE hatte dann in einem längeren Aufsatz »Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiete der Weser und Leine und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten«²⁾ die von mir als »Plänerschotter« unterschiedenen Massen nur für »Seitentalschotter der Terrassenschotter des Leine-tales« erklärt und die letzteren für älter als eine zweite, jüngere Vereisung. Den ersteren Punkt bezeichnete ich dann als »gänzlich unbegründet« und den zweiten als »vorläufig unbegründet«³⁾, und wiederholte dies, nachdem Herr GRUPE dieselben Behauptungen

¹⁾ Monatsber. d. Deutsch. geolog. Ges. 1909, S. 394.

²⁾ Monatsber. 1909, Nr. 12.

³⁾ Monatsber. 1910, S. 140.



nochmals ausgesprochen hatte¹⁾, da er irrige Vorstellungen von der Verbreitung und Höhenlage des Plänerschotter hatte und für den zweiten Punkt auch in seinem letzten Brief als Beweis nur einen einzigen Aufschluß anführen konnte, der mir nicht einwandfrei erschien. Es ist dies eine erst in den letzten Jahren stark ausgebeutete Kiesgrube auf dem von G. MÜLLER geologisch untersuchten nordöstlichen Teile von Blatt Alfeld, gegen 1000 m nordwestlich von dem Bahnhof Alfeld. Hier liegen auf dem völlig ungestörten Terrassenschotter tonige Massen mit Geschieben, deren Deutung als Grundmoräne mir durchaus zweifelhaft ist.

Für die Altersbestimmung meiner Plänerschotter ist dies aber ganz ohne Belang, da diese älter sind als die Terrassenschotter und am Leinetal usw. durch die Talerosion abgetragen wurden.

Nachdem die geologische Aufnahme der Blätter Sibbesse und Hildesheim weiter fortgeschritten ist, möchte ich über die Plänerschotter und andere ungewöhnliche Bildungen in den von mir untersuchten Gebieten Folgendes bemerken:

Der Plänerschotter bedeckte wohl ursprünglich ziemlich das ganze Vorland des nördlichen Teils des Plänermassivs der Sackberge, der »Gronauer Kreidemulde« FÖRSTER's, zumal überall da, wo es eine flachere Neigung besitzt. Er liegt in sehr großer Ausdehnung zu Tage bei Wrisbergholzen-Sibbesse-Eberholzen-Heinum-Rheden usw., wird aber wohl in noch größerer von Geschiebelehm oder auch Lößlehm bedeckt, wie zahlreiche kleine Aufschlüsse in Gräben, an Wegerändern usw. beweisen. Er fehlt namentlich in tieferen Tälern, wo er durch Talerosion fortgeführt ist, während er an ihren Rändern erhalten ist, sowie auch öfters auf Anschwellungen des Geländes, wo er schon von der Grundmoräne abgetragen sein kann, und an steileren Gehängen, an welchen er vielleicht nicht abgelagert oder später fortgespült wurde. Er fehlt in der Nähe des Leinetales schon mindestens unterhalb 15 m über diesem östlich von Gronau sowie nördlich von Wallenstedt. Bei Rheden, Brüggen, Wettensen und Eimsen ist die untere Grenze meist weniger sicher zu erkennen, da hier der Gehängeschutt des

¹⁾ Monatsber. 1910, S. 425.

Plänerschotters dem darunter folgenden Lehm usw. beigemengt ist: auch am Ende der engen, von den Plänerbergen auslaufenden Täler ist oft nicht sicher zu entscheiden, ob jüngerer Talschutt oder Plänerschotter vorliegt, welcher zum Teil ursprünglich selbst in den damals vorhandenen Tälern abgelagert worden sein muß, jetzt aber auch in der Nähe erheblich höher in größerer Mächtigkeit ansteht, wie z. B. in der alten Kiesgrube nordwestlich Wrisbergholzen über 8 m. Jener fragliche, tiefer liegende Plänerschotter wurde auf der Karte aber mit derselben Signatur bezeichnet wie der echte, da die Unterscheidung ohne genügende Aufschlüsse eben sehr mißlich war und weder praktisch noch wissenschaftlich von besonderer Wichtigkeit erschien. Nur der Leinetalschotter läßt sich durch seine Lage und Beschaffenheit besser abtrennen. Durch seltener werdende Punkte in der Farbe des Pläners wurde aber angedeutet, daß dem Plänerschotter sich mehr und mehr Feinerde beimengt.

Östlich von Brügggen am »Brüggener Stieg«, schon im Bereiche des Turon-Pläners, wurde auch in gleicher Weise bezeichnet eine durch eine tiefe Kiesgrube aufgeschlossene Plänerschutt-Masse, welche wohl als »Schuttkegel« anzusehen ist, aber als Schuttkegel aus älterer Zeit, welcher mit dem Plänerschotter annähernd gleichaltrig sein könnte. Als die südlich anstoßenden Blätter Freden und Alfeld aufgenommen wurden, war die Natur des Plänerschotters, der dort nur geringere Verbreitung und Mächtigkeit besitzt, noch nicht erkannt worden, und er ist deshalb teils als »Schotter einheimischer Gesteine« angegeben, teils als Abhangschutt oder Talschutt gedeutet und nicht besonders unterschieden worden.

Der Plänerschotter folgt ebenso wie der ihn so vielfach überlagernde Geschiebelehm der gleichmäßigen Neigung des Geländes und zieht sich bis Eberholzen bis zu 240 m Meereshöhe, 160 m über dem Leinetal bei Gronau, hinauf, ebenso wie bei Wrisbergholzen und Sibbesse, bei Rheden bis zu 80 m, und etwa 900 m südöstlich Brügggen, 1200 m von der Leine selbst, ist er in 70 m über dieser in einer kleinen Scholle nahe dem Waldrande erhalten. Nördlich von Eimsen und in Wettensen liegt er immerhin

noch ca. 15 bis 20 m über dem Leinetal und unterscheidet sich durch weit weniger deutliche Schichtung von dem tiefer liegenden, angelagerten Leine-Terrassen-Schotter.

Von dem anstehenden Pläner erstreckt sich die Plänerschotterdecke bis zu 3600 m (in der Luftlinie) nach Norden bis zur Windmühle östlich Gronau, ca. 3000 m bis Barfelde und Eitzum und zwar noch nördlich von dem Despetal bis zu 10 m über diesem über dem Steilhang des Gipskeupers.

Die Mächtigkeit der Plänerschotter dürfte einigermaßen schwanken, aber im allgemeinen mit zunehmender Entfernung von dem anstehenden Pläner abnehmen, wie dies auch mit der Größe der Plänerbrocken der Fall ist. Diese sind mit am größten und am wenigsten abgerundet in der großen ca. 3 m tiefen Kiesgrube östlich Eberholzen, wesentlich kleiner schon in der 4 m tiefen Kiesgrube am östlichen Ende von Heinum. Von den übrigen Aufschlüssen in der eigentlichen Plänerschotterdecke reicht keiner wesentlich tiefer als 2 m.

Die Abrundung der Plänerbrocken dürfte aber nicht zum wenigsten von ihrer Verwitterung und Zersetzung herrühren, wie denn auch der ganze Plänerschotter durch helles, toniges Material meist einigermaßen verkittet ist. Der unterste Teil ist aber besonders in der Gegend von Sibbesse als heller, toniger Mergel entwickelt, welcher sich leicht mit dem Messer schneiden läßt, aber noch einzelne etwas weniger zersetzte, weiße Plänerbrocken enthält. Aus einer Baugrube neben dem Fischteich am westlichen Ende des Dorfes wurde über 0,5 m recht frischer solcher Mergel aufgeschlossen; darunter muß Mittlerer Lias folgen. Das Material rührt jedenfalls vorwiegend von mürben Schichten des Brongniarti-Pläners oder des untersten Cenomans her, welche auch im Anstehenden zu feinem, hellem Mergel zerfallen, so die ersteren in alten Steinbrüchen im Eberholzener Walde.

Überall sind aber die Plänerbrocken der Schotterdecke verhältnismäßig wenig verschieden in der Größe, sehr viel weniger, als dies bei Abhangsschutt der Fall sein müßte, oder bei Schutt, welcher durch Regenbäche oder sonst fließendes Wasser herbeigeführt sein könnte, welche zudem den Plänerschotter unmöglich

in so verbreiteten, gleichmäßigen Decken abgelagert haben könnten. Ich bin daher nur noch in der Annahme bestärkt worden, die ich schon in meiner ersten kurzen Notiz¹⁾ ausgesprochen hatte, daß das Vorland der Sackberge seiner Zeit bis zu beträchtlicher Höhe unter Wasser stand, so daß eine bessere Trennung von gröberem und feinerem Material erfolgen konnte, und die älteren, im Vorlande anstehenden Gesteine vor Abspülung geschützt waren, wie denn auch Brocken von solchen äußerst selten im Plänerschotter zu finden sind, bei Heinum kleine Bröckchen von Toneisenstein des Lias. Nur in der jetzt zum Teil verfallenen Kiesgrube auf dem Hackenberg östlich Barfelde, nördlich des Despetales, finden sich im Plänerschotter häufiger Stücke von Muschelkalk und auch Gipskeuper, welche jedenfalls von dem nach Norden ansteigenden Keuper- und Muschelkalkgehänge herrühren. Es folgt hier unter Geschiebelehm, welcher zum Teil reich an Buntsandstein-Material ist, bis zu 0,4 m Plänerschotter, dann bis zu 0,25 grober, brauner Schotter mit viel Muschelkalk, etwas Granit, Buntsandstein usw. und grobem nordischem Sand, und dann, ca. 1 m tief aufgeschlossen, grauer, nordischer Sand mit unregelmäßigen Streifen von Plänergeröllen. Der Steilhang des Despetales dicht südlich davon besteht aus oberem Gipskeuper.

Nordischer Sand ist aber oft dem Plänerschotter beigemischt, wenn auch zuweilen in sehr geringer Menge, so in der Kiesgrube bei Eberholzen und in der über 2 m tiefen Kiesgrube an der Windmühle östlich Gronau, wo außerdem die schon früher von mir erwähnten, vielfach steilstehenden Blöcke anderer, zum Teil nordischer Gesteine auftreten, welche doch wohl nur durch Drift dorthin gelangt sein können. Eine größere Photographie einer Wand dieser Kiesgrube habe ich auf der Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Hamburg vorgezeigt, wie schon oben erwähnt, und dann der Kgl. Geologischen Landesanstalt eingeschickt. Etwas mehr Sand findet sich in einer Kiesgrube 700 m ost-südöstlich Rheden und in dickeren Streifen in einer ziemlich verfallenen, noch gegen 2 m tiefen Kiesgrube 300 m

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1908, I, S. 99.

östlich Dötzum, und in anscheinend größerer Mächtigkeit steht solcher unter dem Plänerschotter in der erwähnten Kiesgrube am Waldrande südöstlich Brüggen an, hier über Flammenmergel. Ich glaube daher mit genügender Sicherheit annehmen zu dürfen, daß der Plänerschotter im wesentlichen gleichaltrig ist dem nordischen Sand, welcher unter anderen in der Sandgrube auf dem Sandberge 400 m südlich Barfelde ausgebeutet wird und sowohl Plänergerölle als auch größere nordische Geschiebe enthält. Alles dieses entspricht der von mir geäußerten Ansicht¹⁾, daß die Strömungen, welche den Plänerschotter herbeiführten, mit mehr nördlichen abwechselten.

Seit längeren Jahren haben nun die hervorragenden Diluvial-Geologen die Ansicht vertreten, daß durch das Vorrücken des nordischen Gletschers zur Glazialzeit der Abfluß unserer Gewässer nach Norden gehemmt und somit durch Anstauung eine Überflutung der nach Süden vorliegenden Gebiete herbeigeführt worden wäre. Daß eine solche stattgefunden haben müsse, habe ich schon vor langen Jahren bei der geologischen Kartierung der Blätter von Göttingen bis Westerhof und Gandersheim erkannt und hierdurch die gleichmäßige Verbreitung des Lößlehms über so große Flächen, in so bedeutender Mächtigkeit und so hoch über den Tälern an den Gehängen hinauf erklären müssen, zumal da in diesen weiten Talbecken Gerölle zwischen dem Lehm und den darunter anstehenden älteren Schichten gewöhnlich ganz fehlen. Erosion durch fließendes Wasser konnte daher nicht wohl mitgewirkt haben. Da in diesen Gebieten ganz gewöhnlich geologisch jüngere oder eventuell auch dieselben Schichten unten in den Talbecken anstießen wie hoch auf den benachbarten Höhen, so war die Erklärung gegeben, daß hier durch tektonische Bewegungen die Talbecken eingesunken sind, und auf solche Vorgänge suchte ich dort die Überflutungen zurückzuführen; ich brauchte also eine Anstauung durch Gletscher nicht anzunehmen, von welchen die südlichsten Produkte nur in sehr geringer Ausdehnung bis Freden und Kreiensen auftreten. Es wird aber jetzt wahrscheinlich, daß

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1908, I, XXIX, S. 611.

unser Lößlehm zu einem wesentlichen Teile frühglazial ist. In den Kiesgruben bei Emmerke liegt denn auch Lehm zwischen nordischem Schotter.

In der jetzt von mir näher untersuchten Gegend hat sich aber ergeben, daß das nordische Diluvium gewaltige Ausdehnung erreicht, daß das unmittelbare Gletscherprodukt, der Geschiebelehm, an den Sackbergen bei Wrisbergholzen bis zu über 200 m über dem Meere hinaufreicht, kaum 100 m unter der Abrasionshochfläche des Kreidemassivs, auf welchem helle, wohl miocäne Tertiärsande an 2 Stellen vor der Aufforstung in Sandgruben ausgebeutet wurden, an einer Stelle wieder vor einem Jahre, wie mir Herr MARIOTH mitteilte. Über dem Sand folgt hier etwa 1 m Plänerschotter mit Sand vermischt, wohl diluvial, und daneben fand Herr MARIOTH 2 kopfgroße Granitblöcke, welche wohl aus der Grube herausgeworfen und durch Drift dorthin gelangt sein dürften.

Gerade für die Sackberge mit ihrem Triassockel hatte ich aber vor 3 Jahren in einem Aufsätze »Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetales bei Alfeld und Elze« festgestellt, daß sie seit Anfang der Kreidezeit wesentliche tektonische Störungen nicht erlitten hätten, so daß die oben erwähnten relativen Höhenlagen eine Veränderung in jüngster Zeit nicht erlitten haben können.

Wenn aber der Geschiebelehm in Wettensen usw. gegen 200 m unter der Hochfläche der Sackberge liegt, so muß der nordische Gletscher, welcher das Wasser so hoch anstaute, über 200 m dick gewesen sein.

Einen immerhin weniger sicheren Anhalt für unsere Erörterung würde auch liefern, daß STILLE in neuester Zeit Geschiebelehm oben auf dem Deister am Bielstein bei 320 m Meereshöhe auffand, und Herr PFAFF groben Schotter und Geschiebelehm auf dem Kamm des Vorholzes östlich Hildesheim bei 200 m Höhe in einem neu hergestellten Zufuhrweg zu einem Steinbruche im Korallenoolith. Bei diesen Stellen wäre es immerhin möglich, daß sich ihre Höhenlage gegen die Sackberge seit der Diluvialzeit irgendwie geändert hätte.

Es steht also fest, daß die Sohle des nordischen Gletschers

an den Sackbergen bis über 200 m Meereshöhe reichte, und daß diese selbst ganz oder doch zum größten Teile unter Wasser standen resp. von den Diluvialfluten umspült wurden. Hierdurch ist dann alles lose Material, vielleicht unter Mitwirkung stärkerer Niederschläge, die Gehänge hinab, dem tieferen Wasser zugeführt und einigermaßen nach der Größe der Stücke getrennt worden und hat sich auf den flacher geneigten Abhängen gleichmäßiger ausbreiten können, auf denen zeitweise auch nordisches Material, besonders Sand, aber auch größere Blöcke, besonders diese wohl durch Drift, zugeführt wurden.

Diese Schotter wurden dann endlich von der Grundmoräne bedeckt, stellenweise aber jedenfalls auch zerstört, an anderen Stellen aber durch spätere Erosion fortgeführt.

Auf den beiden Seiten der nordöstlich von den Sackbergen liegenden Trias-Antiklinale des Hildesheimer Waldes treten ebenfalls früh-glaziale Bildungen auf, welche aber von den oben beschriebenen wesentlich verschieden sind und zwar nicht bloß in Folge der Verschiedenheit der Gesteine, wesentlich Buntsandstein und dann Muschelkalk, welche hier abgetragen worden sind.

Der Hildesheimer Wald erstreckt sich aus der Nähe von Nordstemmen zuerst auf Blatt Hildesheim nach Südosten, dann in ost-südöstlicher Richtung bis Salzdctfurth und endlich bis Derneburg nach Osten, zusammen gegen 25 Kilometer, und besteht, abgesehen von seinen Enden, aus zwei oder stellenweise drei recht scharfen Buntsandsteinrücken, welchen nach Süden wie nach Norden je ein weit niedrigerer Wellenkalk- und ein Trochitenkalk-Rücken vorgelagert ist. Die höchsten Erhebungen auf Blatt Sibbesse sind der Tosmarberg (320 m) und der Griesberg (360 m), und selbst dieser letztere liegt somit noch tiefer als die Abrasionsfläche der Sackberge und ist zur Diluvialzeit unter Wasser gewesen, falls nicht spätere Niveau-Veränderungen erfolgt sind.

Zwischen Groß-Düngen-Salzdctfurth-Bodenburg ist der Hildesheimer Wald durch das Lammetal vollständig durchbrochen, und das Gleiche ist an nicht wenigen Stellen mit den Rücken von Unterem und Oberem Muschelkalk der Fall, selten mit einem Buntsandsteinrücken, wie bei Diekholzen, während Einsenkungen

bei diesen häufiger auftreten, nördlich von Petze bis zu 220 m Meereshöhe, nördlich von Sibbesse bis zu 240 m usw.

Südlich vom Hildesheimer Walde liegen dann südlich von den Einsattelungen und den Durchbrüchen der Muschelkalkkrücken, zum Teil wie Schuttkegel, größere Massen von Buntsandstein-Material, aber auch von Muschelkalk, namentlich Trochitenkalk, öfters in größeren Blöcken, aber stets mit einzelnen nordischen Gesteinen vermennt.

Die besten Aufschlüsse bieten 3 tiefe Sand- und Kiesgruben nord-östlich von Eitzum auf der Nordseite des Despetales. In allen senkt sich die Oberfläche des Schotter stark nach Süden und wird dann von mächtigem Lößlehm überlagert. Es sind dies die Kiesgruben der Gemeinde, westlich davon die von Rinne und östlich die von Frohns. In dieser ist die Mitte durch herabgerutschte Massen verhüllt, auf der Westseite ist aber bis über 4 m feiner und gröberer Sand sichtbar, welcher stark diskordante Parallelstruktur zeigt und mit 15—25° nach Westen einfällt, aber linsenförmige, bis 20 cm dicke Lagen von grobem, nordischem Schotter, aber auch mit Buntsandstein und Muschelkalk, enthält und bis kopfgroße Feuersteine. Auf der Ostseite ist dagegen ca. 1,5 m kalkhaltiger, graubrauner Geschiebemergel aufgeschlossen, welcher auch Buntsandstein und Muschelkalkgerölle enthält und nach Angabe der Arbeiter über Kies liegt, mit ca. 25° nach Westen einfällt und dort von den herabgerutschten Massen verhüllt wird. Oben senkt sich die Oberfläche des Geschiebemergels nach Osten, und es legt sich diskordant ein Keil von Kies darauf mit 25° Einfallen nach Osten. Es liegt hier also eine Scholle Geschiebemergel schräg im nordischen Sand und Kies, aber es läßt sich nicht entscheiden, ob diese auffällige Lagerung durch eine tektonische Bewegung hervorgebracht ist oder etwa durch Wasserfluten, vielleicht durch einen Transport der Scholle.

Die Oberfläche des nordischen Sandes senkt sich nach Westen wie nach Osten ziemlich stark, und darauf liegt bis zu 4 m grober, aber tonhaltiger, rötlichbrauner Schutt von Muschelkalk und Buntsandstein, dieser vorwiegend als feines Material, aber auch in Stücken bis zu 70 cm lang; dazwischen Linsen von feinerem

Sand. Zu oberst folgen dann bis zu 2 m rotbrauner Schutt von Buntsandstein und Muschelkalkstücken, diese äußerlich rotgefärbt, und in diesem Schutt finden sich zahlreiche, ganz zertrümmerte Schalen größerer Helix-Arten, aber nur selten Stücke von nordischen Gesteinen.

In der Gemeinde-Kiesgrube und in der von Rinne enthält der graue, nordische Kies ebenfalls einzelne Stücke von Buntsandstein und Muschelkalk und wird überlagert von ca. 2 m braunem, tonigem Schutt, welcher besonders reich an Muschelkalk ist; ein Trochitenkalkblock daraus ist über 1 m lang. Darüber folgen endlich noch einige Meter brauner Schutt, welcher unten zum Teil fein, nach oben wieder gröber ist.

Gegen 100 m südlich vom Despetal bei Eitzum und gegen 40 m höher als dieses ist der Geschiebelehm auf dem Erdbeerberg (Eberberg der Karte) sehr reich am Buntsandstein-Material und enthält bis zu kopfgroße Stücke von solchem, aber auch Muschelkalk und allerlei nordische Gesteine. Nach Süden werden die Buntsandsteinstücke allmählich kleiner und seltener, sind aber 600 m weiter, in der Nähe von Heinum, noch in Menge zu finden und in größerer Erstreckung in den Wegegräben über dem Plänerschotter sichtbar.

Sehr reich an Buntsandstein und daher sandig und braun ist der Geschiebelehm auch nahe dem Ostrande des Blattes Sibbesse bei Bodenburg bis in die Gegend von Sehem.

Schutt von Buntsandstein usw., grobes und feines Material vermischt, noch von der ursprünglichen braunroten Farbe, findet sich, wie schon erwähnt, als oberste Ablagerung in der östlichsten Kiesgrube von Frohns bei Eitzum, auch nach den Geländeformen durchaus ähnlich einem Schuttkegel, welcher wohl von den letzten hier über den Hildesheimer Wald stürzenden Diluvialwässern abgelagert worden ist.

Auf ähnliche Weise sind auch wohl die Schuttmassen wie Buntsandstein- und auch Muschelkalk-Material herbeigeführt worden, welche südlich von den meisten Einschnitten in den Muschelkalkkrücken liegen, so namentlich auf dem westlichen Hange des Hackeberges östlich Barfelde, wo sie unterhalb, anscheinend aber auch teilweise über dem Plänerschotter liegen.

Auf der Nord- und Nordostseite des Hildesheimer Waldes findet sich Buntsandsteinschutt in großer Verbreitung auf Blatt Sibbesse vom Röderhof bis Diekholzen und weiter auf Blatt Hildesheim bis zu seinem Westrande südlich Groß-Escherde sowie auch auf Blatt Bockenem.

Es ist dies größtenteils ein Haufwerk von feinem Material, vermengt mit kaum oder doch wenig abgerollten größeren und kleineren Brocken, welches in Hohlwegen im Söhrer Walde, zwischen Forsthaus Söhre und Diekholzen bis zu 3 m mächtig aufgeschlossen ist und die anstehenden älteren Schichten vielfach vollständig verhüllt, so daß öfters die Rücken des Wellenkalks und selbst die des Trochitenkalkes im Gelände vollständig eingeebnet erscheinen.

Dieser Buntsandsteinschutt erstreckt sich vom Escherder Berge aus bis zu 600 m weit nach Nordosten, in der Gegend von Söhre aber vom anstehenden Sandstein bis über 1500 m weit; er wird im allgemeinen mit zunehmender Entfernung allmählich feinstückiger und geht dann wohl in Sand oder sehr sandigen Lehm über. Nordische Gesteine wie Granit fehlen darin keineswegs, wenn sie auch sehr zurücktreten. Diese Schuttdecken reichen am weitesten hinab und werden am mächtigsten an solchen Stellen, wo die Muschelkalkrücken durch Quertäler unterbrochen sind oder so niedrig liegen, daß sie ganz von dem Schutt verhüllt werden. Dieser ist somit keineswegs als einfacher Abhangschutt zu deuten, sondern als eine Art Abschwemm-masse oder z. T. Deltabildung aus einer Zeit, in welcher große Wassermassen die Buntsandsteinrücken bespülten und vielleicht noch nicht oder nicht mehr über sie hinweggingen.

Dies ist aber jedenfalls zur Diluvialzeit geschehen, als die Wasser nicht bis zur größten Höhe angestaut waren, sei es während des Vorrückens des nordischen Gletschers, sei es während seines Zurückweichens. In beiden Fällen konnten selbst recht große Blöcke von Granit, Gneis usw., wie sie z. B. bei Röderhof liegen, durch Drift herbeigeführt werden.

Für ein höheres Alter des Buntsandsteinschuttes spricht auch, daß er zuweilen, wie nordwestlich Röderhof, auf flachen Rücken

von Gipskeuper liegt, welche jetzt durch Einsenkungen vom Hildesheimer Walde getrennt werden.

Bei Söhre scheinen aber nordische Schotter-Kuppen durch diese Schutte hindurchzuragen, und zwischen Söhre und Diekholzen liegt unterhalb, also nördlich von dem Schutt Geschiebelehm.

Auf anderen, weiter südlich liegenden Meßtischblättern habe ich in früheren Jahren größere Mengen von Buntsandstein-Schutt beobachtet und als Abhangsschutt nicht auf der geologischen Karte angegeben, so z. B. bei Willershausen; sie sind vielleicht auf ähnliche Weise zu deuten und anzugeben wie der Schutt vom Hildesheimer Walde.

Schon in meiner ersten kurzen Mitteilung¹⁾ hatte ich zum Schluß bemerkt, daß eine ähnliche Zeit und Art der Entstehung (wie für den Plänerschotter) auch für den Schutt von Kalk und Dolomit des Oberen Jura sowie für den »Hilssandsteinschutt« und auch für Tertiärschutt in Anspruch genommen werden könnte. Der erstere findet sich auf allen Gehängen unterhalb des Oberen Jura am Kahleberg, Selter und Ith, sowie am Wesergebirge in mehr oder minder großen Mengen; den Tertiärschutt habe ich besonders auf den Blättern Dransfeld und Jühnde der geologischen Spezialkarte beobachtet, und den Hilssandsteinschutt auf den Blättern Dassel, Alfeld, Salzhemmendorf und Gronau.

Dieser schließt sich durch die Art seiner Verbreitung und durch seine Gesteins-Beschaffenheit jedenfalls zunächst an den Buntsandsteinschutt auf der Nordseite des Hildesheimer Waldes an. Er bildet auf flacheren Gehängen ausgedehnte Decken, welche vom Hils, dem anstehenden Hilssandstein, meistens bis zu den nächsten Talsohlen hinabreichen, am weitesten daher in den Gebieten im Nordwesten und Südosten, in welchen der Anstieg des Oberen Jura des Selter und Ith oder, im Süden, der Triasberge weiter entfernt liegt. Im Südosten reicht er gegen 3 km weit, im Nordwesten aber wohl 7 km weit in der Weenzer Forst bis in die Nähe von Wallensen und Thüste.

¹⁾ Dieses Jahrb. XXIX, S. 98.

Nahe unterhalb des Hilskammes finden sich vielfach größere Sandsteinblöcke, welche freilich ebenso gut auch einfach Abhangs-Schutt sein können, aber auch noch in größerer Entfernung, so an der Windmühle nordöstlich Weenzen, über 1200 m vom anstehenden Sandstein entfernt und zwar von diesem durch eine breitere Einsenkung getrennt. Daneben finden sich aber stets gelbliche, lockere, zuweilen etwas tonige Sande, welche weiter hinab immer mehr vorwiegen, während die Sandsteinstücke kleiner und auch meist seltener werden, so daß eine scharfe Trennung von recht sandigem Diluvial-Lehm kaum möglich ist, welcher ja wesentlich Material des Hilssandsteinschutt enthält. In der Sandgrube 700 m südöstlich von Thüste, 1200 m östlich von Wallensen, welche übrigens auf dem Meßtischblatt 200 m zu weit nördlich angegeben ist, liegen über dem hellen Tertiärsand bis über 2 m Hilssandsteinschutt und daneben große Blöcke von Granit usw., welche durch Drift herbeigeführt sein dürften; geringe Mengen von nordischem Schotter finden sich aber auf dem Serpulithange zwischen Weenzen und Thüste, und einzelne Kuppen von nordischem Schotter treten noch bis Hobenbüchen und Delligsen auf. Nordische Gesteine und Feuersteine sind aber auch im Tagebau der Braunkohlengrube südöstlich von Wallensen dem Hilssandsteinschutt beigemischt, welcher hier freilich größtenteils aus abgerollten Sandstein-Stücken besteht und sich dadurch wesentlich von dem sonstigen Hilssandsteinschutt unterscheidet.

Der scharfe, elliptische Hilskamm erhebt sich im Nordwesten mit dem Großesohl und der Bloßen Zelle bis über 470 m hoch, bleibt aber sonst fast durchweg unter 400 m und hat etwas tiefere Einsattelungen erst bei Holzen, ist aber nur bei Delligsen wirklich durchbrochen. Über den Kamm können die angestauten Gletscherwasser nur in beschränktem Maße und nur an den tiefer liegenden Stellen wie etwa in der von Delligsen hinweggeströmt sein, wie denn auch im Innern des Kammes im Nordwesten so bedeutende Mengen von Hilssandsteinschutt wie in der Weenzer Forst nicht auftreten, abgesehen von den Talsohlen, wo sie füglich durch die kleinen Bäche abgelagert sein können.

Im Herbst 1908 wurde im Tagebau der Braunkohlengrube

Humboldt bei Wallensen ein interessanter Aufschluß gemacht, der leider im folgenden Frühjahr stark zerfallen war und dann überschüttet wurde. Unmittelbar auf der hier von zahlreichen Harnischen und Rutschflächen durchsetzten Braunkohle lag eine zusammengedrückte Mulde, U-förmig, von ca. 7 m Durchmesser, mit ganz steilen Flügeln, scheinbar regelmäßig, gegen 2 m dunkler, zäher Ton mit zahlreichen Bruchstücken von Toneisenstein, wie solcher so häufig in Geoden des Unteren und Mittleren Jura auftritt, ferner mit abgerollten Bruchstücken von *Belemnites giganteus*, verkiesten *Witchellia* der Unteren Coronaten-Schichten, Kalkgeoden mit *Dorsetensia* und *Stephanoceras coronatum* der Mittleren Coronaten-Schichten, *Inoceramus* cf. *polylocus* usw. Das Ganze war nicht unähnlich dem Geschiebeton, enthielt aber keinerlei nordisches Material und kann, da zwischen Selter, Hils und Ith Mittlerer und Unterer Jura nicht zu Tage treten, nur von Norden her durch die Lücke nördlich Salzhemmendorf herbeigeführt worden sein, wo diese Schichten ja auch anstehen, wohl durch Rückstau der Gewässer durch den vorrückenden nordischen Gletscher, und bei dem Transport der Tonschollen wurden die Toneisensteinstücke usw. hineingeknetet. Im Innern dieser Mulde lag ca. 1,8 m horizontal geschichteter, dunkler bis brauner, toniger Sand mit einzelnen kleinen Geröllen, dann 1 m brauner, sandiger Ton mit einzelnen Geröllen, ähnlich dem Geschiebelehm, darüber 1 m brauner und grünlicher Sand mit einzelnen kleinen Hilssandsteingeröllen, endlich 1 m dunkler Sand und Kies mit Torfstreifen. Die Aufrichtung der Muldenflügel ist also vor Ablagerung der tonigen Sande im Innern erfolgt, vielleicht nur durch Bewegungen in der etwas plastischen Braunkohle, wie sie auch jetzt noch in Folge des Bergbaues stattfinden.

Es sei aber erwähnt, daß nordwestlich von Delligsen in geringer Ausdehnung Plänerschotter auftreten, welche einigermaßen denen von Heinum usw. gleichen, aber damals bei der Kartierung als »Schotter einheimischer Gesteine« bezeichnet wurden, da die Plänerschotter an den Sackbergen besonders auf Blatt Sibbesse noch nicht von mir untersucht worden waren.

Über den »Schutt von Kalk und Dolomit des Oberen Jura«

möchte ich schließlich noch bemerken, daß er ganz gewöhnlich, selbst in großen Blöcken, unter Lößlehm liegt, wie ich schon früher öfters angeführt habe, daß er aber auch unter dem Geschiebelehm zu liegen scheint, wo dieser höher an den Gehängen hinaufreicht, wie in der Gegend von Bisperode, an dem nordwestlichen Ende des Ith, so daß er wohl in ähnlicher Weise und zu ziemlich derselben Zeit entstanden sein könnte wie der Plänerschotter an den Sackbergen.

Göttingen, den 1. Oktober 1910.

Über die Lagerungsverhältnisse von Diluvium und Tertiär bei Itzehoe, Rensing und Innien.

Von Herrn C. Gagel in Berlin.

Mit 11 Figuren.

Bereits im Jahre 1888 berichtete H. HAAS¹⁾ über die merkwürdigen Stauchungserscheinungen im Diluvium und Tertiär bei Itzehoe in den Tongruben der Alsenschen Zementwerke und bildete ein kleines Profil ab, in welchem im buntesten Wechsel neben einander: Geschiebemergel, Diluvialton, Diluvialsand, Rupelton mit *Leda Deshayesiana*, Ton mit *Saxicava arctica*, bernsteinführende Diluvialsande, tertiäre Glimmersande, sowie unbestimmbare, sehr auffallende, fette, grüne Tone usw. zu sehen waren.

Der damals noch ziemlich kleine Aufschluß ist im Laufe der Jahre zu einer riesigen, 30 m tiefen Grube geworden, die ich in den Jahren 1905 und 1906 noch mehrfach studiert habe; 1908 ist dann die Grube am Ochsenkamp außer Betrieb gesetzt, nachdem der mit Nutzen noch gewinnbare Rupelton abgebaut und die etwas südlicher gelegene Grube bei Freudental schon einige Jahre früher verlassen war.

Aus den Tongruben von Itzehoe sind nun im Laufe der Jahre nicht nur Rupelton, sondern auch noch glaziale Tone mit arktischer Fauna (*Saxicava pholadis*, *Tellina calcarea*, *Modiolaria corrugata*,

¹⁾ H. HAAS: Über die Stauchungserscheinungen im Tertiär und Diluvium in der Umgegend von Itzehoe usw. Mitteilungen aus dem mineralog. Institut der Universität Kiel I S. 1—12.

Balanus Hameri usw.) beschrieben worden¹⁾; ich selbst habe 1906 im Osten der Grube mitten im Rupelton sehr merkwürdig eingequetschte bezw. eingewickelte Fetzen und Schollen von obermiocänem Glimmerton mit der charakteristischen Fauna gefunden, nachdem auch schon einige Jahre früher eine Scholle von obermiocänem Glimmerton mit Fauna im Westen der Grube beobachtet war, deren Belegstücke im Hamburger Museum liegen.

Ich habe im Jahre 1907 Hrn. Prof. Dr. HAAS auf die sehr merkwürdigen Verfaltungen und Einwickelungen der verschiedenen Tertiärtonen dort aufmerksam gemacht und ihn aufgefordert, den damals prachtvollen Aufschluß zu beschreiben, bevor die Grube außer Betrieb gesetzt würde, was er auch tun wollte. Nachdem nun inzwischen der wundervolle Aufschluß leider ganz verfallen ist und nach der Erkrankung von Prof. Dr. HAAS und Prof. GOTTSCHES Tod auf eine weitere Arbeit von diesen über diese Stelle nicht mehr zu rechnen ist, möchte ich meine Beobachtungen aus den Jahren 1905 — 1907 von Itzehoe und dem benachbarten Rensing jetzt doch noch mitteilen, um die Erfahrungen über die sehr lehrreichen Störungserscheinungen nicht ganz verloren gehen zu lassen, weil sie meines Erachtens in besonders schöner und anschaulicher Weise zeigten, was für unglaubliche Erscheinungen bei diesen plastischen Tertiärtonen möglich sind, wenn sie in den Bereich der Druckwirkungen des Inlandeises kommen, und wie wenig sicher man bei diesen Tertiärtonen unter solchen Umständen ist, daß eine einheitliche Schicht vorliegt, wenn nicht überall in solchen gestörten Aufschlüssen Leitfossilien vorhanden sind, oder ganz charakteristische petrographische Unterschiede vorliegen. In diesem Fall unterscheiden sich Rupelton und Glimmerton nicht nur durch ihre Fauna sondern auch sehr charakteristisch durch ihre petrographische Beschaffenheit; sind aber bei solchen Verquetschungen neben dem Rupelton alttertiäre Tone beteiligt, die jenem z. T. viel ähnlicher sind und sehr selten erkennbare Fauna führen, so ist der Beweis für das verschiedene Alter der Tone

¹⁾ GOTTSCHES: Die Endmoränen und des marine Diluvium Schleswig-Holsteins II. Mitteilung der geogr. Gesellschaft in Hamburg XIII II 1897 S. 24

sehr viel schwerer zu führen (vergl. meine Beobachtungen über Untereocän und Rupelton von Liepgarten bei Üekermünde und Jatzenik, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Monatsbericht 11, 1906), und der Beweis bleibt dann meistens nur durch die meines Erachtens allerdings unverkennbaren Londontongeaden bestehen.

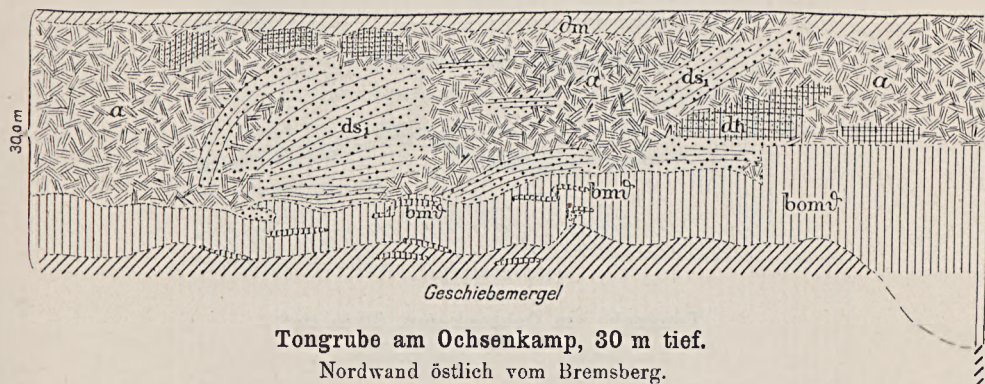
Was ich in den Jahren 1905—1907 beobachtet habe, ist mit der Zeichnung von HAAS aus dem Jahre 1888 allerdings nicht mehr in Zusammenhang zu bringen, bei der leider auch kein Höhenmaßstab angegeben ist; die Grube kann damals aber auch noch nicht sehr tief gewesen sein und muß die Stelle gegenüber dem Bremsberg gezeigt haben; von den Oberen Schichten war bei meinen Besuchen nur noch der alles bedeckende Obere Geschiebemergel zu sehen. Daß dieser $1\frac{1}{2}$ — $2\frac{1}{2}$ m mächtige, Oberflächen-bildende Geschiebemergel Oberer — jungdiluvialer — Geschiebemergel ist, daran kann meines Erachtens nicht der geringste Zweifel bestehen; dafür spricht nicht nur die große Frische und geringe Verwitterungsrinde sondern vor allem auch die unverkennbar frischen schönen Formen der jungen Endmoränen in der nächsten Umgebung von Itzehoe, die m. E. ganz sicher jungdiluviale sind. Sowohl weiter im Norden (Emmerleff-Kliff, Süderstapel) als im Süden (Elmshorn, Glinde-Ütersen) ist außerdem der Obere Geschiebemergel noch weiter westlich nachgewiesen, so daß das jungdiluviale Alter dieses Oberflächen-bildenden Geschiebemergels, auf den die so merkwürdigen Störungen der Tertiärtone zurückzuführen sind, wohl keinem Zweifel unterliegen kann. Etwas nördlich der Grube ist er durch Bohrungen als 4,5—5,5 m mächtig erwiesen.

In den Jahren 1905—1907 war nur noch der östliche Teil der Grube, östlich vom Bremsberg, zu erkennen; der westliche war bereits soweit verfallen, daß ich nur noch gerade die Tone mit *Saxicava pholadis* finden und bestimmen konnte.

Doch habe ich von diesem westlichen Teil der Grube noch zwei Zeichnungen von dem ungewöhnlich intelligenten Betriebsleiter Herrn SCHRÖDER erhalten, der die Grube seit ihrem Bestehen gekannt und beobachtet bzw. selbst abgebaut hat, über 20 Jahre für das Hamburger Museum darin gesammelt hat und alle Schich-

ten von Berufs wegen genau kannte, der außerdem von Hrn. Prof. Dr. GOTTSCHÉ auf die Unterschiede der Fauna aufmerksam gemacht war und selbst noch eine schöne Sammlung von Fossilien der verschiedenen Horizonte hatte. Ich halte diese Zeichnungen von Hrn. SCHRÖDER aus dem Ende der 90er Jahre für vollständig zuverlässig, um so mehr, da er sie in seinem Zimmer aufgehängt hatte, wo sie von Prof. Dr. GOTTSCHÉ stets beobachtet waren, der sie wohl sofort berichtigt hätte, wenn sie nicht zutreffend gewesen wären; die Tone mit *Saxicava pholadis* habe ich nach dieser Zeichnung und den Hinweisen von Hrn. SCHRÖDER selbst noch gefunden.

Figur 1.



Tongrube am Ochsenkamp, 30 m tief.

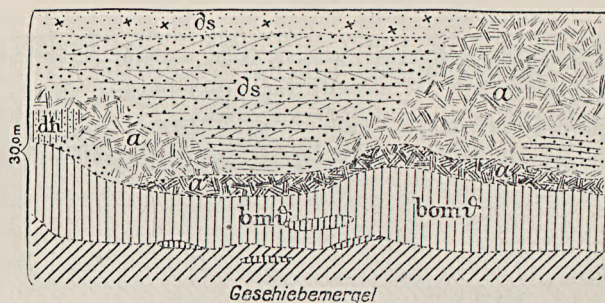
Nordwand östlich vom Bremsberg.

bom ♀ Rupelton, bm ♀ Obermiocäner Glimmerton, dh Diluvialtonmergel,
ds 1 Diluvialsand, om Oberer Geschiebemergel, a Abrutsch.

Am Grunde der Grube habe ich 1905—1906 über 3 m mächtigen, typischen Geschiebemergel beobachtet, der größtenteils blaugrau und sehr fest, z. T. aber dunkelbraun war und dann zum erheblichen Teil aus aufgearbeitetem Glimmerton bestand; größere, intakte Schollen von Glimmerton, sowie Schollen von blauem Rupelton waren quasi als Geschiebe noch in ihm enthalten. Dieser »Untere« Geschiebemergel ist durch Bohrungen als 2,5 bis 8 bis über 20 m mächtig erwiesen; er wird überall unterlagert von gelblichen Spatsanden, die westlich vom Bremsberg stellenweise bis zur Grubensohle in die Höhe kamen und ganz trocken waren, bezw. die Grubenwasser in sich aufsaugen. Auf diesem

»unteren« Geschiebemergel lag nun in 6—14 m Mächtigkeit der blaue Rupelton mit *Leda Deshayesiana*, *Nucula Chastelii*, langschwänzigen Krebsen und anderer Fauna und zahlreichen, typischen Kalkseptarien. Er enthielt in sich eingewickelt sehr stark gefaltete, verbogene Schlieren und Schollen von dunkelbraunem, unverkennbarem Glimmerton mit obermiocäner Fauna, z. T. auch noch kleine Nester von Diluvialkies. Seine — des Rupeltons — Oberfläche war sehr unregelmäßig, eckig, zackig, gestaltet und z. T. in lange Zipfel ausgezogen.

Figur 2.



Tongrube am Ochsenkamp, 30 m tief.

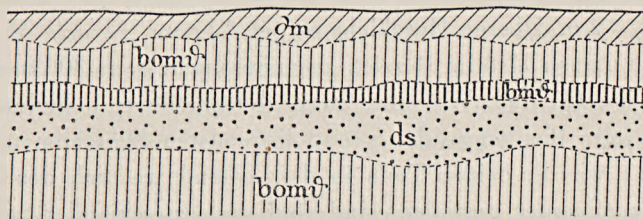
Südostwand östlich vom Bremsberg.

Überlagert wurde er von schön geschichteten Diluvialsanden, die z. T. sehr stark gestört waren, und deren Schichtung sich teilweise den Oberflächenformen des Rupeltons anschloß. In und auf diesen Diluvialsanden, die größtenteils verstürzte und unerkennbare Böschungen zeigten, lagen einzelne Partien von schwärzlichen und dunkelgrauen Diluvialtonmergeln mit nicht beobachtbaren Grenzen, in denen ich aber keinerlei Fauna mehr finden konnte. Diese obere Partie der Diluvialsande mit den Tonmergeln muß z. T. besonders stark gestört gewesen sein (vergl. die Zeichnung von HAAS, l. c.); sie ist offenbar eine überschobene und verschleppte Scholle. Ganz zu oberst lag im Norden der Grube der $1\frac{1}{2}$ — $2\frac{1}{2}$ m mächtige Obere Geschiebemergel.

Im Südosten der großen Grube waren die Diluvialsande, so-

weit erkennbar, nicht gestört sondern zeigten horizontale, diskordante Schichtung; die untersten, damals schon besonders stark verstützten, tonstreifigen Partieen sollen nach Angaben des Betriebsleiters Hrn. SCHRÖDER im Süden der Grube besonders viel Bernstein geliefert haben.

Figur 3.

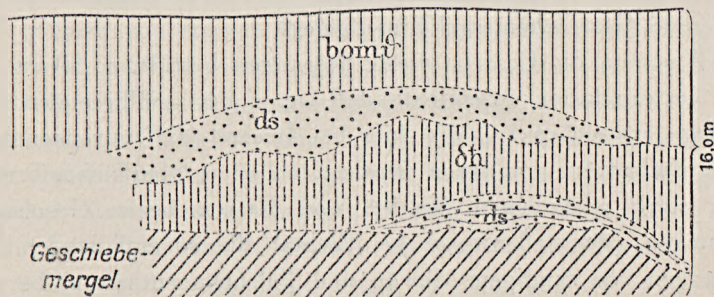


Tongrube am Ochsenkamp.

Nordwestwand westlich vom Bremsberg.

| | |
|-----------------------------------|---------------------|
| Om Oberer Geschiebemergel 1,5—2 m | ds Diluvialsand 3 m |
| bomφ Rupelton 2—2,5 m | bomφ Rupelton > 9 m |
| bmφ Glimmerton 1 m | |

Figur 4.



Tongrube am Ochsenkamp.

Nordwand gegenüber dem Bremsberg.

δh Diluvialtonmergel mit arktischer Fauna (*Saxicava!*), 6 m mächtig.

Überlagert wurden die geschichteten Diluvialsande im Süden der Grube von etwa 1½—3 m mächtigem, ungeschichtetem Geschiebesand.

Im Westen der Grube, westlich vom Bremsberg, von wo die Zeichnungen des Herrn SCHRÖDER (Fig. 3 u. 4) vorliegen, ist der

»untere« Geschiebemergel z. T. von geschichteten Diluvialsanden, z. T. von den glazialen, fast schwarzen Tonen mit *Saxicava pholadis* überlagert gewesen, über denen dann graugestreifte Diluvialsande liegen; dies ist vielleicht die normale ursprüngliche Schichtenfolge gewesen. Darüber folgte dann der mehr als 9 m mächtige überschobene Rupelton, über dem dann 3 m Diluvialsand, 1 m oberomiocäner Glimmerton, nochmals 2—2½ m Rupelton und endlich 1½—2 m Oberer Geschiebemergel folgten.

Wir haben also im Bereich der noch nicht ganz 300 m langen Grube im O. und W. eine ganz verschiedene Schichtenfolge, von der nur die hangendsten und liegendsten Schichten übereinstimmen; wie die beiden Teile in der Gegend westlich des Bremsberges aneinander gestoßen sind und sich zu einander verhalten haben, war leider nicht mehr zu beobachten, doch ist offenbar die Hauptscholle des Rupeltons eine einheitliche gewesen und hat sich im O. und W. unter Ausquetschung der jetzt nur noch in der Mitte (gegenüber dem Bremsberg (Fig. 4) vorhandenen (ursprünglichen?) Hangendschichten des »unteren« Geschiebemergels (Diluvialsand, Glazialton mit *Saxicava pholadis* usw.) direkt auf diesen »unteren« Geschiebemergel hinaufgelegt.

Was nun die Ursache dieser Störungen betrifft, so ist es mir nicht im mindesten zweifelhaft, daß sie in der oszillierenden Eisrandlage zu suchen ist, die hier bei Itzehoe die unverkennbare junge Endmoräne mit ihren frischen, schönen Oberflächenformen, ihren stark gestauchten Sanden und Kiesen bzw. Geschiebepackungen (die stellenweise bei Eichtal die so auffallenden Anhäufungen von sandigem Miocän und Paleocän enthalten) hervorgebracht hat.

Was nun das Alter des im Grunde der Grube beobachteten 5—20 m mächtigen, blaugrauen Geschiebemergels anbetrifft, so wird das, bevor wir nicht zahlreichere, tiefere Aufschlüsse in Itzehoe und Umgegend kennen, sich schwerlich genau ermitteln lassen.

Es ist ja nicht einmal sicher — wenn auch ziemlich wahrscheinlich —, daß die im NW. der Grube über ihm liegenden Glazialtone mit *Saxicava pholadis* ihm wirklich normal überlagern und nicht

etwa auch noch überschoben sind; aber auch im Falle der normalen Überlagerung beweisen diese Tone mit charakteristischer Fauna kein Interglazial, sondern im Gegenteil: sie sind offensichtlich in unmittelbarer Nähe des Eisrandes gebildet.

In dem nur wenige Kilometer nach O. entfernten Rensing enthalten die ganz entsprechenden, dunkelgrauen bzw. schwarzen Glazialtone mit *Yoldia artica* und *Yoldia lenticularis*, *Saxicava pholadis*, *Modiolaria corrugata*, *Tellina calcarea*, *Pandora glacialis*, *Balanus Hameri* usw. (GOTTSCHKE, l. c. S. 25) ganz offenbar und reichlich schön geschliffene Diluvialgeschiebe und nordischen Kies, was ebenfalls außer ihrer Fauna ihre Entstehung am Rande des Inlandeises beweist.

Soweit ich also die Verhältnisse übersehe, liegt kein Grund vor, den 8—20 m mächtigen, blaugrauen Geschiebemergel mit welliger Oberfläche und ohne Verwitterungsrinde am Grunde der Grube nicht noch für Obere Grundmoräne zu halten, da er ja noch erheblich innerhalb der Verbreitung des nachweisbaren Oberen Geschiebemergels liegt und keine auffallende Mächtigkeit besitzt, dagegen viel verarbeitetes Tertiär (Glimmerton) enthält. Daß er noch von einigen 20 Metern überschobener Schichten bedeckt wird, beweist nichts gegen sein junges Alter, da diese Aufschubung mit der Endmoräne zusammenhängt, in deren Nähe sich die schwarzen Glazialtone mit hocharktischer Fauna sehr wohl gebildet haben könnten, die dann also ausgezeichnet in die ganze Situation hineinpassen würden. Sollten diese Glazialtone aber wirklich nicht anstehend, sondern ebenso wie der Rupelton und der Glimmerton verschleppt sein, so beweisen sie erst recht nichts gegen das jungdiluviale Alter der unterlagernden Moräne.

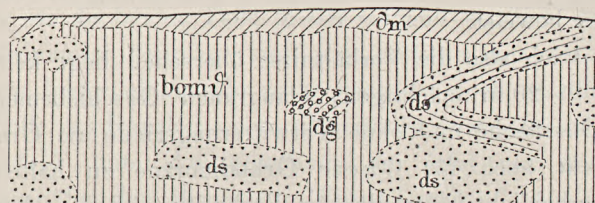
Des weiteren sind also diese schwarzen Glazialtone mit hocharktischer Fauna ganz gewiß nicht, wie GOTTSCHKE angiebt, »sicher älter als Unterer Geschiebemergel«, sondern höchstwahrscheinlich gleichaltrig mit dem Oberen Geschiebemergel¹⁾ und jungglazial, nicht interglazial, was ich hier vornehmlich deshalb betone, um auf die Unsicherheit aller ähnlichen GOTTSCHESCHEN

¹⁾ Oder nur wenig älter als dieser, d. h. vor dem Rande des herannahenden Eises gebildet.

Altersbestimmungen hinzuweisen, die alle zu einer Zeit erfolgt sind, als wir noch keine irgend sichere Kenntnis über die westliche Verbreitung des Oberen Geschiebemergels hatten, und als noch die blaue Farbe als sicheres Kriterium des »unteren« Diluviums galt.

In der nur etwa 500 m SO. vom Ochsenkamp gelegenen Tongrube bei Freudental ist nach Angaben von Prof. Dr. STRUCK-Lübeck, der dort ebenfalls viele Jahre gesammelt hat, und des Betriebsleiters Herrn SCHRÖDER eine ähnliche Schichtenfolge zu beobachten gewesen.

Figur 5.

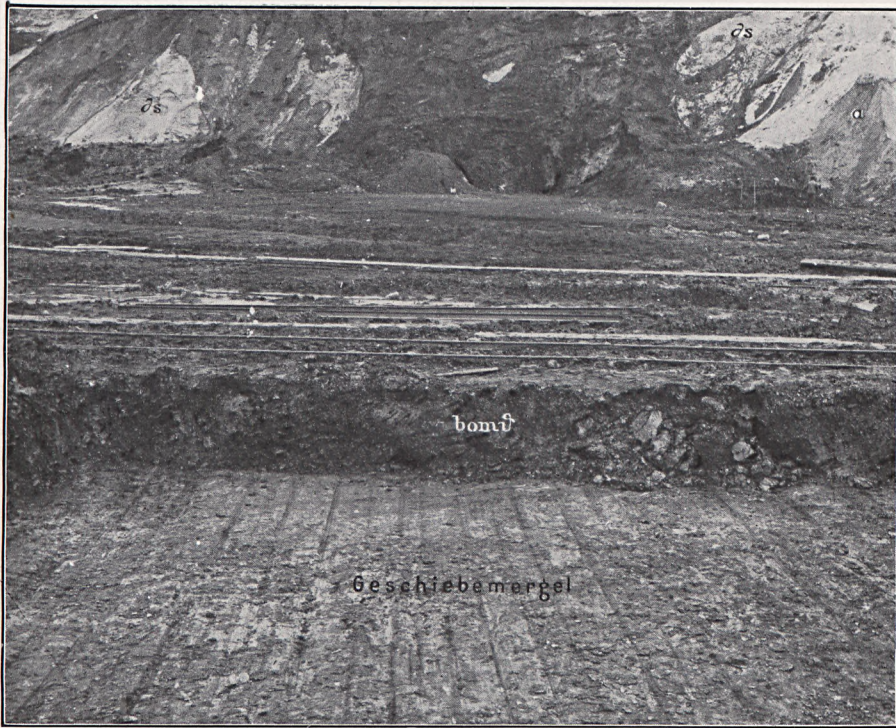


Südwand der Tongrube Freudental bei Itzehoe.

Rupelton (bom?) mit Schlieren von Diluvialsand (ds) und Kies (dg).

Auch dort waren über dem »Unteren« Geschiebemergel Rupelton, Glazialton mit *Saxicava pholadis* usw., Diluvialsande usw. aufgeschlossen; ich habe diesen Anschluß nie mehr in brauchbarem Zustande gesehen. Sehr auffallender Weise hat hier der »Untere« Geschiebemergel unter dem Rupelton keine unregelmäßig wellige Oberfläche gehabt wie am Ochsenkamp, sondern eine flach abradierte bzw. abgescherte Oberfläche, die mit einer sehr auffallenden, OSO. halb O. zu WNW. halb W. verlaufenden Glazialschrammung bedeckt gewesen ist. Diese geschrämte Geschiebemergeloberfläche muß prachtvoll deutlich gewesen sein; ich besitze eine auf Veranlassung von Prof. Dr. GORTSCHE hergestellte Photographie, die sie sehr schön zeigt und auf Grund deren die nebenstehende Autotypie hergestellt ist; die Richtung der Schrammen ist von einem Verwandten des Betriebsleiters Herrn SCHRÖDER, einem alten Kapitän, mit einem Schiffskompaß aufgenommen.

Zu Seite 74.



Tongrube von Freudenthal bei Itzehoe.

Rupelton (bom?) mit eingewickelten Schlieren von Diluvialsand auf der geschrammten, flach abradierten Oberfläche des Geschiebemergels.

17 18 19



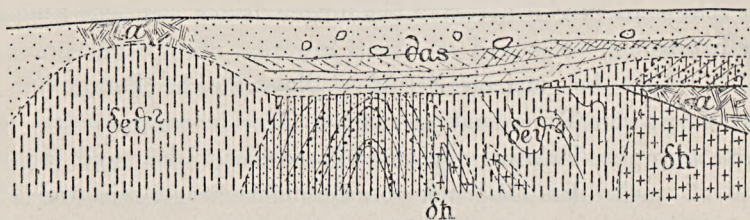
THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
CHICAGO, ILL. U.S.A.

Der Rupelton der Grube bei Freudental ist von $1\frac{1}{2}$ – $2\frac{1}{2}$ m Geschiebemergel überlagert gewesen und hat in sich eingewickelt zahlreiche z. T. erheblich große Schollen von Diluvialsand, grobem Kies, Tonmergel ja z. T. sogar Geschiebemergel enthalten.

Womöglich noch stärker gestört als bei Itzehoe sind die Lagerungsverhältnisse der Tone von Rensing. Rensing liegt 2–3 km N. von Kellinghusen und etwa 15 km ONO. von Itzehoe im Tale der Stöhr, und die Tone hier wurden ebenfalls in großen Gruben für die Alsenschen Zementwerke gewonnen. (Fig. 6 u. 7.)

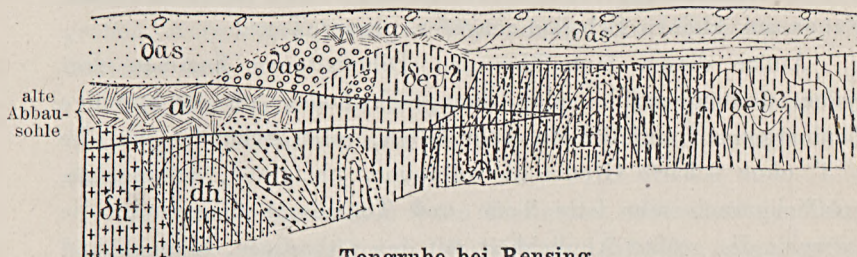
Das NS. verlaufende Stöhrthal ist eben so alt oder älter als der Obere Geschiebemergel, der an die westliche Talflanke von O.

Figur 6.



Tongrube bei Rensing.

Figur 7.



Tongrube bei Rensing.

- dh Tonmergel mit *Saxicava* usw. und Geschieben
- dh Gefaltete, grau- und braungestreifte sandstreifige Tone
- das Talsand (mit Geschieben)
- δag Talkies
- ds Diluvialsand
- δeδ? Eocänähnliche Tone
- α Abrutsch auf einer alten Abbausohle

her angepreßt ist und sich stellenweise bis unter die Talsande herunterzieht.

Die großen Tongruben liegen nun meistens im Talboden unter den Talsanden; zwei, deren eine schon früher¹⁾ abgebildet ist, liegen im Plateaurande. In allen diesen Tongruben sind unter außerordentlich stark gestörten Lagerungsverhältnissen die sehr fetten, kalkfreien, mächtigen Untereocäntone und Untereocän-ähnlichen Tone, derenwegen der Abbau im wesentlichen betrieben wird oder wurde, als Hauptbestandteil aufgeschlossen. In den Gruben im Talniveau sind außerdem zwei verschiedene Diluvialtone, darunter die grauen und schwarzen Tone mit der schon vorher erwähnten hocharktischen Fauna vorhanden. Die sehr schönen, z. T. überkippten und gegen einander abstoßenden Sättel dieser Diluvialtone kommen in den sehr stark verkleinerten Abbildungen leider nur sehr undeutlich heraus.

Ich habe bei meinen Besuchen die arktische Fauna nur in ganz schwarzen Tönen mit gekritzten Geschieben gefunden, die durch diese ihre Führung von zweifellosen Geschieben und grobem Sand oft mehr den Eindruck von Geschiebemergel wie von Ton machten, aber wegen der zweifellos auf primärer Lagerstätte liegenden Fauna mit zweiklappigen, unverdrückten Bivalven doch sicher als ein marines, glaziales Sediment und nicht als eine Grundmoräne anzusprechen sind; GOTTSCHKE beschreibt die arktische Fauna aus kleinen Schollen magerer, grauer Tone.

Außer diesen faunaführenden Diluvialtonen kommen dort graue, braungestreifte oder dünngeschichtete, oft sandstreifige Tonmergel mit auffallenden, sehr fetten, roten Schichten vor, die z. T. ohne scharfe Grenze in rotbraune, blaugraue, braungraue, grünlichgraue, sehr fette Tone und Tonmergel übergehen, die teilweise die größte Ähnlichkeit mit den rotbraunen, braunen und braungrauen, fetten Eocäntonen haben und wenn nicht direkt Eocän, wenigstens ungelagertes, aber kaum verändertes oder verunreinigtes Eocän sind. Die Untereocäntone in den Aufschlüssen im Rande des Plateaus sind als solche durch die Führung der sehr charak-

¹⁾ C. GAGEL: Die untereocänen Tuffschichten und die palaeocäne Transgression. Dieses Jahrbuch 1907 S. 155.

teristischen Londontongeaden und der Schichten von vulkanischen Aschen (Glastuffen) gekennzeichnet; zwei dieser Geoden bei Kellinghusen enthielten *Pentacrinus subbasaltiformis* sowie *Avicula* cf. *papyracea*, so daß hier auch der palaontologische Beweis für Untereocän geführt ist¹⁾. Im Handstück und beim Anföhlen sind die fetten rotbraunen Tone im Talniveau von jenen sicheren Eocäntonen im Plateaurande nicht oder nicht sicher zu unterscheiden, nur enthalten sie sehr wenige Geoden, die ich dort unten nie im Ton selbst, sondern nur auf der Grubensohle gesehen habe, und ich möchte daher glauben, daß wenigstens ein Teil dieser fetten rotbraunen, graubraunen und graugrünen Tone wirkliches, im ganzen verschlepptes Untereocän sind, und daß nur ein Teil dieser Tone diluvial umgelagert (umgeschlänmt) ist; ich kann allerdings den zwingenden Beweis dafür nicht erbringen, da ich, wie gesagt, hier nie eine Geode oder ein Fossil im Ton selbst gefunden habe.

Vielleicht handelt es sich dabei um Analoga des »Blanke ler«, der von MADSEN an den Fundpunkten der Eem-fauna ebenfalls immer unter sehr gestörten Lagerungsverhältnissen gefunden ist, über dessen Alter ebenfalls keine genauen Feststellungen vorliegen, der aber nach der Beschreibung ebenfalls eine sehr auffällige und den Eocäntonen sehr ähnliche Beschaffenheit hat.²⁾

Auch bei Wacken³⁾, NW Itzehoe, liegen solche sehr mächtigen, sehr eocänähnlichen Tone ohne Fossilien und ohne Geoden in großen Aufschlüssen und in Verbindung mit Diluvialtonen mit *Saxicava* usw.

Einzelne Partien dieser eocänähnlichen Tone enthalten nicht nur eingequetschtes sondern schon deutlich eingeschlemmtes Diluvialmaterial.

All diese verschiedenen fetten Eocäntone, eocänähnlichen Tone, Yoldientone, sandstreifigen Diluvialtone, diluvial umgelagerten

¹⁾ Die auffallend lichtgrünen festen Tone im Plateau bei Rensing enthalten nach STRUCK Radiolarien (*Spunellaria*) und Foraminiferen, was ebenfalls für Eocän spricht.

²⁾ MADSEN, NORDMANN, HARTZ: Eem Zonerne Studier over Cyprinaleret. Danmarks geologisk Undersögelse. II. Række Nr. 17, S. 269 ff.

³⁾ STRUCK, Neue Beobachtungspunkte tertiärer und fossilführender diluvialer Schichten in Schleswig-Holstein. Mitt. geogr. Ges. Lübeck 23, 1908.

Eocäntone sowie tonstreifige Sande und feine Diluvialsande sind auf das intensivste aufgestaucht, zusammengefaltet, miteinander verknetet; Sand und Kies ist oft in ganz merkwürdigen Schlieren in den ? Eocänton eingewickelt; das ganze ist oben durch eine annähernd, ja teilweise völlig horizontale Abrasionsebene abgeschnitten, auf die sich horizontal- und krenzgeschichtete Talsande und Kiese legen, stellenweise unter Zwischenlagerung einer dünnen Steinsohle, während diese Talsande nach oben allmählich und ohne scharfe Grenze — soweit man es überhaupt sehen konnte — in ungeschichtete Geschiebesande übergangen.

Wirklichen Geschiebemergel habe ich in keinem dieser Aufschlüsse im Talniveau je gesehen; auf einen vorhanden gewesenen, wenig mächtigen Geschiebemergel deutet die stellenweise erkennbare dünne Steinsohle auf der Abrasions- oder Denudationsfläche; daß die Schichtenstörungen durch Eisdruck bewirkt sind, ist nicht im mindesten zweifelhaft; im Plateaurande sieht man noch den von Osten her an die gefalteten, hier fossilführenden Eocäntone angepreßten Geschiebemergel.

Der dritte Aufschluß mit ähnlich gestörten Lagerungsverhältnissen ist der von Innien, etwa 14 km nördlich von Rensing und 13 km westlich von Neumünster. (Fig. 8, 9 und 10.)

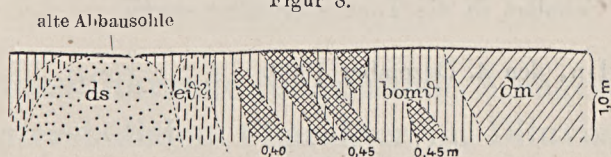
Innien liegt in der tischplatten Sandebene von Neumünster, aus der sich wenig westlich die etwas älteren, aber m. E. noch oberdiluvialen Endmoränen von Hohenwestedt erheben.

Die Ziegeleitongrube von Innien zeigte 1906 hauptsächlich typischen blauen bzw. blaugrünen Rupelton mit *Leda Dehayesiana*, *Fusus rotatus*, *F. elongatus*, *Pleurotoma Duchasteli* usw. (aufgefunden von R. STRUCK, Lübeck l. c.) und auffallend großen Kalkseptarien, die 35—45 cm stark und bis zu mehr als 1 m lang waren.

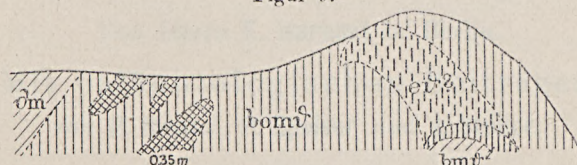
Eingefaltet in diesen durch Fossilien belegten, ganz typischen Rupelton lagen auffallend fette, rotbraune Tone von ganz anderer Beschaffenheit, die mit dem Rupelton augenscheinlich garnichts zu tun haben, und die ich nach ihrem ganzen petrographischen Habitus für Analoga der eocänähnlichen Tone von Rensing und Wacken halten möchte. Ferner war an einer Stelle eine kleine Scholle von typischem miocänem Glimmertou eingeknetet.

Die Störungen dieser steil aufgerichteten, stark verfalteten tertiären und Eocän-ähnlichen Tone stehen offensichtlich im Zusammenhang mit dem Auftreten des Oberen Geschiebemergels in dieser Grube, der stellenweise bis zu 6 m Mächtigkeit zeigte,

Figur 8.



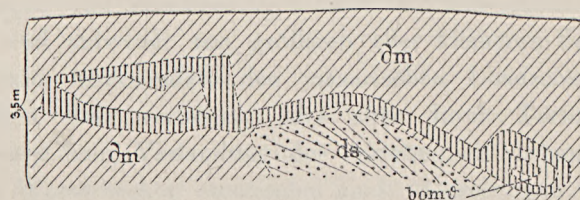
Figur 9.



Innien.

- bom? Rupelton mit sehr großen Septarien, die durch Kreuzschraffur bezeichnet sind
- |||||bm? Glimmerton über einer Kuppe von Geschiebemergel
- e? Eocänähnlicher Ton
- dm Geschiebemergel mit viel Glimmertonmaterial

Figur 10.



Innien.

Langgezogene Schliere von Glimmerton mit eingewickeltm Geschiebemergel und Rupelton im Geschiebemergel.

größtenteils normale Beschaffenheit aufwies, auf erhebliche Stellen jedoch durch die Aufnahme großer Mengen miocänen Glimmertons intensiv braun gefärbt war und in sich eine höchst merkwürdig ausgezogene, lange Schliere von solchem miocänem Glimmertone

enthielt, die ihrerseits noch je eine Scholle von Rupelton und von Geschiebemergel eingewickelt hatte.

Unter dem Geschiebemergel, der nach seiner Lage und Beschaffenheit ganz sicher als Oberer zu betrachten ist, kamen stellenweise normale Diluvialsande zum Vorschein, die auch z. T. noch als Schollen in die Tone eingefaltet waren.

Berlin, den 4. Dezember 1909.

Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialem Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreussen.

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

Mit paläontologischen Beiträgen
von **H. Menzel, P. Speiser** und **J. Stoller.**

Hierzu Tafel 3—5.

Der Baltische Höhenrücken in Ostpreußen bildet bekanntlich eine außerordentlich stark kupierte Endmoränenlandschaft, die aus zahllosen verschieden hohen, kleineren und größeren Rücken und Kegeln gebildet wird. Er erhebt sich in den Goldaper und Seesker Bergen bis gegen 300 m über den Meeresspiegel. Die Vertiefungen und Einsattelungen zwischen den einzelnen Hügelkuppen sind entweder von größeren oder kleineren Seen ausgefüllt, welche insbesondere den masurischen Landschaften ihren eigenartigen Reiz verleihen, oder aber durch Torfmoore, die meistens erst nach Verlandung der ursprünglich vorhandenen abflußlosen Wasserbecken entstanden sind. Durchzogen wird diese Landschaft an vielen Stellen von bogenförmigen Endmoränenstapfen, die sich teils in Blockanhäufungen mehr wallartig, teils in Blockbestreuungen mehr flächenhaft kenntlich machen. Bald hier, bald da wird diese Grundmoränenlandschaft aber auch durchfurcht von tiefen, heute z. T. toten Tälern, die von den meisten Autoren als Abflußrinnen der ehemaligen Schmelzwässer gedeutet werden.

Das Gelände ist vorwiegend aufgebaut aus Geschiebemergel und Geschiebelehm oder deren Auswaschungsprodukten, Block- und Geröllpackungen, sowie Geschiebesanden.

Vielfach verbreitet sind mehr oder weniger große, unregelmäßige Flächen von Tonen, die sich als sog. Decktonablagerungen bald hier, bald da auf den Geschiebelehm oder sonstige Schichten auflagern und oft gerade die höchstgelegenen Plateaus bilden, wie z. B. die zwischen 700 und 740 Fuß hoch liegenden, von mir kartierten Tone zwischen dem Seesker und Goldaper Höhenzuge bei Pietraschen und Rudzien. Auch KAUNHOWEN¹⁾ hat bereits diese hoch gelegenen Decktone vom Kosackener Wald bei Goldap erwähnt. TORNQVIST hat kürzlich in seiner Arbeit: »Zur Auffassung der östlich der Weichsel gelegenen Glaziallandschaft«²⁾ einige vorzügliche Abbildungen der Moränenlandschaft am Goldaper Berge gegeben. Von ihm, sowie aber auch bereits von älteren Autoren ist darauf hingewiesen worden, daß die Entstehung dieser eigenartigen Landschaftsformen nicht so sehr durch Erosionswirkungen zu erklären ist als vielmehr durch den Druck, den die Eismassen auf die Schichten vor dem Eisrande ausübten. Hier sollen Aufpresungen und Aufstauchungen der noch wasserdurchtränkten, weichen Schichten stattgefunden haben. Es ist daher für diese Bildungen mit Recht der Ausdruck Staumoränen eingeführt worden. Ob indes die außerordentliche Mächtigkeit der diluvialen Schichten der ostpreußischen Seenplatte von stellenweise über 150 m mit einer präglazialen, marinen Einsenkung des Gebietes, wie sie TORNQVIST annimmt, im Zusammenhang steht, oder ob sie nicht ebenso leicht und ungezwungener erklärt werden kann durch langandauernde Akkumulation der Schuttmassen während einer längeren Stillstandsphase des Eisrandes mit nur geringfügigen Oszillationen desselben, mag vorläufig dahingestellt bleiben.

In den letzten Jahren wurden nun auf dem Baltischen Höhenrücken in Ostpreußen an zahlreichen Stellen Conchylien führende

¹⁾ KAUNHOWEN, Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Blatte Grabowen im Jahre 1905. Dieses Jahrb. für 1905, S. 738.

²⁾ TORNQVIST, N. Jahrb. für Min., Geol. u. Paläont. 1910, I, S. 37 ff.

Sedimente innerhalb der diluvialen Schichten aufgefunden. Durch dieselben wird die Frage nach der Entstehung des Baltischen Höhenrückens, insbesondere der eigenartigen Geländeformen, die durch den mannigfaltigen Wechsel der Ablagerungen von Blockpackungen und Kiesen, Lehm, Sanden und Tonen bedingt werden, in vieler Hinsicht von neuen Gesichtspunkten aus beleuchtet.

Es handelt sich, wie in den folgenden Zeilen eingehender ausgeführt werden soll, um Fossilien führende Ablagerungen autochthoner Entstehung, die während verschiedener Rückzugsphasen unmittelbar am Rande des oszillierenden Eises abgesetzt worden sind. Diese Ablagerungen wurden vielfach wieder von der Grundmoräne bedeckt, bildeten sich während einer wiederholten Rückzugsphase des Inlandeises von neuem u. s. f. Am besten wird man daher diese Ablagerungen als interstadiale Bildungen im PENCK'schen Sinne bezeichnen.

Fossilien führende, diluviale Ablagerungen sind schon seit langer Zeit aus Masuren bekannt und schon von JENTZSCH und KLEBS angeführt. H. SCHRÖDER¹⁾ beschreibt von verschiedenen Stellen diluviale Süßwasserbildungen, Geschiebe führende Sande, in welchen sich dünne Tonmergel und Kalkbänke eingelagert fanden, die zahlreiche Conchylien führen. Die Conchylien liegen zweifellos auf primärer Lagerstätte, da die Zweischaler vielfach noch mit beiden aufeinanderliegenden Klappen gefunden wurden und von den Gastropoden z. B. sämtliche Altersstadien vertreten sind. SCHRÖDER erwähnt aus diesen Ablagerungen folgende Formen:

? *Anodonta anatina* L.

Unio pictorum L.

Limnaea stagnalis L.

» *auricularia* L.

» *ovata* DRAP.

¹⁾ H. SCHRÖDER, Über zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreußen. Dieses Jahrbuch für 1885, S. 219 ff.

Ders., Diluviale Süßwasserconchylien auf primärer Lagerstätte in Ostpreußen. Dieses Jahrb. für 1887, S. 349–362.

Ders., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blätter Krekollen, Siegfriedswalde und Rössel.

Planorbis carinatus MÜLL.*Valvata piscinalis* MÜLL.» » var. *antiqua* MORRIS.

Es war ihm damals nicht möglich, zu entscheiden, ob es sich hier um interglaziale oder um interoszilläre Bildungen handelte, und diese Frage mußte darum offen bleiben. Die von SCHRÖDER und anderen Autoren aus Ostpreußen genannten Fundstellen mariner interglazialer Ablagerungen hat aber neuerdings P. G. KRAUSE¹⁾ als aufgenommene Schollen präglazialer Sedimente erkannt.

KLAUTZSCH²⁾ beschreibt aus Aufschlüssen vom Vorwerk Wymysly diluviale, Diatomeen führende, weißgraue Kalke, die sich stellenweise dem Geschiebemergel eingelagert finden. Ein abschließendes Urteil über die Stellung dieser Ablagerungen vermag er nicht zu fällen und beschränkt sich darauf zu bemerken: »Diskutabel wäre die Frage, ob hier wirklich während der Vereisung Lebewesen existiert haben, oder ob hier eine Einlagerung fremden Ursprungs vorliegt.«

Aus dem östlichen Teile Masurens hat P. G. KRAUSE³⁾ zum ersten Male fossilführende diluviale Ablagerungen beschrieben. Es handelt sich um unbestimmbare Schalenreste in Seekreideablagerungen auf der Mauersee-Hauptterrasse bei Przerwanken (Blatt Kutten). KRAUSE und KAUNHOWEN⁴⁾ nehmen für dieses Vorkommen von Seekreide jungdiluviales Alter an. Demnach müßten auch die Schalenreste, vorausgesetzt, daß sie nicht auf sekundärer Lagerstätte liegen, Tieren angehören, die am Ausgang der Eiszeit gelebt hatten.

C. GAGEL hat 1903 in den Erläuterungen zu Blatt Passen-

¹⁾ P. G. KRAUSE, Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Dieses Jahrbuch für 1908 I, S. 198 ff.

²⁾ KLAUTZSCH, Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Sehesten und Sensburg im Jahre 1899. Dieses Jahrbuch 1899, S. XCII u. XCIII.

³⁾ P. G. KRAUSE, Bericht über die Ergebnisse der Aufnahme auf Blatt Kutten (Ostpreußen). Ebenda für 1903, S. 447.

⁴⁾ F. KAUNHOWEN und P. G. KRAUSE, Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie. Ebenda für 1903, S. 440.

heim der geologischen Spezialkarte von Preußen S. 19—25 ganz ähnliche Verhältnisse beschrieben, wie sie im Folgenden aus dem östlichen Teile Masurens geschildert werden sollen. Er bildet auf S. 23 ein Profil ab, das einen Querschnitt durch eine Geschiebemergelkuppe darstellt. Der Kern dieses Hügels besteht aus Geschiebelehm, darüber liegt eine dünne Sandschicht. Über dieser folgt eine wenige Dezimeter mächtige Ton- und Fayencemergelbank, die sattelförmig aufgewölbt ist und wiederum von Geschiebemergel überdeckt wird. In der Tonmergelbank fanden sich verdrückte Exemplare von (wahrscheinlich) *Anodonta*. Diese fraglichen Anodonten müssen an Ort und Stelle gelebt haben, da auch zweiklappige Exemplare vorkamen. Es konnte sich also nicht wohl um verschleppte diluviale Schollen handeln. GAGEL hat denn auch diese Schichten als interglazial gedeutet. Er schließt sich jedoch heute, wie er in einer Diskussionsbemerkung zu einem Vortrage von mir über die glazialen, fossilführenden Ablagerungen Ostpreußens in einer Plenarsitzung der Geologischen Landesanstalt hervorhob, meiner Auffassung an, daß es sich auch hier um interstadiale und nicht um interglaziale Ablagerungen handeln dürfte.

Im Mai 1906 fand ich in einem Aufschluß unmittelbar am Hälterhaus der Karpfenteiche an der Oberförsterei Rothebude auf Blatt Groß-Duneyken eine reiche Fauna von Süßwasserconchylien. Diese lagen in einer $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ m mächtigen Bank eines feinsandigen Kalkes (Seekreide), die in diskordant geschichtete Sande und Kiese eingelagert war. Daß diese Sande fluvio-glazialen Ursprungs sein könnten, erschien von vornherein wahrscheinlich, da die hangenden Kiese weiter nach Westen anscheinend von Geschiebemergel überdeckt werden.

Diese Überlagerung war indes zunächst nicht einwandfrei festzustellen, und es lag daher nahe, daran zu denken, daß die Schichten altalluviales Alter besitzen könnten und etwa Reste einer alten Seeterrasse wären. Da die Beziehungen dieser fossilführenden Kalke und Sande zum Geschiebemergel nicht bekannt waren, konnte Genaueres über das Alter derselben nicht festge-

stellt werden. Indes gelang es bald darauf, auf hochgelegenen Kuppen, bisweilen 40—70 Fuß über dem Seespiegel der heutigen nächstgelegenen Seebecken, glaziale Sande nachzuweisen, die ebenfalls Kalkeinlagerungen mit derselben Fauna enthielten. Ich teilte Herrn HESS v. WICHDORFF meine Beobachtungen mit und machte ihn auf die Wichtigkeit dieser Funde aufmerksam. Herr HESS v. WICHDORFF konnte bald darauf in seinem Arbeitsgebiet an mehreren Stellen ganz ähnliche fossilführende Ablagerungen nachweisen. Durch den Bau der Eisenbahnstrecke Marggrabowa-Kruglanken wurden in dem stark kuperten Terrain zahlreiche Aufschlüsse in Bahneinschnitten geschaffen. Im Frühjahr 1907 beobachtete nun zuerst Herr HESS v. WICHDORFF in den Bahneinschnitten bei Orlowen, daß ähnliche fossilführende Kalk- und Tonablagerungen auch im Geschiebemergel selbst vorkommen. Er glaubte damit den Beweis erbracht zu haben, daß es sich um interglaziale Ablagerungen handelte, eine Auffassung, die sich später nicht bestätigte. Es zeigte sich nämlich, daß derartige fossilführende Schichten wiederholt, bis 5 mal, in geringen Abständen von $\frac{1}{2}$ —1 m mit typischem Geschiebemergel wechsellagern. Daher war schon aus rein stratigraphischen Gründen die Annahme ausgeschlossen, daß hier interglaziale Schichten vorliegen könnten, wenn man nicht die absonderliche Schlußfolgerung ziehen wollte, daß in diesem Gebiet ebensoviel Interglazialzeiten und entsprechende Vergletscherungen vorhanden gewesen wären. Nach den eigenartigen Lagerungsverhältnissen in den geologischen Profilen mußte ich vielmehr annehmen, daß es sich um Bildungen am Eisrande oder um Ablagerungen auf dem Eise selbst in der Nähe des Eisrandes handelt. Diese Anschauungen über die Genesis der fossilführenden Bildungen wurden, wie später ausgeführt werden soll, nach vollendeter Analyse der Fauna und Flora in biologischer und bionomischer Hinsicht durchaus bestätigt. Herr HESS v. WICHDORFF schien sich meiner Deutung dieser Ablagerungen anzuschließen, und es wurde daher eine gemeinsame Bearbeitung der Funde geplant. Inzwischen hat Herr HESS

v. WICHENDORFF¹⁾ jedoch bereits mehrere Mitteilungen über den Gegenstand veröffentlicht und Anschauungen vertreten, die ich nicht teile, und die daher teils einer Richtigstellung bedürfen, teils durch weitere Beobachtungen ergänzt werden sollen.

In der folgenden Übersicht sollen zunächst die wichtigsten Profile kurz beschrieben werden.

1. Sandgrube am Hälterhaus bei Rothebude,
Blatt Gr. Duneyken.

Etwa 500 m nordwestlich der Oberförsterei Rothebude fand sich in einem Aufschluß am linken Ufer des Schwalgflusses unter etwa 4 m mächtigen, diskordant geschichteten Sanden und Kiesen eine 30—50 cm mächtige Schicht von Seekreide, die mit etwa 10° nach SW. einfällt. Unter der Kalkschicht folgten nochmals 1—1½ m Sande, darunter Geschiebelehm. Die hangenden Sande scheinen weiter im NW. von Geschiebemergel überlagert zu werden. In der Seekreide fanden sich außer zahlreichen Inkrustrationen von Pflanzenwurzeln viele Schalen von *Anodonta* sp. Außerdem waren folgende Formen²⁾ häufig:

Planorbis Stroemi WERT.

» *arcticus* BECK.

Valvata Sorensis DYB.

Sphaerium dupplicatum CLESS.

Pisidium sp.

2. Schurfgraben an der Feldscheune bei Chelchen,
Blatt Czychen.

Etwa 75 m südsüdöstlich der Feldscheune an der Landstraße von Duneyken nach Czychen (Meßtischblatt Czychen) ließ ich

¹⁾ H. HESS VON WICHENDORFF, Über die geologischen Aufnahmen auf Blatt Kerschken im Jahre 1905. Dieses Jahrbuch für 1905, S. 743—762.

Derselbe, Bericht über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Gr. Duneyken und Czychen in den Jahren 1906 und 1907. Ebenda für 1907, S. 1078—1093.

²⁾ Die Bestimmung der Conchylien verdanke ich meinem Kollegen Dr. MENZEL. Vergl. dessen Ausführungen auf S. 108—116.

einen 15 m langen und etwa 2 m tiefen Schurfgraben aufwerfen. Hier fand sich unter feinen Sanden, die in ihrem unteren Teile schlierenartige Kalkeinlagerungen führten, in 1—1½ m Tiefe eine etwa 30 cm mächtige Schicht eines feinsandigen Mergels, bezw. feinsandigen Kalkes, welcher erfüllt war von zahlreichen, meist zweiklappigen Exemplaren von *Anodonta* sp. und inkrustierten Wurzelresten. Außerdem wurden folgende Formen nachgewiesen:

Limnaea sp.

Planorbis Stroemi WEST.

Valvata Sorensis DYB.

Sphaerium sp.

Pisidium sp.

Früchtchen von *Chara*.

Unterhalb des Kalklagers waren die Sande sehr stark eisen-schüssig und steinig. Sie erweckten den Eindruck, als ob sie intensiv verwittert wären. Insbesondere fanden sich darin mehrere stark zersetzte Granitgeschiebe. Die Kalkschicht fiel flach mit etwa 3° nach Norden hin ein. Diese fossilführende Sandschicht wird unmittelbar im Norden und Westen direkt von Geschiebelehm überlagert.

3. Lehmgrube zwischen dem Brucksee und Schwentainer-See, Blatt Czychen.

Etwa 300 m nordwestlich von Schwentainen liegt an dem Feldwege nach dem Chelcher Walde eine Lehmgrube, in welcher etwa 2½ m Geschiebelehm aufgeschlossen waren. Etwa 80 cm unter der Oberfläche fand sich hier eine 5 cm dicke Schicht eines grünlich-grauen, feinsandigen Tonen mit vereinzelt Schalen von *Pisidium*.

4. Brunnenbohrung Ziemianen, Blatt Benkheim.

Unmittelbar am Maschinenhause der Ziegelei Ziemianen wurde im Jahre 1906 eine Brunnenbohrung niedergebracht, welche unter 10 m Geschiebelehm eine etwa 2 dm mächtige Torfschicht und darunter den wasserführenden Horizont, grandigen Sand bis 13 m erschloß.

5. Vorwerk Norden, Blatt Czychen.

450 m südwestlich von den Wirtschaftsgebäuden und etwa 100 m nordwestlich der Höhe 409' erbohrte ich 46' über dem heutigen Spiegel des Brucksees eine mehrere dm mächtige Schicht von Seekreide.

6. Schwentainer Feldmark, Blatt Czychen.

Auf den Feldern des Gutsbesitzers THOROWSKI traf ich an verschiedenen Stellen, etwa 30' über dem heutigen Schwentainer-See gelegen, sowohl in den Kiesflächen als auch im Geschiebelehm dünne Lagen von Seekreide mit dem Handbohrer an. Einige Aufgrabungen ergaben, daß diese Schichten fossilführend waren, insbesondere Schalenstückchen von *Pisidium* sp. enthielten.

Die Fundorte 1–6 waren mir im Verlauf des Sommers 1906 bekannt geworden. Im folgenden Sommer wurden, wie bereits oben bemerkt, zahlreiche ausgezeichnete Aufschlüsse durch den Bahnbau der Eisenbahnstrecke Marggrabowa—Kruglanken hergestellt, von denen die wichtigeren Profile hier mitgeteilt sein mögen. Sie verteilen sich in dem von mir untersuchten Gebiete auf die Strecke von Salleschen, Blatt Czychen, bis Marggrabowa (Blätter Olschewen und Oletzko).

7. Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Groß-Duneyken zwischen Kilometer 25,48 und 25,64.

Der etwa 160 m lange Bahneinschnitt durchschneidet eine Geschiebemergelkuppe. Das Längsprofil, insbesondere aber auch das Querprofil, wie es am 22. Juni 1907 angeschnitten war (Taf. 3), zeigt zwei übereinander liegende Bänke eines feinsandigen, grünlich-grauen, mergeligen Tones (»Fayencemergel«) im Hangenden und eines feinsandig tonigen Kalkes im Liegenden, die tellerförmig dem Geschiebemergel eingelagert sind. Die untere der beiden Bänke erreicht eine Mächtigkeit bis 50 cm, die obere bis 30 cm. Das Längsprofil zeigt ferner, wie sich die untere Bank in ihrem westlichen Teil gabelt und der eine Zweig dieser Gabel sich an die obere, schalenförmig gebogene Tonschicht anlagert. Beide

Bänke werden stellenweise im Liegenden und im Hangenden von einer dünnen Schicht eisenschüssigen Sandes begleitet. Das Gestein beider Bänke ist, abgesehen vom höheren Kalkgehalt der liegenden Bank, im wesentlichen gleich ausgebildet. Die Facies der ursprünglichen Ablagerung hat also nicht gewechselt. In beiden Bänken fanden sich von Kalk inkrustierte Wurzelreste und Schalen von:

Anodonta sp.

Pisidium sp.

Planorbis arcticus BECK.

Limnaea ovata DRP.

» *lagotis* SCHR.

Will man diese eigenartigen Lagerungsverhältnisse deuten, so muß man annehmen, daß die Grundmoräne in ein Süßwasserbecken hineingelangte, in dem sich damals die Tonsedimente mit den Süßwasserfossilien absetzten. Die Wechsellagerung dieser Schichten mit dem Geschiebemergel ist nur durch einen wiederholten Vorstoß des Eisrandes in dieses Becken zu erklären.

8. Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Chelchen, zwischen Kilometer 25,85 und 26,05 (Taf. 3¹)).

Dieser Einschnitt liegt ebenfalls im Geschiebemergel und ist etwa 7 m tief an der höchsten Stelle der durchschnittenen Kuppe. Im tiefsten Kern des Einschnittes fand sich eine sattelförmig aufgepreßte und vielfach den ursprünglichen Zusammenhang nicht überall mehr erkennen lassende Bank eines kalkigen Feinsandes bis feinsandigen, grünlich-grauen Mergels. Die Mächtigkeit dieser fossilreichen Schicht beträgt 0,15—0,25 m. Aus ihr wurden folgende Fossilien gesammelt.

¹) Bei dem Charakter der Gesteine war es recht schwer, brauchbare photographische Bilder zu erhalten, so daß die Profilzeichnung vorgezogen werden mußte, obgleich diese Profile, die nach den bei wiederholten Begehungen gemachten Beobachtungen teilweise kombiniert werden mußten, bei der geringen Mächtigkeit der fossilführenden Schichten die Lagerungsverhältnisse mehr oder weniger schematisch wiedergeben und insbesondere die mannigfaltigen kleinen Stauchungserscheinungen nicht zum Ausdruck bringen können.

Limnaea ovata DRP.

Planorbis Stroemi WEST.

Valvata Sorensis DYB.

Pisidium sp.

Anodonta sp.

9. Bahneinschnitt bei Kilometer 26,3—26,35 (Taf. III).

Der nur etwa 3 m tiefe Einschnitt in einer kleinen Geschiebemergelkuppe bot insofern Interesse, als auch hier eine dünne, etwa 5—10 cm mächtige Schicht eines grünlich-grauen, feinsandigen Mergels eingelagert war, die eine besonders intensive Fältelung durch Aufpressung erfahren hatte. Abgesehen von zerbrochenen Pisidienschalen wurden Fossilien hier nicht beobachtet.

10. Bahneinschnitt am Wege nach Griesen bei Kilometer 26,58—26,75 (Taf. 3).

Dieser an seinem nordwestlichen Steilrande bis 10 m tiefe Einschnitt bot ein besonderes Interesse. Es zeigte sich, daß der Kern dieses Berges im Westen aus Sand, im Osten aus Kies besteht. Darüber legt sich eine 5—8 m mächtige Geschiebelehmdecke, die in ihrem oberen Teil durchzogen wird von einer etwa 10 cm mächtigen Bank eines feinsandigen Kalkes und einer darunter liegenden 10—15 cm mächtigen Schicht eines feinsandigen Mergels. Diese Bänke werden am nordwestlichen Steilrande des Einschnittes durch eine etwa $\frac{1}{2}$ —1 m mächtige Schicht von kiesigem Sand getrennt, am südöstlichen Steilrande dagegen durch Einlagerungen von Geschiebemergel. Die Sandschicht hat sich also bereits innerhalb der Breite des Einschnittes völlig ausgekeilt. In ihr fanden sich Schalenreste von *Unio* sp. Die Belegstücke sind leider auf dem Transport völlig zerfallen. In dem Profil des südöstlichen Steilrandes war die untere, mergelige Bank in weitaus weiterer Auf- und Abbewegung noch etwa 90 m weiter nach Osten zu verfolgen. Sie lagte sich in ihrem östlichen Teil auf die zutage streichende Kiese auf und wurde ihrerseits hier von einer schwachen Sanddecke überlagert.

11. Bahneinschnitt bei Kilometer 27,3—27,36 (Taf. III).

Das Profil dieses an sich unbedeutenden Bahneinschnittes war durch einen seitlich angelegten tiefen Graben zeitweilig bis 3 m unter die Bahnlinie aufgeschlossen. Auch hier zeigten sich zwei fossilführende Schichten im Geschiebemergel übereinander gelagert, welche Schalenreste von *Pisidium* und *Limnaea* enthielten. Während die untere, nur etwa 5 cm mächtige Schicht aus grauem, feinsandigem Ton sattelförmig aufgestaucht und vielfach gepreßt und zerstört war, ist die obere Schicht, welche aus einem feinsandigen Mergel besteht, bis zu 50 cm mächtig. Sie legt sich dem westlichen Gehänge flach muldenförmig an und wird ihrerseits hier von einer etwa 1 m mächtigen Schicht eines schwach lehmigen, mittelkörnigen, Geschiebe führenden Sandes überdeckt.

12. Bahneinschnitt westlich am Wege von Griesen nach Chelchen bei Kilometer 27,41—27,58 (Taf. 3).

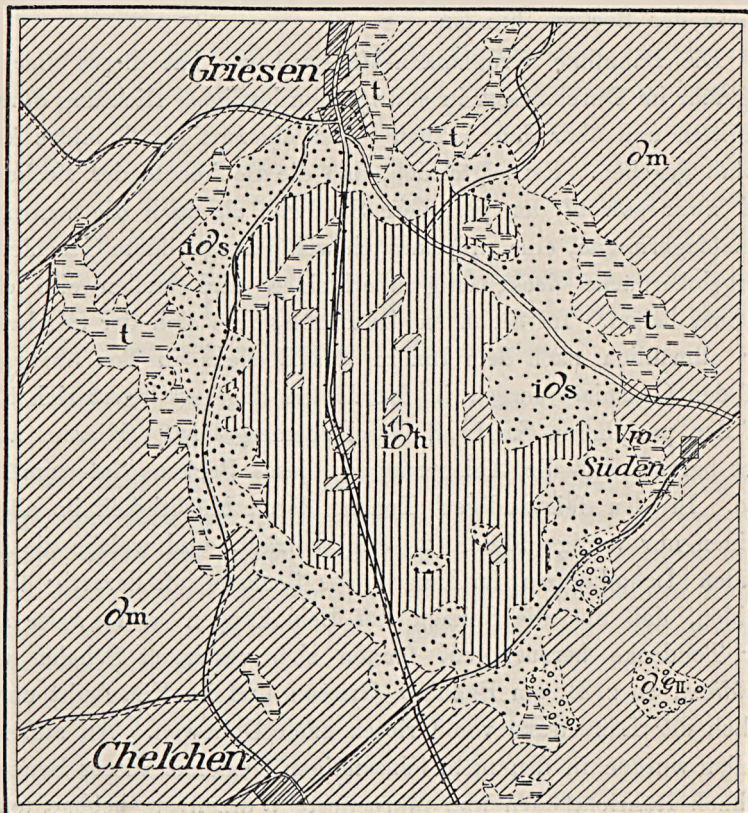
Etwa in der Mitte dieses Einschnittes, der eine Geschiebemergelkuppe durchschneidet, findet sich eine 4 m mächtige Kiesschicht eingelagert, welche mit etwa 15° nach Westen einfällt. Der Kies zeigt diskordante Schichtung und führt faust- bis kopfgroße Geschiebe. Durchzogen wird die Kiesschicht von einer 10—15 cm mächtigen Einlagerung eines feinsandigen Kalkes, in dem *Pisidienschalen* und Bruchstücke von *Limnaea* gefunden wurden. In den Kiesen selbst fanden sich Schalenstücke, die nach ihrer Gestalt und Dicke zu urteilen anscheinend der Gattung *Unio* angehören.

13. Querprofil durch das Sand- und Tonbecken zwischen Griesen und Chelchen, zwischen Kilometer 27,7—29,47 (Taf. 3).

Auf dem Geschiebemergelplateau der Osthälfte des Blattes Cztychen sind in einer Meereshöhe von 157—173 m der hügeligen, stark kupierten Grundmoränenlandschaft eigenartige Absätze aus einem Süßwasserbecken aufgelagert. Es handelt sich um eine beckenförmige Ablagerung zwischen dem Gute Chelchen und dem

Dorfe Griesen, die etwa $1\frac{1}{2}$ km Durchmesser besitzt. Während das Innere dieses Beckens aus fetteren, fast überall geschichteten oder gebänderten Tonen besteht, die nach den Rändern zu feinsandiger werden und allmählich in sandstreifige Tone und ton-

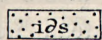
Figur 1.



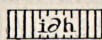
1:25000.



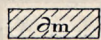
Alluvialer
Torf



Sandwall
Interstadialer
Beckensand



Interstadialer
Beckenton



Oberer
Geschiebemergel



Oberdil. Kies
und Geröll-
packungen

Interstadiales Tonbecken bei Chelchen mit ringwallartigem Sandsaum.

Ausschnitt aus der Geologischen Spezialkarte von Preußen,
Meßtischblatt Czychen.

streifige, feine Sande übergehen, wird das Becken in seiner ganzen Peripherie von einem bis 10 m hohen, wallartigen Sandrücken umgeben. Morphologisch erinnert dieser Sandrücken zunächst an Dünenzüge. Indes treten in den peripheren Teilen dieses Sandwalles immer gröbere Sedimente auf, steinige Sande und selbst Kiese. Sowohl die Sande als auch die Tone fallen nach dem Innern des Beckens hin ein.

Die Bahnlinie Kruglanken-Marggrabowa hat dieses Becken ungefähr im Durchmesser in südwest-nordöstlicher Richtung durchschnitten und über den Aufbau dieses eigenartigen Gebildes Aufschluß gegeben. Es zeigte sich, daß die Sedimente des Beckens, und zwar sowohl der periphere Sandwall als auch die zentralen Tonablagerungen, eine ursprünglich wellig ausgebildete Geschiebemergeloberfläche deckenartig überkleiden und stellenweise eingeebnet haben. Im Südosten des Profils legt sich der Sandwall, der allmählich nach dem Innern des Beckens in Ton übergeht, auf den Geschiebemergel, im Nordosten dagegen lagert sich hier auf den peripheren Sandwall Geschiebemergel auf. Hieraus aber geht hervor, daß die Ablagerungen dieses Beckens intermoränal sind. In den feinsandigen Tonen, deren Mächtigkeit im allgemeinen nur wenige Meter (2—5 m) beträgt, und welche die liegenden Lehnkuppen im Innern des Beckens oft derartig überkleiden, daß nur die Spitzen der Lehnkuppen stellenweise aus der Tondecke herausragen, fanden sich vereinzelt Schalen von *Pisidium*, so z. B. am Bahnhof Griesen und im Einschnitt nordöstlich der Landstraße von Griesen nach Doliewen. An anderen Stellen wurden in den mehr feinsandigen Gesteinen dieses Beckens vielfach Röhrichtböden und inkrustierte Wurzelreste beobachtet.

Die morphologischen Eigenschaften dieses Beckens, welches hoch oben auf dem Geschiebemergelplateau liegt, insbesondere aber der sandige Ringwall desselben, lassen wohl kaum eine andere Deutung zu, als daß wir es mit Sedimenten zu tun haben, die in einem Eisloch entstanden sind an einer Stelle, wo die damalige Eisdecke bereits durchgeschmolzen war, während ringsherum noch das Eis, vielleicht wohl nur als totes Eis, vorhanden war.

Von besonderem Interesse aber ist, daß sich in diesem Becken im Angesichte des Eises oder gar auf dem Eise selbst eine, wenn auch nur spärliche Fauna und Flora entwickelt hat. Dieses entspricht aber durchaus solchen Beobachtungen, die auch aus den heute vergletscherten Gebieten in der Literatur mehrfach erwähnt sind, wie z. B. dem Auftreten einer Vegetationsschicht auf der Gletscheroberfläche der Icy Bay auf Alaska¹⁾. Ich erinnere auch daran, daß KEILHACK²⁾ Decktonlager südlich von Bublitz beschrieben hat, in denen sich von Süßwasserconchylien *Planorbis*, *Limnaea* und *Pisidium* fanden. Da diese Tone auch auf den Höhen abgelagert sind, wo die Erosion seitdem wenig gewirkt hat, so nahm KEILHACK ebenfalls an, daß diese fossilführenden Tone hier in Becken abgelagert sein müssen, deren Ufer das Eis selbst gebildet hat, daß es sich also um Ablagerungen in Seen auf dem Eise oder in Löchern handelt, die in die Eisdecke bereits bis auf den Untergrund hineingeschmolzen waren.

14. Bahneinschnitt östlich von Griesen
bei Kilometer 29,94—30,18 (Taf. 4).

Hier fanden sich in einer Geschiebemergelkuppe unregelmäßige, linsenförmige Einlagerungen von Kies, die stellenweise begleitet waren von dünnen Schichten feinsandigen Mergels und im östlichen Teil des Aufschlusses von einem feinsandigen Kalk, in dem sich Pisidienschalen und Bruchstücke von Gastropodenschalen erkennen ließen.

15. Bahneinschnitt nördlich vom Vorwerk Süden
bei Kilometer 30,3—30,38 (Taf. 4).

Es wurden hier zwei kleine Geschiebemergelkuppen etwa 2 m tief angeschnitten, die im Innern einen Kern von diskordant geschichteten Kiesen und Geröllagen enthielten. Über den Kies-

¹⁾ E. GEINITZ, Das Quartär Nordeuropas. Lethaea geognostica Teil III, Bd. 2, Abt. I, S. 4—5. Dasselbst weitere Literaturangaben über den Gegenstand.

²⁾ K. KEILHACK, Der baltische Höhenrücken in Hinterpommern und Westpreußen. Dieses Jahrbuch für 1889, S. 168 ff.

Derselbe, Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preußen, Blätter Bublitz, S. 26—27 und Gramenz.

kernen ließ sich in der nordwestlichen Kuppe des Einschnittes eine etwa 5 cm mächtige Kalkschicht, in der südwestlichen Kuppe dagegen ein 3—5 cm mächtiges Bänkchen von feinsandigem Mergel erkennen. Diese Ablagerungen schienen die Kieskerne in mehr oder weniger zusammenhängender Decke zu umhüllen, waren allerdings stellenweise arg gestört und zusammengestaucht. Fossilien wurden hier nicht gefunden.

16. Bahneinschnitt nordöstlich vom Vorwerk Süden bei Kilometer 30,9—31,1 (Taf. 4).

Dieser Aufschluß durchschneidet eine Geschiebemergelkuppe bis 7 m tief. Er bietet insofern besonderes Interesse, als hier nicht weniger als fünf 3—10 cm mächtige, fossilführende Ton- und Mergelbänder, annähernd parallel mit einander verlaufend und nur stellenweise gestört, den Geschiebemergel durchziehen. Zahlreiche Pisidienschalen fanden sich in der zweithöchsten Schicht, einem grünlich-grauen, feinsandigen Ton, der sich im Nordwesten einer Kieseinlagerung im Geschiebemergel auflegt.

17. Bahneinschnitt östlich vom Vorwerk Süden im Chelcher Walde bei Kilometer 31,37—31,48 (Taf. 4).

Hier beobachtete ich eine eigenartige Verzahnung des Geschiebemergels mit zwei dünnen, nur 3—5 cm mächtigen Schichten von feinsandigem Mergel und Ton, die sich im allgemeinen in ihrer Lagerung der Bergform entsprechend flach aufwölben, aber sich im östlichen Teil des Profils jederseits in zwei Äste gabeln. Unterhalb dieser beiden Schichten, in denen sich einige Pisidienschalen fanden, war eine dritte, etwa 5 cm mächtige Schicht eines feinsandigen, grünlich-grauen Tones zu beobachten, die im Gegensatz zu den oberen Bänkchen außerordentlich stark gefältelt und zusammengestaucht war.

18. Bahneinschnitt am Ostrande des Blattes Czzychen bei Kilometer 31,55—31,63 (Taf. 4).

Hier fanden sich ganz ähnliche Verhältnisse wie im vorigen Aufschluß, nämlich, dem Geschiebemergel eingelagert dünne, etwa

5 cm mächtige Bänke eines feinsandigen Mergels, die sich nach Osten hin gabelförmig verzweigten.

19. Bahneinschnitt nördlich Dullen, Blatt Olschewen bei Kilometer 38,64—38,73.

Am östlichsten Ende des langen und tiefen Eisenbahneinschnittes nördlich von Dullen beobachtete ich im Geschiebemergel eingeschlossen Schollen und aufgepreßte Reste einer ehemaligen, etwa 5 cm mächtigen Torfschicht, die vorwiegend aus Moosen, und zwar *Thuidium abietinum* BRYOL., bestand.

20. Bahneinschnitt nördlich von Jaschken, Blatt Olschewen bei Kilometer 39,87—40,0 (Taf. 4).

Der Aufschluß durchschneidet eine Geschiebemergelkuppe. In dem Geschiebemergel ist eine vielfach gefaltete und gestauchte, etwa 30 cm mächtige Bank eines grünlich-grauen, feinsandigen Mergels eingelagert, in dem sich Schalen von *Pisidium* sp. und *Valvata Sorensis* DYB. fanden. Unter dieser Schicht liegt eine dünne Decke gelben, eisenschüssigen Sandes, und darunter stellenweise Kies mit vielen stark verwitterten Granitgeschieben u. a.

21. Bahneinschnitt am Wege nach Jaschken, zwischen Kilometer 40,25—40,35 (Taf. 4).

Der bis 8 m tiefe Einschnitt im Geschiebelehm ließ in seinem unteren Teile eine große, linsenförmige Einlagerung von Kies erkennen. Etwa 1—1½ m unter der Oberfläche war eine bis 40 cm dicke Schicht eines grünlich-grauen, feinsandigen Mergels in regelmäßiger Lagerung zu verfolgen, in der sich Schalenreste von *Pisidium* sp., von *Planorbis arcticus* BECK., sowie zahllose Pflanzeninkrustationen fanden. Darunter folgte eine durchschnittlich 30 cm dicke Schicht von eisenschüssigem, zahlreiche Geschiebe führenden Sand, hierunter eine 10—20 cm mächtige Bank eines grauen, feinsandigen Kalkes mit *Pisidium* sp.

22. Bahneinschnitt westlich von Marggrabowa bei Kilometer 41,4—41,9.

Dieser gegen 10 m tiefe Aufschluß bot in vieler Beziehung das wichtigste und interessanteste von mir in Masuren beobachtete

Diluvialprofil. Der Kern des durchschnittenen Geschiebemergelberges besteht aus einem feinsandigen, blauen, meist ziemlich fetten und geschichteten Ton, der stellenweise feinsandstreifig ist. Darüber legt sich zunächst in muldenförmigen Vertiefungen eine dünne Schicht ziemlich reiner Seekreide, und über dieser folgt eine zwar im allgemeinen noch zusammenhängende, aber vielfach ausgewalzte, stark gefaltete und zusammengestauchte 10—15 cm mächtige, mehr oder weniger sandige Torfschicht. Über diese legt sich eine stellenweise über 6 m mächtige Geschiebemergeldecke, in welcher sich im westlichen Teile des Aufschlusses eine dünne, 3—10 cm mächtige Schicht eines grünlich-grauen, feinsandigen Mergels bis feinsandigen Kalkes mit Pisidienschalen nahezu ununterbrochen verfolgen ließ. In den obersten Schichten der liegenden Tone fanden sich vereinzelt Pisidienschalen und Gehäuse von *Planorbis arcticus* BECK. Die gleiche Fauna wurde in der darüber liegenden Seekreide beobachtet. Der über dieser lagernde Torf ist meist sehr sandig ausgebildet. An einigen Stellen besteht er vorwiegend aus Moosresten, und zwar herrscht nach freundlicher Bestimmung des Herrn Oberlehrers Dr. QUELLE in Pankow *Thuidium abietinum* BRYOL. vor¹⁾. Stellenweise ist die Humusbildung derartig stark mit Sand und Lehm vermenget, daß man das Gestein nicht eigentlich als Torf bezeichnen kann, sondern vielmehr als humose Vegetationsschicht, etwa als Waldboden oder Moorerdebildung. Vielfach ist der Torf stark kalkhaltig und als Moormergel zu bezeichnen. In solchen Gesteinen fanden sich vorwiegend Früchtchen von *Chara*. An verschiedenen Stellen konnte ich nachweisen, daß die Wurzelstümpfe von Baumstämmen, insbesondere solche von *Alnus*, in die liegenden Kalke und Tone hineinragen und so »in situ« den Beweis für die autochthone Entstehung der Humusschichten liefern. Beim Schlämmen der Tone und Torfe fanden sich auch Flügeldecken von Käfern sowie Binnenconchylien (darunter auch Landschnecken), die folgenden Arten angehören:

¹⁾ Vergl. RABENHORST, Kryptogamen-Flora II. Aufl., S. 838 und LIMPRICHT, Laubmoose von Deutschland, Österreich und der Schweiz, S. 147. Vergl. J. STOLLER's Ausführungen. Diese Abhandl. S. 123—124.

Planorbis arcticus BECK.

Pupa Lundströmi WEST.

Vertigo parcedentata AL. BR.

Succinea Schumacheri ANDR.

Ferner auch vereinzelte Pisidienschalen.

Die Käferreste sind von Herrn PAUL SPEISER, Labes, bestimmt und im paläontologischen Teile beschrieben. Vergl. S. 116—120. Über die höheren Pflanzen vergl. STOLLER S. 120—128.

Besonders interessant ist in diesem Profil, daß nach dem erneuten Vorstoß des Inlandeises und Ablagerung von Geschiebelehm auf der Vegetationsschicht die limnische Ablagerung einer dünnen Mergel- bzw. Kalkschicht erfolgte, daß mit andern Worten die Verhältnisse nach dem nochmaligen Rückzug des Eises sich an dieser Stelle derart verändert hatten, daß eine ganz andere Facies zur Ausbildung gelangte.

23. Bahneinschnitt westlich von Marggrabowa
bei Kilometer 42,05—42,12 (Taf. 4).

Das Profil bietet im wesentlichen nichts Neues; es zeigt die Einlagerung einer gefalteten 5—10 cm mächtigen Schicht von feinsandigem Mergel, die von einer dünnen Sandschicht unterlagert und überlagert wird, und in der sich vereinzelte Pisidienschalen nachweisen ließen.

24. Bahneinschnitt westlich von Marggrabowa
bei Kilometer 42,6—42,75 (Taf. 4).

Der Aufschluß durchschneidet eine Kuppe aus sandstreifigem Kies, die stellenweise von Resten eines Geschiebemergels bedeckt ist. Die Kiese zeigen überall deutlich diskordante Struktur und gehen stellenweise in Geröllpackungen über. Eingelagert in ihnen waren bis 1 m mächtige, linsenförmige Ablagerungen eines feinsandigen, dünn geschichteten Mergels sowie auch dünne Schichten von feinsandigem Kalk, in dem sich außerordentlich häufig Inkrustationen von Wurzelresten fanden. Die Ablagerungen er-

100 E. HARBORT, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interwiesen sich dadurch als alte Röhrichtböden. In diesen Schichten wurde folgende Fauna nachgewiesen:

Limnaea stagnalis L.

» *ovata* DRP.

» *palustris* MÜLL.

» *glabra* MÜLL.

Planorbis arcticus BECK.

Pisidium sp.

25. Aufschlüsse auf Blatt Marggrabowa.

Süßwasserkalk mit *Pisidium* und *Valvata* sp. konnte ich auch in der Kiesgrube am Wasserturm innerhalb der Stadt Marggrabowa selbst nachweisen, sowie in der Kiesgrube des Herrn Otto unmittelbar am Bahnhofe. Nach freundlicher Mitteilung des Herrn Stadtrates CZYGAN sollen bei Kanalisationsarbeiten innerhalb der Stadt Torfeinlagerungen auch »im gewachsenen Boden« gefunden worden sein. Endlich möchte ich noch erwähnen, daß ich eine Kalkschicht mit Pisidienschalen auch jenseits der russischen Grenze im Jahre 1906 in einer Sandgrube etwa 1 km nordöstlich von Bakaraljewo beobachtet habe, damals aber leider meine Untersuchungen wegen der politischen Unruhen nicht fortsetzen konnte.

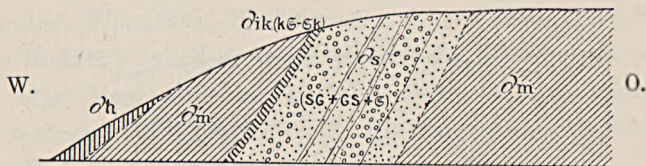
26. Aufschlüsse auf Blatt Grabowen.

200 m südöstlich der Ziegelei Wronken liegt eine Sand- und Geschiebemergelgrube, die in einer Kuppe angelegt ist, welche aus einem größeren Tongebiet herausragt. Hier lagert sich im Westen (vergl. Profil Fig. 2 und 3) Ton, im Osten kiesstreifiger Sand auf einen älteren Kern von steil aufgerichteten und gestörten Schichten. Der Aufbau dieses Kernes geht aus dem Profil hervor. Es lag hier an der Grenze von Geschiebemergel gegen Sand im nördlichen Teile des Aufschlusses, gegen sandigen Kies im Süden desselben, eine 5–20 cm mächtige Schicht von feinsandigem Kalk, der stellenweise in kalkigen Feinsand übergeht. Wurzelinkrustationen waren in dieser Schicht außerordentlich häufig,

auch wurden vereinzelte Pisidienschalen und andere nicht näher bestimmbare Conchylien gefunden.

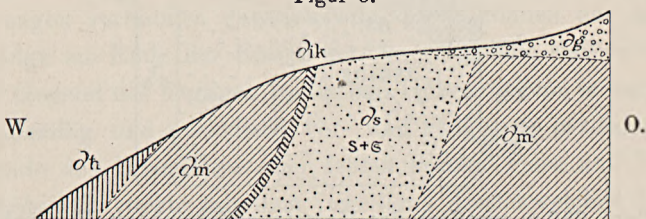
Die Aufpressung der steil aufgerichteten Schichten ist offenbar vor dem Absatz des angelagerten Tones und der aufgelagerten grandstreifigen Sande erfolgt.

Figur 2.



Südwand.

Figur 3.



Nordwand.

Profile aus der Sandgrube 200 m südöstlich der Ziegelei Wronken.

Blatt Grabowen.

Längen und Höhen 1 : 100.

650 m westlich vom Vorwerk Kettenberg ließ ich auf einem Kiehügel ein 2¹/₂ m tiefes Schürfloch aufwerfen. Hier lagerten unter etwa 1 m horizontal geschichteten Granden kiesstreifige Sande, mit ca. 40° einfallend, in denen sich eine 35—40 cm mächtige Bank eines sandstreifigen, feinsandigen Kalkes bis kalkigen Feinsandes eingelagert fand. Diese Schicht war erfüllt mit Wurzelinkrustationen, auch lagen darin Schalen von *Pisidium* sp. und *Planorbis arcticus* BECK.

In der Kies- und Mergelgrube an der Schwedenschanze bei



aus Süßwasserseen, Tümpeln und Flüssen oder mit alten Vegetationsschichten, die teils in Sümpfen (Moore), teils auf dem Lande (Moosbänke mit *Thuidium abietinum*) zum Absatz kamen. Die verschiedenen Facies wechseln miteinander ab, oft auf kurze horizontale Entfernung, so daß beispielsweise eine *Unio* führende Kiesablagerung im Fortstreichen allmählich in feinere Sedimente, Kalk- und Tonmergel übergeht, die eine typische Seefauna mit Anodonten, Planorben, Pisidien usw. führen kann. Auch in vertikaler Richtung wechselt die Facies häufig insofern, als beispielsweise eine Vegetationsschicht nach einem erneuten Vorstoß des Eises während der darauffolgenden Rückzugsphase einer limnischen Facies Platz gemacht hat.

Mit dem Wechsel des Charakters der Facies aufeinanderfolgender Schichten müssen also jedesmal bedeutende morphologische Veränderungen verbunden gewesen sein. Wir können uns daher die Vorgänge am Ende der Eiszeit nur so vorstellen, daß der Eisrand in der Gegend des heutigen Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen unregelmäßig und periodisch vor- und rückwärts oszillierte. Am Südrande des Inlandeises aber lebten bereits Tiere und Pflanzen. Die Lebewelt rückte mit dem jeweiligen Zurückweichen des Eises immer weiter nach Norden vor und wurde vielfach beim nächsten Vorstoß des Eises von der Grundmoräne wieder überdeckt. Dieser Vorgang hat sich stellenweise des öfteren wiederholt, an anderen Orten dagegen anscheinend weniger oft, was ja leicht erklärlich ist, da bei der Unebenheit des Untergrundes der Eisrand bald hier, bald da zungenförmig in das Land hereingeragt haben wird. Selbst auf dem Eise oder in Becken, die in toten Partien des Eises eingeschmolzen waren, ist die Lebewelt, wie das Profil des Chelcher Tonbeckens beweist, vorgedrungen.

Bei jedem Vorstoß des Eises wurden naturgemäß die vorher abgelagerten fossilführenden Sedimente unter dem Druck des Eises gelegentlich aufgepreßt, gefaltet und ausgewalzt. Solche Störungen zeigten denn auch viele der beobachteten Profile, während andererseits aber auch gelegentlich die Schichten vollständig ungestört in ihrer ursprünglichen Lage erhalten geblieben sind.

Durch die wiederholten Oszillationen mag vielleicht auch die auffällige Tatsache zu erklären sein, daß in Masuren benachbarte Kuppen von Geschiebemergel vorkommen, die teils bis auf 2 m vollständig entkalkt sind, also aus Geschiebelehm bestehen, während auf anderen der Mergel zutage steht. Mehrfach wurde eine schalenförmige Übereinanderlagerung der fossilführenden Schichten beobachtet. Ferner wurde festgestellt, daß sich eine solche fossilführende Bank in zwei Schichten spaltet, daß aber solche Schichten gelegentlich auch auskeilen und bald darauf in einer anderen Facies ihre Fortsetzung finden können. Es soll hier im einzelnen nicht näher ausgeführt werden, wie die Entstehung dieser eigenartigen Lagerungsverhältnisse durch die ständigen Oszillationen des Eisrandes leicht zu deuten sind, und es mag nur erwähnt sein, daß z. B. die Gabelung eines solchen im Angesichte des Eises abgelagerten Seekalkes dadurch erklärt werden kann, daß zeitweilig der Gletscher ein Stückchen in das Süßwasserbecken vordrang und nur einen Teil des Kalkes mit Schuttmassen bedeckte.

Alle diese meine Schlußfolgerungen habe ich zunächst aus rein stratigraphischen Gründen ziehen können, und es blieb noch abzuwarten, ob auch die Analyse der Fauna und Flora nach biologischen und biologischen Gesichtspunkten, besonders hinsichtlich der klimatischen Verhältnisse, unter denen diese Lebewesen existiert haben, meine Auslegungen bestätigen würde. Dieses ist in vollem Umfange geschehen. MENZEL¹⁾ hat bereits an anderer Stelle ausgeführt, daß die Fauna eine ganze Reihe nordischer, teilweise durchaus arktischer Tiere enthält. Es soll jedoch nicht in Abrede gestellt werden, daß auch Formen vorkommen, die noch heute in den Gewässern jener Gegenden leben. Ähnliches gilt von der von STOLLER bearbeiteten Flora (vergl. die Ausführungen STOLLER's auf S. 123—124).

Ich glaube somit nachgewiesen zu haben, daß die Ablagerungen mit einem Interglazial nichts zu tun haben und auch nicht einmal als »interglazialähnlich« bezeichnet werden dürfen, wie

¹⁾ H. MENZEL, Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910, S. 213 ff.

HESS VON WICHDORFF¹⁾ als Kompromiß vorgeschlagen hat. Es handelt sich vielmehr um rein glaziale Bildungen, die am Fuße des Eisrandes bzw. auf dem Eise selbst zur Ablagerung gekommen sein müssen. MENZEL²⁾ hat sie daher mit Recht als ein Gegenstück zu den von STRUCK³⁾ und FRIEDRICH⁴⁾ beschriebenen jungglazialen Ablagerungen von Lübeck bezeichnet, wenschon es dahingestellt bleiben mag, ob sie auch zeitlich vollkommen als äquivalente Bildungen angesprochen werden dürfen.

Durch die fossilführenden interstadialen Ablagerungen, insbesondere aber auch durch die Torfschichten mit Baumstämmen, ist bewiesen, daß der Eisrand hin und her oszillierend recht lange Zeit im Gebiet des heutigen Baltischen Höhenrückens gelegen haben muß. Damit dürfte sich denn auch die außerordentliche Mächtigkeit der glazialen Ablagerungen, die stellenweise bis zu 150 m angegeben wird, erklären lassen. Es wird daher der gesamte Baltische Höhenrücken mit Recht seit langer Zeit als eine einzige gewaltige Endmoräne aufgefaßt, und es ist von rein wissenschaftlichem Standpunkt aus von untergeordneter Bedeutung, die einzelnen kleinen und kleinsten Staffeln näher zu verfolgen. Eine große Anzahl der Kiesvorkommen in Masuren, insbesondere viele der auf den geologischen Karten mit der Signatur ∂ GI dargestelltten Flächen aber dürften ebenfalls als interstadiale Kiese anzusprechen sein, als das Auswaschungsprodukt aus der Grundmoräne durch die während der interoszillären Phasen dem nördlichen Gletscher entströmenden Gewässer, in denen sich hier und da bald eine wenn auch nur spärliche Fauna ansiedelte. Die stark kupierten Oberflächenformen des Baltischen Höhenrückens sind somit ein Produkt einerseits der wiederholten Oszillationen des Eisrandes und der damit verknüpften unregelmäßigen Anhäufung

¹⁾ HESS VON WICHDORFF, l. c., S. 760—761.

²⁾ H. MENZEL, l. c., S. 213

³⁾ R. STRUCK, Diluviale Schichten mit Süßwasserfauna an der Untertrave. Dieses Jahrb. f. 1900, S. 208 ff.

Ders., Der baltische Höhenrücken in Holstein. Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck 1904, S. 95 ff.

⁴⁾ P. FRIEDRICH, Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Umgegend von Lübeck. Mitt. d. geogr. Ges. Lübeck 1905, S. 1—62.

des Moränenmaterials, sowie der Aufstauchung und Aufpressung früher abgesetzter Schichten am Eisrande, andererseits aber auch der modellierenden, erodierenden Tätigkeit der Schmelzwässer. Daß letztere in ausgedehntem Maße stattgefunden hat, beweisen die zahlreichen, schon morphologisch in Erscheinung tretenden Schmelzwasserrinnen mit ihren Terrassenabsätzen, und noch mehr die von mir wiedergegebenen Profile, in denen die glazialen Süßwasserablagerungen am Hange der Geschiebemergelkuppen scharf ausstreichen. Es sind vielfach eben nur noch die von der Erosion — die zur Diluvialzeit stattgefunden haben muß — verschont gebliebenen Reste ursprünglich weiter verbreiteter Ablagerungen.

Bezüglich der sog. Decktone möchte ich endlich noch bemerken, daß sie ihren Namen zwar im allgemeinen mit Recht verdienen, insofern als sie meistens die Grundmoräne als jüngstes glaziales Gebilde überdecken. Indes kennen wir auch Decktone, wie die Tone des Chelcher Beckens, die frei an der Oberfläche liegen, im Fortstreichen aber von noch jüngerem Geschiebelehm überdeckt werden oder sich mit solchem verzahnen. Andererseits aber finden sich auch im Geschiebemergel Tonablagerungen (cf. Profil des Bahneinschnittes Kilometer 41,4 bis 42 bei Marggrabowa), die petrographisch und genetisch den Decktonen völlig gleich sind, aber noch einmal vollkommen von Grundmoräne überdeckt wurden. Ich möchte aus diesem Grunde vorschlagen, die Bezeichnung »Deckton« wenigstens für unser Gebiet fallen zu lassen und dafür lieber anregen, von glazialen Süßwassertonen zu reden bzw. nur von glazialen Tönen. Wenn MENZEL¹⁾ die fossilführenden Decktone Masurens im Gegensatz zu den frühglazialen fossilführenden Ablagerungen in die spätglaziale Dryaszeit stellt, so ist er offenbar nur durch die von HESS VON WICHENDORFF angewandte Bezeichnung »Deckton« dazu veranlaßt worden. In Wirklichkeit handelt es sich in beiden Fällen doch offenbar um zeitlich äquivalente Bildungen.

Ich möchte noch einige Worte über die eventuellen Beziehungen

¹⁾ H. MENZEL, l. c., S. 222.

der interstadialen Fossilhorizonte zu den Seeterrassen Ostpreußens hinzufügen. P. G. KRAUSE und KAUNHOWEN¹⁾ haben die Verbreitung von hochgelegenen Terrassen im Masurischen Seengebiet durch sorgfältige Beobachtungen festgestellt. Sie haben auch, wie bereits oben erwähnt, nachgewiesen, daß die Terrassen fossilführend sind. Herr HESS v. WICHDORFF hat dann später ganze Faunen am Goldapgar See u. a. O. daraus gesammelt. KAUNHOWEN und KRAUSE haben wohl mit Recht diluviales Alter für diese Terrassen in Anspruch genommen. Es blieb nur die Frage zu beantworten, wo die Uferländer der gewaltigen Seenbecken, besonders der zu den höchstgelegenen Terrassen gehörigen Becken, gelegen haben. Vielleicht lösen sich diese Schwierigkeiten bei der Annahme, daß wir es hier mit gleichaltrigen Erscheinungen mit den fossilführenden interstadialen Ablagerungen zu tun haben, daß es sich um Seebecken handelt, die während der letzten Oszillationen des Eisrandes mehr oder weniger vollkommen von der Vergletscherung verschont blieben, vielleicht aber auch zum Teil um Seebecken, die gebildet worden sind, als sie noch rings von totem Eis umgeben waren. Dann ließen sich sowohl die Höhenlage vieler Terrassen als auch die gewaltigen Wassermassen erklären, welche diese diluvialen Becken erfüllt haben müssen. Sollte es aber gelingen, irgendwo nachzuweisen, daß die Terrassenabsätze des Masurischen Seengebietes von einer jüngeren Grundmoräne überlagert werden, so würden damit die Beziehungen der Terrassen zu den jungglazialen Ablagerungen geklärt sein. Ich halte daher künftige Untersuchungen in dieser Richtung für eine außerordentlich dankenswerte Aufgabe.

¹⁾ F. KAUNHOWEN und P. G. KRAUSE, Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie. Dieses Jahrb. f. 1903, S. 440 ff.

KAUNHOWEN, Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Ortelsburg, Ostpreußen. Ebenda für 1904, S. 829 ff.

Berlin, den 20. April 1910.

Die Conchylienfauna der jungglazialen Ablagerungen Ostpreußens.

VON HANS MENZEL.

Schon im Jahre 1905 wurde mir von den Herren Dr. HESS VON WICHDORFF und Dr. HARBORT aus ostpreußischen Diluvialablagerungen eine Reihe von Binnenmollusken gezeigt, unter denen ich damals *Planorbis Stroemi* WEST. erkannte, während die übrigen Formen teils weitverbreiteten Arten wie z. B. *Limnaea ovata* usw. angehörten, teils sich nicht mit mir bekannten Arten aus dem deutschen Diluvium identifizieren ließen. Unter dem von Herrn HESS VON WICHDORFF gesammelten Material befand sich insbesondere eine ganze Anzahl leidlich erhaltener Anodonten, deren Artbestimmung indessen recht mißlich war. Schon einige Jahre vorher hatte mir Herr Landesgeologe Dr. KAUNHOWEN eine *Anodonta* aus ostpreußischem Diluvium gezeigt, wie sie ja auch schon zusammen mit anderen Conchylien durch KLEBS, SCHROEDER und GAGEL aus Ostpreußen bekannt geworden waren. Herr Dr. HESS VON WICHDORFF hatte sodann in diesem Jahrbuch für 1905 die conchylienführenden Ablagerungen, aus denen diese Mollusken stammten, als »interglazialähnliche« Bildungen beschrieben.

Es hatte sich indessen bei mir die Vermutung, auf die ich durch das Vorkommen der *Planorbis Stroemi* WEST. gekommen war, daß die Ablagerungen möglicherweise glazial sein könnten, immer mehr bestärkt, einmal nach Kenntnis der eigenartigen Lagerungsverhältnisse der sie umschließenden Schichten und sodann besonders, nachdem es mir gelungen war, in dem Materiale noch mehrere nordische Arten von Conchylien zu erkennen. Als ich daher meine Arbeit über die »Klimaänderungen und Binnenmollusken im nördlichen Deutschland seit der letzten Eiszeit« Weihnachten 1909 für den XI. Internationalen Geologenkongreß in Stockholm zusammenstellte¹⁾, nahm ich keinen Anstoß, die ostpreußischen fossilführenden Ablagerungen auf Grund einer vorläu-

¹⁾ Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., Bd. 62, S. 213 ff.

figen Fossiliste als Glazialbildungen zu bezeichnen und sie mit den von STRUCK und FRIEDRICH aus der Lübecker Gegend beschriebenen jungglazialen fossilführenden Ablagerungen in Parallele zu stellen.

Die erneute eingehende Durcharbeitung des mir von Herrn Dr. HARBORT zur Verfügung gestellten Materiales hat diese Ansicht nicht nur bestätigt, sondern sogar noch wesentlich gestärkt. Leider konnte das von Herrn Dr. HESS VON WICHENDORFF gesammelte Material hier nicht mit verwendet werden. Es enthält zwar kaum noch andere Arten, aber es würde manche Bestimmungen noch kräftigen und bestätigen und bei den Anodonten auch eine Spezialbestimmung ermöglichen. Landschnecken haben sich bisher nur unter dem Material des Herrn HARBORT gefunden.

Es ließen sich folgende Arten bestimmen:

1. Pupa (Pupilla) Lundströmi WEST.

Es sind etwa 6 Exemplare vorhanden, von denen 3 vollständig erhalten sind. Sie zeigen durchweg gewölbtere Umgänge als *Pupa muscorum* MÜLL. und sind ohne Zähne. Es war mir nicht möglich, sie mit *Pupa muscorum* zu vereinigen; ich stelle sie vielmehr, obwohl mir Vergleichsobjekte fehlen, mit einem gewissen Vorbehalt zu der obengenannten WESTERLUND'schen Art.

Vorkommen: Im Bahneinschnitt westlich von Marggrabowa bei Kilometer 41,4—42 in den torfigen Schichten.

Das heutige Vorkommen ist nach WESTERLUND Sibirien bei 69° 15' und Norwegen, Insel Lofoten.

Man wird diese Art zu den arktischen Formen rechnen können.

2. Pupa (Alaea) Genesi GRDL.

9 Exemplare dieser Art sind aus den torfigen Schichten im Bahneinschnitt westlich von Marggrabowa bei Kilometer 41,4—42 zum Vorschein gekommen. Sie sind alle ohne Zähne. Einzelne sind etwas länger als der Typus, stimmen aber sonst mit den übrigen völlig überein.

Pupa Genesi GRDL., die zahnlose Form der *P. parcedentata*

AL. BR., kommt lebend in Tirol bei St. Genesien in 1500 m Meereshöhe vor und findet sich in Schweden in Oestergötland wieder. Fossil tritt sie weit verbreitet in bestimmten Ablagerungen auf, die durch ihre gesamte Fauna auf eine Entstehung in kälterem Klima während einer Eiszeit hinweisen.

Man wird *P. Genesi* GRDL. ebenfalls für eine Freundin kälteren Klimas ansprechen und etwa als subarktische Art bezeichnen können.

3. *Succinea (Lucena) Schumacheri* ANDR.

Ein vollständiges Stück, das auf einer Seite aber noch im Gestein festsitzt, sowie 3 Stücke, deren letzte Windungen abgebrochen sind, wurden ebenfalls in den torfigen Schichten des Bahneinschnittes westlich von Marggrabowa bei Kilometer 41,4 bis 42 gefunden. *S. Schumacheri* wurde von ANDREAE als Varietät der *S. oblonga* DRP. aufgestellt und von WÜST als Art erkannt. Lebend ist sie meines Wissens noch nicht gefunden worden. Fossil tritt sie sehr häufig in gewissen Diluvialablagerungen auf, die durch ihre übrige Fauna (*Pupa columella* v. MTS., *Vertigo parcedentata* AL. BR. und *alpestris* ALDER. usw.) sich als glaziale Ablagerung kennzeichnen. STEUSLOFF beschreibt sie aus postglazialen Feinsanden an der Basis einer Wiesenkalk- und Torfablagerung im Bärenbruch bei Güstrow, wo sie zusammen mit *Pupa Genesi* AL. BR. und *Planorbis Stroemi* WEST. vorkommt. Aus ihren ständigen nordischen (oder alpinen) Begleitern kann man schließen, daß *S. Schumacheri* ANDR. auch zu den Kälte-liebenden (arktischen oder wenigstens subarktischen) Arten gehört.

4. *Limnaea (Limuus) stagnalis* L.

Ebenfalls nur in dem Bahneinschnitt bei Marggrabowa bei Kilometer 42,6—42,75 fanden sich gegen 8 Exemplare dieser Art, die sehr zerbrechlich und daher meist etwas beschädigt und noch in dem Gestein eingeschlossen sind. Das größte von ihnen ist 25 mm lang und 12,5 mm breit und von der Form der CLESSINschen Abbildung der var. *arenaria* COLB.

Andere Stücke zeigen ein sehr schlank ausgezogenes Gewinde gleich der var. *subulata* WEST., wie sie CLESSIN abbildet.

L. stagnalis L. kommt lebend vom Mittelmeergebiet bis hinauf zum hohen Norden vor. Die genannten Varietäten, insbesondere *subulata* WEST., sind indessen mehr nördliche Formen. Gegen klimatische Einflüsse ist *L. stagnalis* ziemlich indifferent.

5. *Limnaea (Gulnaria) ovata* DRAP.

Diese Form ist die häufigste *Limnaea*-art. Von einem Fundort sind allein über 20 mehr oder weniger vollständige Stücke vorhanden. Das größte Exemplar mißt 18,5 mm Länge und 7,5 mm Breite. Die meisten Stücke sind indessen kleiner. Zum Teil stehen sie dem Typus nahe, andere zeigen große Ähnlichkeit mit var. *succinea* NILSS. und

» *baltica* L.

Sie fanden sich im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Gr.-Duneyken, im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Chelchen bei Kilometer 25,85—26,05, im Bahneinschnitt westlich von Marggrabowa bei Kilometer 42,6—42,75 und im Bahneinschnitt bei Griesen. Die Verbreitung der lebenden *L. ovata* DRP. reicht sehr weit von Süden nach Norden. Die Art gehört also zu den klimatisch gleichgültigen Formen.

6. *Limnaea (Gulnaria) lagotis* SCHRENK.

Nur ein Exemplar wurde im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Gr.-Duneyken gefunden, das 19 mm lang ist.

Über die Verbreitung der lebenden Schnecke gilt dasselbe, was von der vorigen Art gesagt wurde. Auch sie gehört zu den klimatisch indifferenten Formen.

7. *Limnaea (Limnophysa) palustris* MÜLL.

Ein Exemplar von 19 mm Länge und 8 mm Breite, das ziemlich gewölbte Umgänge und leidlich tiefe Nähte besitzt und am nächsten vielleicht der var. *septentrionalis* CL. steht. Es fand sich im Bahneinschnitt westlich Marggrabowa bei Kilometer 42,6—42,75.

Limnaea palustris MÜLL. ist durch das ganze paläarktische Gebiet von den Mittelmeerländern und Asien bis hoch hinauf nach dem Norden (Sibirien) verbreitet. Die Varietät *septentrionalis* CL. hat sich im nördlichen Deutschland gefunden.

8. *Limnaea (Leptolimnaea) glabra* MÜLL.

In demselben Bahneinschnitt bei Marggrabowa fand sich auch ein Exemplar dieser Art, das 9 mm lang und 4 mm breit ist. Es zeigt etwas gewölbte Umgänge und ein wenig tiefere Nähte als der Typus der Art.

Die heutige Verbreitung der Art geht vom mittleren Europa (Frankreich, Deutschland, England, Dänemark, Schweden) bis nach dem hohen Norden und Sibirien hinauf.

9. *Planorbis (Gyraulus) Stroemi* WESTERL.

Nicht selten findet sich neben dem folgenden auch dieser *Planorbis*, der sich durch seinen Kiel und das Fehlen der Spiralstreifen deutlich und leicht kennzeichnet.

Er wurde gefunden: in der Sandgrube am Hälterhaus bei Rothebude, an der Feldscheune bei Chelchen, im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Chelchen bei Kilometer 25,85 bis 26,05 und im Bahneinschnitt zwischen Marggrabowa und Kruglanken bei Kilometer 42,6—42,75.

Als heutiges Verbreitungsgebiet dieses Planorben wird von WESTERLUND u. a. Norwegen, Lappland, Sibirien und Finnland angegeben. Wenn er also vielleicht nicht ganz so weit wie der nächste nach Norden geht, so kann man ihn doch zum mindesten als subarktisch bezeichnen.

Fossil ist die Art, wie STEUSLOFF ausführt, weit verbreitet in England, Schweden, Dänemark und im nördlichen Deutschland. Sie kommt aber in den letztgenannten Ländern nur in den tiefsten Postglazialschichten vor und stirbt etwa mit dem Einwandern der Eiche aus.

10. *Planorbis (Gyraulus) arcticus* BECK.

Ziemlich häufig an Zahl der Exemplare und der Fundstellen ist dieser *Planorbis* der Gyraulusgruppe. Er scheint in der Tat, wie schon WESTERLUND vermutete, mit *Planorbis Sibiricus* DUNCKER, den WÜST z. B. von Osterode anführt (*Zeitschr. für Naturwissenschaften* Bd. 75, S. 321), identisch zu sein.

Er fand sich unter dem HARBORT'schen Materiale in der Sandgrube am Hälterhaus bei Rothebude, im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Gr.-Duneyken, im Bahneinschnitt am Wege nach Jaschken bei Kilometer 40,25—40,35, im Bahneinschnitt westlich Marggrabowa bei Kilometer 41,4—42 und bei Kilometer 42,6—42,75, im Schurfloch 650 m westlich Vorwerk Kettenberg und im Bahneinschnitt bei Griesen auf Blatt Chelchen.

Sein heutiges Vorkommen ist nach WESTERLUND auf Lapp-land, Norwegen, Finnland und Grönland beschränkt.

Man kann ihn deshalb zu den arktischen Arten rechnen.

11. *Valvata (Cincinna) Sorensis* DYB.

Ziemlich häufig (insgesamt ca. 20 Exemplare) kommt eine *Valvata* vor, die sich mit keiner unserer deutschen Arten vereinigen läßt. Sie ist enggenabelt, kreiselförmig-kugelig mit ziemlich erhabenem Gewinde, hat stielrunde Umgänge und tiefe Nähte. Die Umgänge sind von regelmäßigen, nicht zu dichten, scharfen Streifen bedeckt, die Mündung ist fast kreisrund. Die großen Exemplare messen 5:5 mm, die Mündung $2\frac{1}{2}:2\frac{1}{2}$ mm. Umgänge $4\frac{1}{2}$. Am besten stimmt diese Form mit *Valvata Sorensis* DYB. überein, wenn sie auch nicht ganz der Diagnose bei WESTERLUND entspricht. Sie fand sich in der Sandgrube am Hälterhaus bei Rothebude, an der Feldscheune bei Chelchen, im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Chelchen bei Kilometer 25,85—26,05, im Bahneinschnitt nördlich Jaschken auf Blatt Olschewen bei Kilometer 39,87—40,0, in der Kiesgrube am Wasserturm bei Marggrabowa und im Bahneinschnitt zwischen Salleschen und Gr.-Duneyken. Am häufigsten war sie am Hälterhaus bei Rothebude.

Sie ist aus dem See Balschoi-Sor in Sibirien beschrieben, gehört demnach wohl zu den subarktischen Arten.

12. *Sphaerium duplicatum* CLESSIN.

Von dieser Art, die FRIEDRICH auch aus den Lübecker Glazialablagerungen anführt, stehen mir 4 Schalen zur Verfügung,

von denen je zwei aus der Sandgrube am Hälterhaus bei Rothebude und aus dem Schurfgaben an der Feldscheune Chelchen stammen. Die Schalen sind 11 mm lang und 8 mm hoch.

Lebend kommt diese Art nach CLESSIN im Hochgebirge und in den großen südbayrischen Seen vor. Auch in Norddeutschland und auf Bornholm hat sie sich wiedergefunden. CLESSIN zählt die Art zu den hochalpinen. Ihr Vorkommen in Norddeutschland scheint auf tiefe, kühle Gewässer beschränkt zu sein.

13. *Pisidium pulchellum* JEN.

Am allerhäufigsten haben sich in den fossilführenden Ablagerungen des ostpreußischen Diluviums Pisidien gefunden. Sie kamen fast in allen Aufschlüssen vor und durchsetzen mitunter ganze Schichten. Weitaus die meisten dieser Schälchen gehören zu *Pisidium pulchellum* JENYNS. Einige vereinzelte Schalen, die aber nicht gut erhalten sind, scheinen noch einer anderen Art anzugehören, doch reicht das Material zu einer genaueren Bestimmung noch nicht aus. Die Fundorte der Pisidien im einzelnen anzuführen, erscheint hier unnötig, da man fast alle von Dr. HARBORT genannten Lokalitäten würde anführen müssen. Als heutiges Verbreitungsgebiet des *P. pulchellum* JEN. gibt WESTERLUND Europa, namentlich die mittleren und nördlichen Länder bis 69° n. Br. an.

14. *Unio* sp.

Herr HARBORT führt das Vorkommen von *Unio* aus einer Sandschicht zwischen Kalk im Bahneinschnitt am Wege nach Griesen bei Kilometer 26,58—26,75 und aus dem Bahneinschnitt am Wege von Griesen nach Chelchen bei Kilometer 27,41—27,58 an. Er gibt indessen an, daß die Fundstücke verloren gegangen sind. Ich kann daher keine näheren Untersuchungen vornehmen.

15. *Anodonta* sp.

In der Sandgrube am Hälterhaus bei Rothebude, im Schurfgraben an der Feldscheune zu Chelchen, im Bahneinschnitt am Wege von Salleschen nach Gr.-Duneyken und im Bahneinschnitt am

Wege von Salleschen nach Chelchen bei Kilometer 25,85—26,05 kamen Reste von Anodonten vor. Die Erhaltung derselben ist aber so schlecht, daß sich eine nähere Bestimmung der Art nicht vornehmen läßt. Dagegen sind in der Nachbarschaft von Herrn HESS VON WICHENDORFF Funde besser erhaltener Anodonten gemacht worden, so daß die Aussicht besteht, bei deren Durcharbeitung die Artbestimmung festzulegen.

Die Anodonten und auch die Unionen sind in den Gewässern des mittleren und nördlichen Deutschlands sehr häufig, gehen aber nach Norden nur bis in die subarktische Region hinein. Ihr Vorkommen mit hochnordischen Formen bei Lübeck und in Ostpreußen sowie an einer ganzen Reihe anderer Fundorte ist eine Anomalie, die sich wohl am besten dadurch erklärt, daß die klimatischen Verhältnisse am Eisrande doch etwas anders waren wie in der heutigen Arktis.

Ergebnisse.

In den jungglazialen Ablagerungen Ostpreußens sind also bisher 15 Arten nachgewiesen worden, von denen 6 (Nr. 4, 5, 6, 7, 8 und 13) ein weites Verbreitungsgebiet, besonders im mittleren Europa, haben, aber auch hoch nach Norden, zumeist bis in die arktische Region, hinaufgehen. Nur eine Art von ihnen, *Limnaea glabra*, dringt nur bis in die subarktische Zone vor. Die übrigen näher bestimmten Arten sind fast nur aus arktischen und subarktischen Gegenden bekannt. Die Gattungen der beiden nach Art nicht näher bestimmten Formen gehen heute nicht bis in die arktische Zone hinauf, sondern haben in der subarktischen Region ihre nördlichsten Fundorte; fossil treten sie aber mehrfach in Gesellschaft von arktischen Arten auf. Es fehlen aber vollständig alle Formen, die ein gemäßigttes oder gar ein warmes Klima beanspruchen. Die Ablagerung, aus der sie stammen, ist deshalb als eine glaziale zu bezeichnen.

Die stratigraphischen Untersuchungen des Herrn HARBORT haben ergeben, daß die diese Fauna einschließenden Schichten unmittelbar vor dem abtaunenden Eisrande abgelagert und mehr-

fach von dem wieder vorstoßenden Eise von neuem mit Grundmoräne überdeckt worden sind. Die Fauna muß demnach ebenfalls dicht vor dem Eisrande in unmittelbarer Nähe desselben und in einem oder mehreren von den Schmelzwässern derselben gespeisten Wasserbecken gelebt haben. Aus diesen Feststellungen lassen sich nun wieder Rückschlüsse auf das am abtauenden Eise ehemals vorhandene Klima machen. Wenn ich in meiner oben genannten Arbeit ausgesprochen hatte, die Fauna habe einen durchaus »arktischen« Charakter, so sollte damit betont werden, daß sie völlig frei von Formen eines gemäßigten Klimas ist. Eine der »arktischen«, d. h. der baumlosen Region eigene Conchylienfauna gibt es in gewissem Sinne nicht. Alle jenseits der Baumgrenze beobachteten Arten gehen auch nach Süden mindestens bis in die subarktische Zone, die Zone der Birken- und Kiefernwälder, hinein. Die Fauna der arktischen Region zeichnet sich lediglich durch negative Merkmale, durch das Fehlen vieler Arten, durch ihre Artenarmut aus. Es ist deshalb auch nur schwer möglich, unter fossilen Faunen rein arktische auszuscheiden. In den meisten Fällen zeigen aber fossile Faunen, wie hier, selbst wenn sie nach Stratigraphie und Flora dicht am Eise gelebt haben müssen, eine Beimengung von subarktischen Arten. Man wird dadurch bestärkt in der Annahme, die ich schon in der Klimaarbeit ausgesprochen hatte, »daß das Klima am Eisrande wohl dem arktischen ähnlich war, aber sicher nicht mit ihm völlig übereinstimmte«. Über die Punkte, in denen es nicht mit dem arktischen übereinstimmte und über die Gründe, weshalb es das nicht tat, soll an anderer Stelle berichtet werden.

Käferreste aus ostpreußischem Diluvium.

Von Dr. med. P. SPEISER in Labes.

Hierzu Tafel 5.

Den Herren Geologen Dr. HARBORT und Dr. HESS v. WICH-DORFF verdanke ich die Gelegenheit, Käferreste untersuchen zu können, die bei Kartierungsarbeiten in den ostpreußischen Kreisen

Goldap und Oletzko in Lehmen und Torfen gefunden worden waren, die ihrer ganzen Lagerung nach als jungglazial und interstadial angesprochen werden müssen.

Es handelt sich meistens um einzelne Flügeldecken oder gar nur Bruchstücke solcher, und bei deren Untersuchung wird man sich die so skeptischen Worte HORN's gegenwärtig halten müssen, der einmal sagt¹⁾: »Vielleicht gelingt es später hier und da einem Spezialisten, aus seiner Familie ein paar fossile Flügeldecken zu deuten«. Die Aufsammlung enthält aber ferner noch einzelne Sternalstücke, von einem Laufkäferchen noch weitere Trümmer anderer Körperteile, vor allem aber in einem Blocke vereinigt neben einer Flügeldecke auch das Halsschild und die Reste des Kopfes von einem Laufkäfer, so daß hier die Untersuchung schon ein besser begründetes Urteil zuläßt. Alle Reste bis auf zwei Paar Flügeldecken, die ich auf Rüsselkäfer zurückführen muß, gehören den Laufkäfern oder *Carabidae* an.

Carabiden sind schon in nicht ganz geringer Anzahl in glazialen und interglazialen Lagen gefunden worden, die meisten der Gattung *Pterostichus* angehörig, einzelne davon auch im pleistocänen Ozokerit von Boryslaw in Galizien, wo ferner namentlich die Gattung *Bembidium* durch eine Menge von Arten vertreten ist, von denen LOMNICKI zwei nebst einer *Blethisa* als neu beschreiben konnte. *Bembidium* ist auch im Interglazial Nordamerikas reichlich vertreten, ebenso die Gattung *Platysma*. Einen *Harpalus* kennen wir aus interglazialen Torfen von Lauenburg a. d. Elbe. Soweit die Reste einen Schluß auf die Spezies gestatteten, sind die meisten dieser Funde heute noch lebende Arten gewesen, und zwar zähle ich unter den Europäern 5 solche *Bembidium* im Pleistocän und 6 *Pterostichus* (samt *Omasus*) in interglazialen Torfen resp. ebenfalls im Pleistocän²⁾. Der *Harpalus* ist nur mit Bedenken zu der heute lebenden Art *H. aeneus* F. gestellt³⁾.

¹⁾ in: Deutsche entomolog. Zeitschrift 1907, S. 35.

²⁾ nach HANDLIRSCH, Die fossilen Insekten.

³⁾ F. MENIER, Über einige Colopterenflügeldecken aus der präglazialen Braunkohle aus dem interglazialen Torflager bei Lauenburg a. Elbe. Dieses Jahrb. für 1900, S. 56—63.

Bembidium cf. punctulatum DRAP.

Fig. 1.

Eine isolierte, aber vorzüglich erhaltene Flügeldecke aus Geschiebelehm von der Nordseite des Bahnhofes Orlowen. Die Farbe ist ein glänzendes Schwarz, die Länge beträgt 2,15 mm, die Breite 0,7 mm.

Die Flügeldecke gehört ohne Zweifel zur Gattung *Bembidium*, die Skulptur und namentlich der bogenförmig um die Schulterecke gehende Rand weisen mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Untergattung *Princidium* hin, und hier ist *B. (P.) punctulatum* DRAP. so außerordentlich ähnlich, daß sich fast die völlige Identität behaupten läßt. Diese Art ist »in ganz Deutschland an Flußufeln nicht selten« (REITTER, Fauna Germanica, v. I, 1908) und ist auch in Ostpreußen sonst gefunden (LENTZ, Katalog der preußischen Käfer, 1879).

Pterostichus (Pseudomasus) anthracinus ILL.

Fig. 2—6.

In Waldmoos innerhalb einer Geschiebelehmkuppe nördlich von Mosdzellen und der Oberförsterei Borken, Eisenbahneinschnitt X a, in einem herauspräparierten Lehmstück vereinigt ein Pronotum (Halsschild, obere Platte), eine unvollständige Kopfkapsel, eine defekte Flügeldecke und ein Splitterchen undefinierbarer Zugehörigkeit, vgl. Fig. 2. In einem anderen Lehmklumpen fand ich ein gut erhaltenes Prosternum samt den Vorderhüften. Die Figuren 3—6 stellen diese einzelnen Teile vergrößert dar. Dabei ist die Flügeldecke im Verhältnis etwas zu schmal geraten, weil sie unter dem Zeichenapparat in dieser etwas verkürzten Lage ihre Einzelheiten besser erkennen ließ. Die natürlichen Maße sind: Kopfkapsel 2,1 mit 1,4 mm, Pronotum 2,3 mit 3,0 mm, Flügeldecke 6 mit 1,9 mm. Die dargestellte Seite des Prosternums mißt an der Oberkante (Mitte) 1,7 mm bei 2,25 mm Breite. Die Farbe aller Teile ist ein reines, etwas glänzendes Schwarz, das nur bei der Flügeldecke einen etwas mehr pechschwarzen Ton hat.

Obschon auf der Flügeldecke der Borstenpunkt nicht erhalten oder zu erkennen ist, glaube ich doch in der Deutung der Teile

auf diese Art nicht zu irren, wobei insbesondere das gut erhaltene Halsschild sehr ins Gewicht fällt. Der Käfer ist »in ganz Europa an sumpfigen Stellen häufig« (REITTER l. c.), er ist auch von LOMNICKI¹⁾ im Ozokeritton von Boryslaw in Galizien gefunden worden, und wird von LENTZ l. c. für Ostpreußen als häufig angegeben.

Carabidae sp.

Fig. 7.

Mit ziemlicher Sicherheit läßt sich auch das in Fig. 7 dargestellte Bruchstück einer Flügeldecke als zu einer Carabidenart gehörig deuten, doch ist damit die Möglichkeit einer Diagnose auch erschöpft; einen Hinweis könnte bei parallelen Funden der kurze Scutellarstreif geben. Die Farbe dieses Stückes ist ein mattes Schwarz.

Die Fundstelle ist die gleiche wie bei den eben behandelten Stücken.

?? Carabidae sp.

Fig. 8–11.

Aus dem braunen Waldboden unter grünem fettem Ton im tiefen Eisenbahneinschnitt an der Regulowken-Gansensteiniger Grenze.

Die in Fig. 8 und 9 dargestellten Bruchstücke waren mit einer Menge anderer und zum Teil splitterhaft kleiner, gar nicht zu erfassender in einem Gläschen vereinigt. Sie mögen einem (?) Käferchen angehören, das auch wohl eine Carabide sein mag, nach der stark defekten Flügeldecke und der Form des Prosternums 8a zu schließen. 8b ist wohl als Metasternum, 8c als erstes Abdominalsternit zu deuten.

Vom gleichen Fundorte stammen die in Fig. 10 und 11 abgebildeten Reste. Hier sind die Flügeldeckenreste so glatt, daß man an einen Wasserkäfer erinnert wird. Wenn jedoch die Kopfkapsel, Fig. 11, und die Flügeldecken zusammengehören, dürften auch diese Reste Carabiden sein.

¹⁾ MUS DZIEDUSZICKI, v. IV, p. 30, t. 2, fig. 14, 1894.

? *Curculionidae* sp.

Fig. 12.

Aus interstadialem Torf bei Marggrabowa frei präpariert.

a ist ein Prosternum, b und c dieselbe von den beiden erhaltenen Flügeldecken, bei b von oben, bei c von unten dargestellt, die Farbe ist ein glänzendes Schwarz. Auffallend und vielleicht für die Erkennung wichtig ist, daß die oben nur als wenig vertiefte und nicht deutlich punktierte Streifen auftretende Flügeldeckenskulptur auf der Innenseite in deutlichen Punktreihen hervortritt.

?? *Curculionidae* sp.

Fig. 13.

Gleicher Herkunft wie die vorigen Stücke.

In der Figur sind bei a die beiden Flügeldecken in der wahrscheinlich normalen Lage nebeneinander dargestellt, so daß sie gemäß ihrer Wölbung verkürzt erscheinen, Fig. 13b bringt dann die Innenansicht der bei a links liegenden Decke. Diese Decken sind außerordentlich dünn, so daß sie fast den Eindruck von Knospenschuppen machen, doch haben sie eine unter der nicht geringen Verschmutzung deutliche Spur von Skulptur, die zu der Auffassung als Flügeldecken paßt, und haben vor allen Dingen (falsche) Epipleuren, die allerdings sich von dem Rande der Decke leicht loslösen, wie das in Fig. 13b ja auch ersichtlich ist.

Die Flora der jungglazialen Ablagerungen Ostpreußens.

(Mit besonderer Berücksichtigung des Klimas.)

VON J. STOLLER.

Die Bodenproben, aus denen die nachstehende Flora ermittelt wurde, stammen aus dem Aufschlusse 4 bei Marggrabowa der Eisenbahnenbaustrecke Kruglanken-Marggrabowa. Sie bestanden nicht

aus reinem Torf, sondern z. T. aus stark sandigem Humus (Moorerde), z. T. aus humosem sandigen Geschiebemergel und z. T. aus humosem, schwach lehmigem Sand. Sie waren mir als eine etwa 5—6 cbdm große Mischprobe übergeben worden, leider in getrocknetem und halb verwittertem Zustande, so daß die pflanzlichen Einschlüsse teilweise schon Not gelitten hatten. Deshalb unterblieb auch eine mikroskopische Untersuchung. Von Phanerogamen wurden die nachstehenden Arten ermittelt:

Potamogeton filiformis PERS. Mehrere Früchtchen, die nur kümmerlich entwickelt sind, gehören wohl dieser Art an.

Scirpus sp. In überaus großer Zahl fanden sich kleine, aber gut ausgebildete schwarze *Scirpus*-Nüsse, die an *Scirpus lacustris* erinnern, ohne daß sie damit identifiziert werden könnten. Vielleicht handelt es sich um eine klimatische Varietät jener Art.

Rhynchospora sp. Wenige Nüsse.

Carex filiformis L. Eine dreikantige, große, längliche, derbe Nuß mit geradem, derbem Schnabel ohne Utrikulus.

Carex sectio *Carex* sp. Mehrere vollkommen entwickelte, aber überaus kleine dreikantige Nüsse ohne Utrikulus.

Salix sp. Mehrere dünne, berindete Reiser, die zu Zwergweiden zu gehören scheinen.

Betula nana L. Viele sehr kleine, fast kreisrunde, geflügelte Nüßchen und ein Laubblatt. Kleine berindete *Betula*-Reiser mögen ebenfalls dieser Art zugehören.

Alnus sp. Ein Bruchstück eines etwa 2,5 cm Durchmesser haltenden berindeten Stammholzes, das bereits stark verwittert war, als ich es erhielt, war von Herrn GOTHAN auf Veranlassung des Herrn HARBORT in dankenswerter Weise anatomisch untersucht und als Holz von *Alnus* bestimmt worden. Beim Ausschlämmen der mir übergebenen Bodenprobe kam nun eine große Zahl von *Alnus*-Nüßchen zum Vorschein, die durch ihre überaus kleinen Dimensionen sofort auffielen. Die Nüßchen sind trotzdem vollkommen entwickelt, von breitgedrückt-kreisförmiger bis rundlich

fünfeckiger Gestalt mit ausgerandeter Basis. Der Rand zeigt bei vielen, doch keineswegs bei allen, an den Seiten schwache Flügelansätze, die gegen die Basis hin deutlicher ausgeprägt sind als gegen die Spitze mit den Resten des zweiteiligen Griffels. Die Nüßchen ähneln durchaus nicht denen von *Betula nana*, sind nur etwa halb so groß als jene des herangezogenen Vergleichsmaterials, das aus dem Oberharz und aus Jönköping stammt, und messen durchschnittlich in der Breite nur 1,3—1,4 mm, in der Länge (Höhe) nur 1,2—1,5 mm (ohne den Griffel). Die Flügelansätze der Nüßchen legen die Vermutung nahe, daß es sich um *Alnus viridis* DC., die Grünerle oder sibirische Erle, handelt. Möglicherweise könnte auch *Alnus incana* DC., die Grauerle oder Weißerle, vorliegen. Jedenfalls können nur diese beiden Arten in Frage kommen. Doch kann ich dies wegen Mangels jeglichen Vergleichsmaterials von Früchten beider Baumarten aus ihren nördlichsten Standorten nicht entscheiden.

Alsinaceae. Viele kleine, schwarze Samen, die einer Alsinacee angehören, waren nicht näher zu bestimmen.

Ranunculus aquatilis L.* *confervoides* FRIES. Zahlreiche, überaus zarte und kleine, aber gut entwickelte Früchtchen.

Hippuris vulgaris L. Mehrere sehr kleine Samen.

Arctostaphylos sp. Zahlreiche Fruchtsteine, die in der Form vollständig denen von *Arctostaphylos Uva ursi* SPR. gleichen, sie aber an Größe weit überragen (es stand mir Vergleichsmaterial von verschiedenen Gegenden zur Verfügung; dagegen konnte ich *Arctostaphylos alpina* SPR. leider nicht zum Vergleich heranziehen).

Dazu kommen als Hauptbestandteil der Flora noch folgende drei Moosarten, welche fast ausschließlich, und zwar meist in vorzüglicher Erhaltung in jenen Probestücken enthalten waren, die aus humosem sandigen Geschiebemergel bestanden. Herr Oberlehrer QUELLE in Pankow-Berlin hatte die Freundlichkeit, sie zu bestimmen.

Thuidium abietinum (L.) BR. erw.

Trichostomum rigidulum BR. erw. (= *Didymodon rigidulus*

HEDWIG = *Barbula rigidula* MITTEN).

Hypnum purum L.

Die artenarme Flora setzt sich aus Elementen zusammen, die verschiedenen, aber ineinander übergelenden biologischen Formationen angehören. *Potamogeton filiformis*, *Ranunculus aquatilis* und *Hippuris vulgaris* sind typische Wasserpflanzen, und zwar bewohnen alle drei Arten stehende Gewässer: Seen, Teiche und Gräben. *Scirpus*, *Carex* und *Rhynchospora* sind charakteristische Vertreter einer Sumpflvegetation, wie solche mit Vorliebe flachuferige Seen umsäumt. *Betula*, *Alnus*, *Arctostaphylos* und *Alsinaceae* gehören der Vegetationsdecke des festen mineralischen Bodens an. Dasselbe gilt von den drei Moosarten, über deren Bodenansprüche Herr QUELLE mitteilt, daß *Thuidium abietinum* und *Trichostomum rigidulum* kalkliebende Arten sind, während *Hypnum purum* auch auf kalkarmen, aber lehmigen Böden noch gut gedeiht. Wir haben demnach eine kleine Flora aus der nächsten Umgebung eines flachuferigen Teiches vor uns.

Von den aufgeführten Phanerogamen kommen heute alle Arten bis in den hohen Norden und zwar noch in der Nähe der polaren Waldgrenze vor, von wo aus ihr Verbreitungsgebiet sich mehr oder weniger weit südwärts erstreckt. Als Ganzes betrachtet, macht diese Flora den Eindruck, daß sie unter »arktischen« Verhältnissen, die weiter unten genauer präzisiert werden sollen, ihr Dasein fristete. In dieser Beziehung ist namentlich bemerkenswert, daß in der rezenten Flora der nördlichen Länder *Alnus incana* und *Alnus viridis* im Verein mit anderen Laubbäumen kümmerlichen Wuchses, z. B. *Betula odorata*, *Betula nana*, *Prunus Padus*, *Populus tremula*, *Sorbus aucuparia*, auf weite Strecken die polare Baumgrenze¹⁾ bezeichnen. Dabei ist *Alnus incana* auf

¹⁾ Vgl. die übersichtliche Darstellung bei KARL RÖDER, Die polare Waldgrenze. Inaug.-Diss. Dresden 1895.

Europa beschränkt und erreicht hier im Altenfjord und Varangerfjord bei 70° n. Br. ihre nördlichste Grenze. *Alnus viridis* ist dagegen in Asien und Amerika längs der Waldgrenze weit verbreitet; in Asien erreicht sie am Mesenfluß unter 65°50' ihre Westgrenze. Sie umsäumt namentlich Flüsse und Teiche und besiedelt Alluvionen, die von den Nadelbäumen vielfach gemieden werden. Wenn die Phanerogamenflora auf »arktische« Verhältnisse im allgemeinen schließen läßt, so sind die Moose dagegen nach freundlicher brieflicher Mitteilung des Herrn QUELLE durchaus nicht arktisch und kommen heute noch überall in Mitteleuropa vor von der Ebene bis ins Hochgebirge (*Thuidium abietinum* z. B. im Engadin bis 2600 m). Sie bevorzugen dabei sonnige Abhänge. Ich konnte leider nicht erfahren, bis zu welchem Breitengrade diese Moosarten im Norden noch nachgewiesen sind. Doch glaube ich, daß bei dem großen Indifferentismus der Moose gegen Unterschiede der mittleren Jahrestemperatur im allgemeinen die Anwesenheit der erwähnten drei Moosarten in unserer Flora durchaus nicht der Annahme widerspricht, daß wir es tatsächlich mit einer sogenannten »arktischen« Flora zu tun haben; treten doch nicht bloß Moose, sondern auch viele Phanerogamen, die in unseren Breiten z. B. Wiesen und Matten bilden helfen, auch in der Arktis noch formationsbildend auf¹⁾ und entwickeln in den kurzen Sommern eine Blütenpracht, die den Beschauer in Staunen setzt.

Für »arktische« Verhältnisse im allgemeinen sprechen nicht nur, wie erwähnt, die einzelnen ermittelten Arten von Phanerogamen an sich und in ihrer Vergesellschaftung, sondern auch die auffällige Artenarmut der Flora und die zwerghafte Größe der Mehrzahl der Früchte und Samen, sowohl von Wasserpflanzen als von Landpflanzen. Aber es fragt sich, ob wir aus unserer Flora in bezug auf die jährlichen Temperaturverhältnisse ein hocharktisches, ein schlechthin arktisches oder ein subarktisches Klima

¹⁾ Vgl. N. RIKLI, Die pflanzlichen Formationen der Arktis, mit einem Formationsprofil. Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Ges. in Zürich. Jahrg. XLVI. Zürich 1901.

ableiten können. In dieser Beziehung ist wichtig, daß von den Wasserpflanzen in der Mehrzahl ausgereifte Samen und Früchte vorhanden sind. Das spricht kaum für arktische, zum mindesten nicht für hocharktische Verhältnisse. Denn nach verschiedenen Beobachtern bleiben die Wassergewächse im hohen Norden allermeist steril, vermehren sich auf vegetativem Wege und setzen nur ganz selten, in besonders milden Sommern, Früchte an, die aber fast nie zur Reife gelangen. Das gilt selbst für Gebiete, die noch beträchtlich südlicher liegen als die Waldgrenze verläuft, und von denen manche nicht einmal als arktisch im landläufigen Sinne, geschweige denn als hocharktisch gelten können. So hebt z. B. BIRGER¹⁾ diese Tatsache für Pajalasocken im Flußgebiet des Torneå nördlich Haparanda zwischen 67° und 68° n. Br. hervor, obwohl hier die 5 Monate dauernde Vegetationsperiode (nach dreijähriger Beobachtung) von Mai bis September eine Durchschnittstemperatur von + 9,4° C, darunter der Juli eine solche von + 13,7° C aufweist. Wichtig ist ferner der Nachweis fruktifizierender Baumarten, nämlich von Erlen und Birken. Es ließ sich aus den vorhandenen Resten bisher nicht ermitteln, ob die Erlen von normalem, hochstämmigem Wuchs waren, oder ob sie in niedriger Gebüsch- und Gesträuchformation nur einen krüppeligen Wuchs zeigten. Das letztere erscheint wahrscheinlicher, zumal wenn man die zwerghafte Ausbildung der Früchte bedenkt. Jedenfalls aber beweist die Tatsache, daß sowohl von *Alnus* als von *Betula nana* ausgereifte Samen in ziemlich großer Zahl nachgewiesen werden konnten, zur Genüge, daß die Vegetationsperiode, die den Pflanzen zur Verfügung stand, nach Dauer und Temperaturhöhe ausreichte, um die Früchte dieser Baumarten zur Reife zu bringen. Das ist heutzutage nur südlich von der polaren Waldgrenze der Fall, die ziemlich genau mit der 10°-Juliisotherme übereinstimmt. Wir sind deswegen berechtigt, die heutigen klimatischen Verhältnisse längs jener Grenze als Minima zum Vergleich heranzuziehen, und können aussprechen, daß zur letzten Eiszeit, wenigstens von

¹⁾ S. BIRGER, Vegetationen och floran i Pajala socken med Muonio kapellag i arktiska Norrbotten. Arkiv för Botanik, Bd. 3, Nr. 4. Stockholm 1904.

dem Zeitpunkt des Rückzuges und der Oszillationen des Eisrandes an, im Oszillationsgebiet die jährliche Vegetationsperiode mindestens 3—4 Monate gedauert und die Juliisotherme mindestens 10°C betragen habe. Andererseits muß nach den Ausführungen weiter oben das Klima doch so streng gewesen sein, daß als Maximalgrenze höchstens die Temperaturverhältnisse des nach landläufigem, aber ungenauem Sprachgebrauch als subarktisch bezeichneten Klimas angenommen werden dürfen. Wir können aber jene klimatischen Verhältnisse präziser zum Ausdruck bringen, wenn wir uns der Bezeichnungsweise KÖPPEN's¹⁾ bei seiner Darstellung der Wärmezonen der Erde bedienen. Er unterscheidet 7 Wärmezonen, die auf beiden Hemisphären vom Äquator aus nach den Polen zu aufeinanderfolgen, und von denen 2 auf die tropische, 3 auf die gemäßigte und 2 auf die kalte Zone nach dem gewöhnlichen Sprachgebrauch entfallen; es sind: die tropische und die subtropische Zone, die konstant gemäßigte, die sommerheiße gemäßigte und die winterkalte gemäßigte Zone, die kalte und die Polarzone. Unsere Flora würde danach die Verhältnisse der kalten Zone widerspiegeln, die dadurch charakterisiert ist, daß sie »höchstens 4 Monate lang, mindestens aber 1 Monat hindurch die gemäßigten Temperaturen von 10°C und darüber besitzt; alle anderen Monate sind mit ihren niedrigeren Mitteln kalt« (a. a. O., S. 76).

Die Polarzone KÖPPEN's, die das gesamte Gebiet nördlich der 10° Juliisotherme einnimmt, fällt ziemlich genau zusammen mit dem Gebiet nördlich des Baumwuchses, das floristisch als »arktische Glazial- und Tundrenzzone« bezeichnet wird, und dessen klimatische Verhältnisse allein als arktisch bezeichnet werden sollten. Um einer Verwirrung der Begriffe und manchen falschen Schlußfolgerungen vorzubeugen, sollte man deshalb in allen diesbezüglichen

¹⁾ Die Originalabhandlung »W. KÖPPEN, Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heißen, gemäßigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet, Meteorolog. Zeitschrift für 1884« war nicht zugänglich. Ich folge hier der Inhaltswiedergabe in »O. DRUDE, Handbuch der Pflanzengeographie. Stuttgart 1890«.

Erörterungen, auch vom rein geographischen Standpunkt aus, an der Baumgrenze (Waldgrenze) als Südgrenze der Arktis festhalten, da sie im Gegensatze zum Polarkreis eine natürliche Grenze darstellt. Sie verläuft aber derart unregelmäßig, daß z. B. ihr nördlichster Punkt auf der Taimyrhalbinsel (bei $72^{\circ} 30'$) und ihr südlichster Punkt am East Main im östlichen Nordamerika (unter 57° n. Br.) nicht weniger als 15,5 Breitengrade auseinanderliegen. Es ist nicht angängig und muß zu falschen Schlüssen führen, wenn man bei Behandlung des Klimaproblems auf Grund pflanzen- und tiergeographischer Daten die Baumgrenze »annähernd« mit dem Polarkreis zusammenfallen läßt und dann stillschweigend diesen für jene substituiert, indem man die klimatischen Verhältnisse des gesamten Gebietes nördlich vom Polarkreise als arktisch darstellt.

Das Vorkommen perennierender Gewächse von vieljährigem Alter in der Flora von Marggrabowa und der Nachweis einer bereits beginnenden Torfbildung aus der petrographischen Beschaffenheit der untersuchten Proben lassen erkennen, daß das Gebiet zwischen zwei Perioden der Eisbedeckung viele Jahre eisfrei gelegen hatte. Wie lange solche eisfreien Perioden dauerten, läßt sich bis jetzt nicht ermitteln; sie mögen Dezennien, unter günstigen Umständen vielleicht selbst Jahrhunderte gedauert haben. Die Bedeutung der pflanzenführenden Glazialablagerung von Marggrabowa-Kruglanken liegt aber vor allem darin, daß an ihr zum erstenmal der positive Nachweis erbracht werden konnte, daß am Ausgange der Glazialzeit in Norddeutschland im jeweiligen Oszillationsgebiet des Landeises ein kaltes Klima herrschte. Dieses Klima war einerseits nicht so hart und unwirtlich, daß jeglicher Pflanzenwuchs mit höher organisierten Pflanzen unterbunden gewesen wäre. Es war aber auch nicht derart günstig, daß es sich von dem heutigen Klima unserer Breiten nicht unterschieden hätte oder höchstensfalls nur um ein geringes niedriger gewesen wäre, wie von Anhängern des Monoglazialismus vielfach geltend gemacht wird. Es war vielmehr ein Klima, das einen kümmerlichen Baumwuchs eben noch gestattete, demnach eine wenigstens 4-monatige Vegetationsperiode mit $3-6^{\circ}$ C Durchschnittstemperatur besaß, wobei etwa 1 Monat hindurch die

Temperatur nicht unter 10°C sank, d. h. also ein Klima, das nach dem landläufigen Sprachgebrauch als subarktisch bezeichnet wird und heute in dem Gürtel der kalten Zone (nach KÖPPEN's Terminologie) in der Nähe der Baumgrenze herrscht. Es sind dieselben klimatischen Verhältnisse, denen wir in Nordwestdeutschland während der spätglazialen Dryasperiode, also noch eine Zeitlang nach dem endgültigen Verschwinden des Landeises in norddeutschen Flachlande, wieder begegnen¹⁾. Das beweist, daß der temperaturerniedrigende Einfluß der großen Landeismassen sich nicht bloß auf eine ganz schmale eisfreie Randzone erstreckte, längs welcher das Eis seine Stillstandslage durch Oszillationen beständig änderte, wie in unserem Beispiel von Marggrabowa, sondern daß er sich selbst noch über einem breiten, an das Oszillationsgebiet sich anschließenden Streifen eines bereits endgültig vom Eise verlassenen Gebietes mit gleicher Stärke fühlbar machte. Es ist deshalb angesichts der immer noch nicht verstummenden Einwände der Monoglazialisten gegen das Vorhandensein von Interglazialzeiten wohl nicht überflüssig, auch an dieser Stelle zu betonen, daß Interstadial (Oszillation) und Interglazial zwei gänzlich verschiedene Dinge sind, verschieden nicht bloß hinsichtlich ihrer Zeitdauer, sondern namentlich auch hinsichtlich ihres Klimas. Das lehrt zur Genüge schon ein oberflächlicher Vergleich der eben erörterten Flora von Marggrabowa mit irgend einer der zahlreichen bereits bekannt gewordenen Interglazialfloren. Ein Gebiet, das von Überschüttungen durch das bis in nächste Nähe heranreichende und rückwärts in unabsehbare Fernen sich ausdehnende Landeis ständig bedroht war, konnte kein Klima besitzen, in dem Eichen und Linden, Haseln und Hainbuchen ihre Früchte reiften. Das eine schließt eben das andere aus.

¹⁾ Vergl. J. STOLLER, Die Beziehungen der nordwestdeutschen Moore zum nacheiszeitlichen Klima. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62, Jahrg. 1910, Heft 2.

Berlin, den 23. Juni 1910.

Die Fauna von Golonog.

Ein Beitrag zur Feststellung des Alters der Grauwackensandsteinschichten von Golonog und der entsprechenden Ablagerungen in Oberschlesien.

Von Herrn **Rudolf Cramer** in Berlin.

Hierzu Tafel 6.

Die Frage, wo in Oberschlesien die Grenze zwischen Unter-carbon (Culm) und Obercarbon (Produktivem Carbon) zu ziehen ist, steht noch offen. Die Schichten, deren Stellung nicht geklärt ist, sind nach MICHAEL (68)¹⁾ sandige Schiefertone und grauwackenartige Sandsteine, welche auf den Meßtischblättern Beuthen und Tarnowitz bei Koslawagora, an der Teufelsmühle, östlich von Lipka und westlich von Josephstal, ferner nördlich von Deutsch-Piekar auftreten. Sicher sind es nach dem genannten Autor die liegendsten Schichten des eigentlichen Steinkohleengebirges. Noch unentschieden ist aber, ob sie bereits obercarbonischen oder noch culmischen Alters sind. EBERT (50, Seite 113) hat schon darauf hingewiesen, daß die von ihm am Försterhause Lipka aufgefundenen Versteinerungen sich nur mit denjenigen von Golonog in Russisch-Polen vergleichen ließen, und daß beide mehr Anklänge an die Culmfauna hätten. MICHAEL hat hauptsächlich in den Ziegeleien nördlich von Deutsch-Piekar mehrfach eine Fauna gefunden, welche der von Lipka wie vor allem der von Golonog entspricht. Die petrographisch gleichen Schichten mit denselben

¹⁾ Siehe Literaturverzeichnis am Ende der Abhandlung.

Versteinerungen treten nach MICHAEL ferner noch östlich von Miekinia in Galizien auf, wo sie die Kohlenkalke des Tales von Czerna unmittelbar überdecken.

Die Fauna von Golonog ist bisher eingehend noch nicht bearbeitet worden. Herr MICHAEL stellte mir sein Fossilienmaterial zur Verfügung, um mir Gelegenheit zu geben, aus der Fauna Schlüsse auf das Alter dieser und der mit ihnen gleichalterigen Schichten der oben angeführten oberschlesischen Lokalitäten ziehen zu können.

Die Fauna von Golonog.

ROEMER (19, 1866, S. 665), der als erster die Fauna von Golonog erwähnt, beschreibt den Fundort als einen Bahneinschnitt an der Warschau-Wiener Bahn, östlich von Golonog unweit Dombrowa. Er erwähnt als dort in Sandsteinschichten vorkommende Fossilien *Chonetes hardrensis*, *Streptorhynchus (Orthis) crenistria*, *Bellerophon Urvii*, *Orthoceras undatum*, *Phillipsia* sp. und *Littorina obscura* Sow.? und stellt die Fauna noch zur untersten Abteilung des Obercarbons, in das gleiche geognostische Niveau mit den marine Fossilien führenden Schiefertönen der Königs- und Carolinengrube bei Zabrze. In seiner Geologie von Oberschlesien erwähnt er die gleiche Fauna, nur gibt er *Phillipsia* sp. den Artnamen *mucronata* n. sp., den er 1876 in dem Atlas zur Lethaea palaeozoica in *acuminata* n. sp. umwandelt. 1890 setzte GÜRICH (42, S. 84) die Golonoger Schichten an die tiefste Stelle der Ostrauer Schichten. Als nächster führt EBERT 1895 (50) die Fauna von Golonog an, ohne bestimmte Arten zu erwähnen. Er beschreibt den Sandstein als mehr oder weniger schiefrig, von grünlicher und grauer bis rötlicher und gelber Färbung mit zahlreichen Glimmerblättchen. Der Sandstein besitzt bedeutende Mächtigkeit; infolge seiner Schieferung sind nur wenige Bänke mehr als 20 cm stark. Vielfach ist er bröckelig und mürbe. Die marinen Versteinerungen sind zahlreich nur in wenigen festen Bänken, die durch mürbe, dünn-schiefrige, versteinungsarme Lagen getrennt sind. EBERT fand 1892 die Schichten unweit

des von ROEMER erwähnten Bahneinschnittes der Iwangroder Bahn; er betont, daß die Fauna mehr Anklänge an die Culmfauna aufweist. 1899 führt FRECH (36, S. 311) aus den Golonoger Schichten *Phillipsia acuminata*, *Orthotetes crenistria*, *Chonetes hardrensis* und einen *Aviculopecten* an und hält sie für den höchsten Horizont des oberschlesischen Unter carbons. In verschiedenen Abhandlungen spricht MICHAEL über die Golonoger Fauna, ohne sie des näheren zu schildern; auch er spricht sich für ein untercarbonisches Alter aus. In seiner neuesten Arbeit weist GÄBLER (74) auf die Schwierigkeit hin, in Oberschlesien die Grenze zwischen Culm und Produktivem Carbon festzulegen, weil einmal der Gesteinshabitus derselbe ist und dann auch im Culm schon kleine Kohlenflözchen vorkommen; er stellt die Golonoger Schichten zum tiefsten Obercarbon.

Folgende Arten konnte ich in dem von Herrn MICHAEL mir zur Verfügung gestellten Material feststellen:

Palaeacis antiqua M'COY sp.

Taf. 6, Fig. 1.

1836. *Hydnopora? cyclostoma* PH. PHILLIPS (3). Part. II, S. 202, Pl. II, Fig. 9, 10.
 1862. *Astraeopora antiqua* M'COY. M'COY (18). S. 191, T. 26, Fig. 9.
 1865. *Ptychochartocyathus laxus* LDWG. LUDWIG (20). S. 231, T. 69, Fig. 2.
 1869. *Palaeacis laxa* KUNTH. KUNTH (21). S. 185, T. 11, Fig. 2.
 1872. » *cyclostoma* DE KON. DE KONINCK (24). I. Teil, S. 159, T. 15, Fig. 8.
 1876. *Ptychochartocyathus cyclostoma*. F. ROEMER (30). T. 39, Fig. 12 a und b.
 1880 u. 1897. *Palaeacis cyclostoma*. ROEMER und FRECH (36). I. Bd., S. 518.

Diese Koralle ist die auffallendste Versteinerung der Golonoger Schichten. Außer einem vollständigen Exemplare liegen mehrere Bruchstücke vor. Die Koralle bildet einen zusammengesetzten freien Stock, der aus dreizehn Einzelkelchen besteht. Seine Länge beträgt 25, seine Breite 22 mm. Die Anordnung der Kelche ist so, daß zehn kranzförmig nebeneinander liegen und die übrigen drei umschließen. Die Form des Stockes ist halbkugelig, die einzelnen Kelche sind groß — ihre Breite beträgt 5 mm — und tief und ragen nicht aus dem Cönenchym heraus; ihr Umfang ist kreisrund. Die Wände der einzelnen Becher sind nicht miteinander verschmolzen, vielmehr durch ein Cönenchym voneinander getrennt;

die Entfernung beträgt knapp 1 mm. Das Cönenchym ist vielfach gewellt und gefurcht und zeigt ein maschiges, poröses Aussehen. Septen fehlen in den einzelnen Kelchen, dagegen zeigen sich in diesen am oberen Rande zahlreiche kurze Dornen, die wohl die Reste der Septen darstellen. In der *Lethaea palaeozoica* (36, Seite 518) und (30, Tafel 39, Fig. 12) wird unter dem Namen *Palaeacis cyclostoma* bzw. *Ptychochartocyathus cyclostoma* eine Koralle beschrieben und abgebildet, mit der ROEMER aus Golonog stammende Exemplare, die er im Breslauer Museum gesehen hat, vergleicht. Die oben angeführten Arten bringt er mit ihr in Beziehung. Vergleicht man die Beschreibungen der verschiedenen Autoren, die sich mit dieser Form beschäftigt haben, so erkennt man zunächst, daß ihre Stellung im System noch eine recht unklare ist. Sie wird bald zu den Schwämmen, bald zu den Korallen gestellt, und unter den letzteren schwankt ihre Einordnung recht erheblich. Da hier nur Abdrücke vorliegen, bin ich nicht in der Lage, ein kritisches Urteil über ihre Zugehörigkeit zu dieser oder jener Klasse zu fällen. Allein die oben erwähnten Gattungen sollen auf ihre Zusammengehörigkeit geprüft werden. Wie ROEMER (30) betont, sind die Gattungen *Palaeacis* EDWARDS (15) und *Palaeacis* KUNTH (21) verschieden. Erstere hat einen freien, unten keilförmig zugespitzten Stock; mit ihr wird die Gattung *Ptychochartocyathus* LUDWIG (20) vereint werden können, wie dies ROEMER (36) bereits tut. *Palaeacis* KUNTH ist gleich *Hydnopora* PH. (3); ihr typisches Merkmal ist der ganz unregelmäßige, stets parasitische Stock. Über *Astraeopora antiqua* drücken sich die verschiedenen Autoren unbestimmt aus. So sagt ROEMER (30), daß *Astraeopora* und *Hydnopora* verschiedene Körper seien, wenn er auch (36) eine gewisse Verwandtschaft der Formen nicht zurückweist. *Astraeopora antiqua* und *Ptychochartocyathus laxus* LUDWIG scheinen näher zusammenzugehören, vor allem weil gerade diese beiden Formen kein Herausragen der einzelnen Kelche aus dem Cönenchym erkennen lassen. Die vorliegende Art paßt in jeder Hinsicht am besten zu der von M'COY. (18) gegebenen Beschreibung und Abbildung von *Astraeopora antiqua*. Gerade

die Abbildung weist eine auffallende Ähnlichkeit mit der Golonoger Art auf. Ich möchte sie daher mit jener identifizieren, lasse den alten Gattungsnamen *Astraeopora*, der jetzt für andere Formen gebräuchlich ist, fallen und gebe ihr den allgemeineren Namen *Palaeacis* EDW., der gleichzeitig die Gattung *Ptychochartocyathus* mit umfaßt, und dessen Gattungsdiagnose unbedenklich auch auf *Astraeopora* M'COY angewandt werden kann.

Fenestella sp.

Es liegen nur kleine Bruchstücke vor, die keine genaueren Details erkennen lassen. Die Äste sind durch Querstäbchen mit einander verbunden, wodurch ein maschiges System entsteht, in dem die Länge mindestens doppelt so groß als die Breite ist.

Crinoidenreste.

Zahlreiche verschieden große einzelne Stielglieder sowie zwei ganze Stiele und zwei Cirren waren für die Beobachtung vorhanden. Die Stielglieder sind verschieden gebaut. Der Umriß des größten ist schwach elliptisch (Maße der Achsen 6 bezw. 5 mm), der Kanal fünfblättrig. Um diesen legt sich zunächst eine glatte Zone. An diese schließt sich ein von innen nach außen ansteigender Saum mit Radialrippen an, die der Artikulation dienen. Die Breite dieses Saumes beträgt 2 mm. Die Radialrippen sind kräftig, so breit wie die sie trennenden Zwischenräume. Bisweilen teilen sich die Rippen an ihrem äußersten Ende. Die Dicke des Stielgliedes beträgt ungefähr 2,5 mm.

Andere Stielglieder (Länge 5 mm, Breite 4 mm) sind ebenfalls schwach elliptisch. Der Kanal scheint rund zu sein. An ihn legt sich zunächst eine glatte Zone, an die sich die stark radial gerippte Artikulationsfläche ansetzt. Zwischen zwei längeren liegt hier jedesmal eine kürzere Rippe.

Wieder andere Stielglieder sind kreisrund (Länge wie Breite 4 mm) und weisen nur gleichlange Rippchen auf.

Der eine der vorliegenden ganzen Stiele hat eine Länge von 27 cm. Oberflächenverzierungen sind nicht zu erkennen. Die

einzelnen Glieder sind ungleich dick und breit, scheinbar kreisrund. Drei verschiedene Formen lassen sich von ihnen unterscheiden. Die einen sind die dicksten und zugleich breitesten (Dicke mehr als 2 mm). Die beiden anderen sind gleich breit, aber verschieden dick (mehr als 1 mm bzw. fast 2 mm).

Die Anordnung dieser verschiedenen Glieder ist nicht ganz regelmäßig. Zwischen je zwei der größten liegen drei oder vier der beiden anderen Formen; meist sind es drei, in vereinzelt Fällen sogar nur zwei.

Der andere Stiel, 5 cm lang, ist kreisrund, ohne Oberflächenverzierung, die einzelnen Glieder durchschnittlich 4 mm breit. An Dicke sind sie verschieden. Zwischen zwei dickeren sitzen ein bis drei dünnere.

Von den zwei vorliegenden Cirren ist die eine 3 cm lang und etwas über 1 mm breit. Beide Cirren zeigen eine deutliche Segmentierung. Die Länge eines Segmentes beträgt bei der angeführten 1,5 mm.

Eine Identifizierung der Reste mit irgend einer beschriebenen Art vorzunehmen halte ich für zu gewagt. M'COY (18) beschreibt und bildet Stielglieder und Stiele ab, die mit den Golonoger Formen vielleicht ident sein könnten. So schildert er den Stiel von *Cyathocrinus pinnatus* als perlschnurartig, die Glieder als elliptisch, abwechselnd breiter und schmaler, den äußeren Saum als hervorragend, mit deutlichen Artikulationsrippen. Das Zentrum sei konkav, beinahe glatt, der Kanal pentagonal. Eine gleiche Beschreibung von *Cyathocrinus pinnatus* gibt auch PHILLIPS (5, Seite 31). Ähnlich unregelmäßige große Glieder werden von *Actinocrinus triacontadactylus* und *Platycrinus triacontadactylus* beschrieben. Einzelne Glieder passen auch zu der Abbildung und Beschreibung M'COY's (18) von *Poteriocrinus gracilis* (S. 178, Tafel XXV, Fig. 11—14).

Chonetes Hardrensis PHILL. sp.

1841. *Orthis Hardrensis* PHILLIPS (5), S. 138, T. 58, Fig. 104; T. 60, Fig. 104.
 1845. *Chonetes sarcinulata* M. V. K. (8), S. 242, T. 15, Fig. 10.
 1847. ? » » DE KONINCK (9), S. 210, T. 20, Fig. 15.

1854. *Chonetes perlata* u. *Ch. Laguessiana* v. SEMENOW (11), S. 348.
 1858—1863. *Chonetes Hardrensis* DAVIDSON (14), S. 186, T. 47, Fig. 12—18.
 1862. *Leptaina Hardrensis* M'COY (18), S. 119.
 » *perlata* » (18), S. 120, Pl. XX, Fig. 9.
 1866. *Chonetes Hardrensis* ROEMER (19), S. 664.
 1870. » » » (23), S. 90, T. 8, Fig. 6—7.
 1873. » *Laguessiana* DE KONINCK (25), S. 39, T. 2, Fig. 2.
 1882. » » KAYSER (37), S. 77, T. 3, Fig. 17—18.
 1895. » » TORQUIST (51), S. 36 [414].
 » *perlata* » (51), S. 40 [418].
 1899. » *Laguessiana* WOLTERSTORFF (53), S. 54, T. II, Fig. 17.
 1902. » *perlata* DREVERMANN (57), S. 517.
 1909. » *Hardrensis* SOMMER (73), S. 623, T. XXX, Fig. 10.

Diese bekannte Art ist bei Golonog sehr zahlreich vertreten. Die Ventralschale ist konvex, die Dorsalschale konkav; erstere ist größer als letztere. Beide Schalen sind quer verlängert. Das Verhältnis der Länge zur Höhe ist 2 : 1. Schloßrand und Stirnrand sind lang und gerade. Die Umbiegung des letzteren in die Seitenränder ist abgerundet. Diese stoßen dagegen in rechtem Winkel an den Schloßrand. Die größere Klappe zeigt einen vom Wirbel zum Stirnrand verlaufenden medianen Sinus, der als schmale tiefe Rinne beginnt und nach dem Stirnrande hin bei gleichzeitigem Flacherwerden sich bedeutend verbreitert. Beide Schalen zeigen auf der Außenseite eine lebhafte Berippung. Die Rippen sind ungeteilt; die Zwischenräume zwischen den Rippen sind am Stirnrande mindestens dreimal so breit als diese. Die Anzahl der Rippen dürfte sechzig nicht übersteigen.

Das Innere der kleinen Klappe zeigt im Steinkern oben in der Mitte des Schloßrandes einen kurzen von oben nach unten verlaufenden scharfen Einschnitt, der an den meisten Exemplaren klar hervortritt und sicherlich den Abdruck eines kurzen Medianseptums darstellt. Rechts und links von diesem Einschnitt liegen schräg nach unten verlaufend zwei weitere ebenso kurze, scharfe Rinnen, die als Abdrücke zweier Zahnleisten aufzufassen sind. Das Innere beider Klappen läßt die radiale Skulptur der Außenseite der Schalen nicht mit derselben Klarheit erkennen. Hierin schwanken die einzelnen Formen; einzelne zeigen völlig glatte Flächen, andere geben die Außenseite in getreuer Form, nur etwas schwächer

wieder, wieder andere zeigen neben glatten Stellen deutliche radiale Berippung. Das Innere beider Schalen zeigt eigenartige kleine Buckel oder Tuberkeln, die an allen Exemplaren mit großer Klarheit auftreten. Sie sitzen am zahlreichsten längs dem Stirnrande und den Seitenrändern, während die mittlere Partie fast frei von ihnen bleibt.

Die bei Golonog vorkommenden Schalen stimmen am besten mit der Beschreibung und Abbildung überein, die PHILLIPS (5) und M'COY (18) von *Orthis* bzw. *Leptaina Hardrensis* geben. Ich behalte infolgedessen den alten Artnamen bei. TORNUST (51) stellt nämlich alle unter dem Namen *Hardrensis* laufenden carbonischen Formen zu *Chonetes perlata* M'COY, da er *Hardrensis* für eine devonische Form hält. Einmal erwähnt sie PHILLIPS (5), der sie zuerst beschrieb, aber auch aus den »Carboniferous Series«; sodann unterscheidet sich die von M'COY aufgestellte Species *perlata* von *Hardrensis* PHILL. durch ihre feinere Berippung und durch das etwas wellige Verlaufen der einzelnen Rippen. Des weiteren gibt M'COY die Schale von *Hardrensis* als konvex-konkav, die von *perlata* nur als konvex an. Schließlich erwähnt er noch zum Unterschiede von *Hardrensis* bei der Beschreibung von *perlata*, daß erstere eine mediane Depression aufweise. Hieraus ist ersichtlich, daß nicht ohne weiteres alle früheren *Hardrensis*-Arten zu *perlata* zu stellen sind. *Chonetes Laguessiana* DE KON., mit der DE KONINCK (25) und KAYSER (37) *Chonetes Hardrensis* PHILL. vergleichen, unterscheidet sich ebenfalls von letzterer. *Chonetes Laguessiana* hat eine wenig gewölbte Rückenschale, eine regelmäßige Biegung des Umrisses, sehr feine, kaum mit bloßem Auge sichtbare Rippen, die regelmäßig und oft gespalten sind; von diesen ist im Innern nichts zu sehen. Diese Beschreibung DE KONINCK's paßt weder zu der, die PHILLIPS (5) von *Hardrensis*, noch zu der, die M'COY (18) von *perlata* geben. Die Unterschiede zwischen den drei Arten *Hardrensis*, *perlata* und *Laguessiana* scheinen sehr wenig beachtet worden zu sein. So erwähnt DREVERMANN (57) bei *perlata* eine feinere Berippung als bei *Laguessiana*, gerade entgegengesetzt den Beschreibungen, die SEMENOW

(11), TORNQUIST (51) und DE KONINCK (25) von *Laguessiana* geben, bei der sie gerade auf die dem bloßen Auge kaum sichtbare Berippung aufmerksam machen. DAVIDSON (14) gibt eine Beschreibung von *Hardrensis*, die mit der PHILLIPS' (5) gut übereinstimmt. Auf Anraten DE KONINCK's trennt er aber alle *Hardrensis*-Arten des Carbons ab und stellt sie zu *Laguessiana* DE KON., trotzdem letztere viel zu fein berippt ist. Bei allen diesen Unsicherheiten halte ich es für das beste, wenn der alte Name *Hardrensis* beibehalten wird, da, wie gezeigt, die Beschreibungen von *Laguessiana* bei DE KONINCK (25) und die von *perlata* bei M'COY (18) und TORNQUIST (51), mit denen *Hardrensis* identifiziert wird, nicht passen.

Orthotetes crenistria PHILL. sp.

1836. *Spirifera crenistria* PHILLIPS (3), Vol. II, S. 216, Pl. IX, Fig. 6.
 1841. *Orthis crenistria* PHILLIPS (5), S. 66, T. 27, Fig. 113.
 1842—1844. *Orthis umbraculum* DE KONINCK (6), S. 222, Pl. XIII, Fig. 4 u. 7.
 Pl. XIII^{bis}, Fig. 7.
 1845. *Orthis arachnoidea* M. V. K. (8), S. 196, T. X, Fig. 18.
 1854. *Orthisina crenistria* v. SEMENOW (11), S. 342.
 1855. *Leptaina (Strophomena) crenistria* M'COY (12), S. 450.
 1858—1863. *Streptorhynchus crenistria* DAVIDSON (14), Vol. II, S. 124, T. 25, Fig.
 16—21, T. 27, T. 30, Fig. 13 bis
 15, S. 228, T. 53, Fig. 3.
 1862. *Orthis crenistria* M'COY (18), S. 123.
 1863. » » ? ROEMER (19), S. 592, T. XVI, Fig. 5.
 1870. *Streptorhynchus crenistria* DAV. (*Orthis crenistria* PHILL.). ROEMER (23). S. 90,
 T. VIII, Fig. 4.
 1873. *Orthotetes crenistria* DE KONINCK (25), S. 44, Pl. II, Fig. 4.
 1874—1879. *Orthis crenistria* TRAUTSCHOLD (27), S. 63, T. 6, Fig. 3.
 1879—1882. *Streptorhynchus crenistria* DAVIDSON (28), Vol. IV, S. 288, T. 37,
 Fig. 1—5.
 1879. *Streptorhynchus crenistria* GÜMBEL (32), S. 532.
 1882. » » KAYSER (37), S. 77, T. III, Fig. 12.
 1890. *Orthotetes crenistria* GÜRICH (42), S. 59.
 1893. *Streptorhynchus crenistria* DANTZ (46), S. 625.
 1893. *Orthotetes crenistria* KOCH (47), S. 295.
 1895. » » TORNQUIST (51), Bd. V, Heft IV, I, S. 84 [402] ff.,
 T. XV, Fig. 3, T. XVI, Fig. 16.
 1902. » » DREVERMANN (57), S. 515.
 1903. » » PARKINSON (58) S. 359, T. XVI, Fig. 16.
 1909. » » SOMMER (73), S. 627, T. XXX, Fig. 7.

Die größere Ventral-Schale ist etwas konkav, ihr Umriß halbkreisförmig. Der Schloßrand ist sehr lang und gerade, der Wirbel etwas zurückgebogen. Die zahlreichen Rippen, welche die Schale verzieren, beginnen am Wirbel als einfache Strahlen und teilen sich im ganzen dreimal, und zwar erfolgt die Vermehrung durch Spaltung und nicht durch Einschaltung. Wachstumsstreifen können namentlich gegen die Seitenränder hin gut gesehen werden. Die Area ist mäßig hoch und langgestreckt, soweit dies noch festgestellt werden konnte. Das Pseudodeltidium ist klein und dreieckig. An dieses legt sich im Innern der Schale rechts und links je ein Zahn an, der von einer länglichen Zahnplatte, deren Reste als kurze Leiste zu sehen ist, gestützt wird. An diese legen sich die rundlichen Eindrücke der Öffnungsmuskeln an. In der Mitte zwischen diesen kann undeutlich der längliche Eindruck des Schließmuskels erkannt werden. — Die Dorsalschale ist stark konvex, kleiner als die Ventralklappe und wie diese halbkreisförmig. Die Berippung ist sehr stark, der Schloßrand lang und gerade, fast so lang wie die größte Breite. Die näheren Verhältnisse am Schloßrand und im Innern waren nicht zu erkennen.

Productus cf. semireticulatus MARTIN.

| | | |
|------------|--|---|
| 1845. | <i>Productus semireticulatus</i> MARTIN. | M. V. K. (8), S. 262, T. XVI, Fig. 1, T. XVIII, Fig. 10. |
| 1847. | » | » DE KONINCK (9), S. 83, T. VIII, Fig. 1, T. IX, T. X, Fig. 1. |
| 1854. | » | » V. SEMENOW (11), S. 356. |
| 1858-1863. | » | » DAVIDSON (14), Vol. II, S. 149, T. 43, Fig. 1-5, T. 44, Fig. 1-4. |
| 1863. | » | » ROEMER (19), S. 590, T. XVI, Fig. 2. |
| 1870. | » | FLEM. var. (?) ROEMER (23), S. 90. |
| 1873. | » | MARTIN sp. DE KONINCK (25), S. 22. |
| 1874-1879. | » | » » TRAUTSCHOLD (27), S. 56, T. 5, Fig. 3. |
| 1893. | » | » » KOCH (47), S. 295. |
| 1895-1896. | » | » » TORNQUIST (51), S. 60, T. XIV, Fig. 10 u. 12. |
| 1903. | » | » » PARKINSON (58), S. 350. |
| 1909. | » | » » SOMMER (73), S. 617, T. XXVII, Fig. 4, T. XXIX, Fig. 2 u. 2a. |

Nur spärliche Reste kommen vor. Die Dorsalschale fehlt ganz, ebenso konnten über das Innere der Ventralschale keine Beobachtungen angestellt werden. Diese ist gewölbt, ihre Breite beträgt 7 mm, ihre Höhe 6 mm. Unter dem Wirbel beginnt ein anfangs sehr schmaler Sinus, der sich nach dem Stirnrande zu verbreitert und vertieft. Der Wirbel läuft spitz zu und ist eingekrümmt. Der gerade Schloßrand besitzt den Durchmesser der breitesten Stelle der Schale. Durch die scharfe Abhebung des Wirbels treten rechts und links von ihm ohrenförmige Ecken klar hervor, die in ihrer Mitte etwas eingewölbt sind. Die Schale besitzt 25—30 Rippen, die alle deutlich gerundet sind und mindestens die doppelte Breite der sie trennenden Zwischenräume haben. Am stärksten sind die Rippen am Stirnrande; bisweilen schalten sich nach diesem zu neue ein. Eine dicke konzentrische Faltung ist namentlich auf den Ohren und auf dem Wirbel gut zu erkennen. Durch die Kreuzung der radialen und konzentrischen Struktur entsteht vor allem auf dem Wirbel eine Art Gitterstruktur. Diese Merkmale gestatten wohl ohne weiteres, die vorliegende Form trotz ihrer schlechten Erhaltung der weit verbreiteten Art *semi-reticulatus* anzugliedern. Bemerket sei noch, daß bei einem Exem- plare ein auf dem Schloßrand aufsitzender langer Stachel beobachtet wurde.

Carbonicola ovalis MARTIN.

Taf. 6, Fig. 2.

1894—96. *Carbonicola ovalis* MARTIN. HIND (48), S. 56, T. IV, Fig. 18—22, T. V, Fig. 38 (weitere Literatur siehe daselbst).

Die Breite der Schale beträgt 28 mm, die Höhe 18 mm. Der Umriß der Schale ist oval, der vordere Rand geht gebogen in den Stirnrand über, der ebenfalls ausgebogen ist. Nach hinten läuft die Schale, so weit die Erhaltung erkennen läßt, ein wenig verjüngt aus. Vor allem am Wirbel ist die Schale gewölbt; dieser liegt etwas nach dem vorderen Rande zu; seine Spitze ist wenig übergebeugt. Vom Wirbel zieht sich nach dem hinteren Rande eine Leiste, die von der Schale einen hinteren, oberen, flachen Teil abteilt. Grobe Wachstumsstreifen lassen sich undeutlich wahrnehmen.

Anthracomya pulchra HIND.

Taf. 6, Fig. 3.

1894—1896. *Anthracomya pulchra* HIND. (48), S. 114, T. XV, Fig. 29—49.

Die Schalen sind gewölbt und von länglich ovaler Form, der Schloß- und Stirnrand fast parallel. Der vordere Umriß der Schale ist halbkreisförmig, der Stirnrand fast gerade, nach dem Hinterrande biegt er sich ein wenig auf; dieser trifft unter einem spitzen Winkel auf den Stirnrand. In seinem oberen Teil ist er schwach konkav. Der Wirbel liegt weit nach vorn, ist stumpf und gewölbt und legt sich ein wenig über den Schloßrand. Von dem Wirbel zieht sich eine Anschwellung schräg nach unten und hinten. Je mehr sie sich dem Stirnrande nähert, desto undeutlicher wird sie. Zwischen dieser Anschwellung und dem Schloßrande, also rechts oben, liegt ein abgeplatteter Teil der Schale, der deutlich vom Wirbel ausgehende Rippen zeigt. Ungefähr 11 ließen sich an einem Exemplare zählen. Sie sind ungleich dick, stehen am Schloßrande weit auseinander, nach dem mittleren Schalenteile enger. Die beiden ersten am Schloßrande gelegenen Rippen sind sehr breit, drei- bis viermal so breit als die Zwischenräume. Die anderen Rippen dagegen sind schmal, die Zwischenräume dreimal so breit als die Rippen. Die ganze Schale zeigt grob konzentrische Wachstumstreifen, die vor allem im hinteren Schalenteile klar hervortreten.

Im unteren Teile der Schale, ungefähr unter dem Wirbel, zeigt sich eine kleine schwache Einwölbung.

Aviculopecten cf. concentricostriatus M'COY.

Taf. 6, Fig. 4.

1862. *Aviculopecten concentricostriatus* M'COY (18). S. 91, T. XIV, Fig. 5.
 1873. » » DE KONINCK (25). S. 87, T. III, Fig. 2a.
 1885. » » » (31). Bd. V, S. 236, Pl. 32,
 Fig. 12.
 1895/96. » » TORNQUIST (51). II, S. 36, T. XVIII,
 Fig. 2 und 3.

Abdrücke der rechten Schale zeigten Folgendes: Ihr Umriß ist halbkreisförmig, der Wirbel spitz. Die Ohren heben sich von der flachen Schale deutlich ab, sind aber nicht durch tiefe Ein-

schnitte von der Schale getrennt. Die Ränder des mittleren Schalentheiles stoßen oben am Schloßrande unter einem Winkel, der kleiner als 90° ist, zusammen. Das vordere Ohr ist groß, das hintere klein. Ersteres besitzt einen Byssusausschnitt. Sein Außenrand ist konvex gebogen; ihm parallel verlaufen enggescharte Wachstumsstreifen. Ferner zeigen sich auf ihm vier deutliche vom Wirbel ausgehende radiale Rippen. Das hintere Ohr ist bedeutend kleiner als das vordere, von dreieckiger Form. Sein Außenrand erscheint gerade. Es ist ebenfalls flach und zeigt eng zusammengedrückte konzentrische Zuwachsstreifen. Auch auf ihm scheinen einige radiale Rippen vorhanden zu sein. Der eigentliche Schalentheil ist außer ganz undeutlichen Spuren von Anwachsstreifen glatt.

Aviculopecten sulcatus nov. sp.

Tafel 6, Fig. 5.

Die ziemlich häufig vorkommende linke Schale dieser neuen Art ist wenig gewölbt, von fast rundem Umriß, wie dies an den kleinen Formen dieser Spezies gut zu sehen ist, während die größeren Schalen infolge von Verdrückung meist etwas nach hinten verlängert erscheinen. Der Wirbel ist nur wenig nach vorn gelegen, scharf abgehoben, etwas umgekrümmt und spitz. Der Schloßrand ist lang und gerade, meist etwas länger als der größte Durchmesser der Schale. Der Stirnrand weist nur eine schwache konvexe Biegung auf; in die Seitenteile geht er gerundet über. Die Ohren der linken Schale sind deutlich abgehoben, beide auffallend lang und spitz. Der Absatz von der Schale erfolgt durch einen tiefen Sinus, der vor allem bei dem vorderen Ohr tief und deutlich ist. Als charakteristisches Merkmal dieser Art erscheint eine Depression am hinteren Rande der Schale, die am Wirbel schmal beginnt und sich verbreiternd nach dem Stirnrande hinzieht, wo sie verschwindet.

Folgendes sind die Größen einiger Formen:

| vorn — hinten | oben — unten | Schloßrand |
|---------------|--------------|------------|
| 22—23 mm | 19 mm | 25 mm |
| 21 » | 17 » | 25 » |
| 15 » | 11 » | 15 » |

Die Schale ist mit nicht zu eng stehenden Rippen verziert. Diese erscheinen eher scharf als gerundet. Es lassen sich Haupt- und Schaltrippen unterscheiden. Die Zwischenräume zwischen je 2 Hauptrippen sind zwei- bis dreimal so breit als diese. Trotz mancherlei Abweichungen ist es Regel, daß zwischen zwei Hauptrippen eine schmalere Schaltrippe liegt, die am Ende des ersten Drittels der Schale einsetzt. Die Anzahl der Rippen schwankt; 40—60 scheint der Durchschnitt zu sein. Neben dieser scharfen Berippung zeigen sich auf allen Abdrücken, nicht auf den Steinkernen, konzentrische Wachstumsstreifen, die am Wirbel weit auseinander stehen, um nach dem Stirnrande zu immer enger zu werden. Sehr klar treten sie zwischen den Rippen auf, und zwar hat es den Anschein, als ob sie nicht gerade, sondern wellig verlaufen, so daß sie sich zwischen den Rippen etwas nach oben wölben und umgekehrt auf den Rippen nach unten biegen. Diese Erscheinung macht sich aber nur am Stirnrande geltend, am Wirbel sind alle Wachstumsstreifen gerade.

Das vordere Ohr der linken Schale ist durch einen sehr tiefen, engen Einschnitt deutlicher als das hintere von der Schale abgesetzt. Sein äußerer Rand ist schwach konkav; neben einer klaren radialen Berippung sieht man eine aus der Schale heraustretende, enge, schwache Streifung, die parallel dem konkav eingebogenen Außenrande verläuft. Der zum Ohr gehörige Teil des Schloßrandes ist verdickt. Das Ohr ist nicht eben, der nach der Schale zu gelegene Teil ist vielmehr etwas konkav; an diesen schließt sich dann ein verdickter Teil an, der nach außen an Dicke zunimmt. Das hintere Ohr ist flügelartig, aber nicht so lang und spitz wie das vordere, mehr breit und gedrunken. Seine Struktur gleicht der des vorderen Ohres. Ungefähr vierzehn gleich starke Rippen verlaufen über dieses. Die sie trennenden Zwischenräume sind zwei- bis dreimal so breit als die Rippen.

Die selten vorkommende rechte Schale ähnelt der linken. Sie ist wenig gewölbt, der Wirbel nur wenig abgehoben, die Ohren groß und deutlich. Die Oberflächenskulptur gleicht der der linken Schale. Das hintere Ohr der rechten Klappe ist lang und spitz, durch

einen sehr tiefen Sinus von der Schale getrennt. Sein äußerer Rand ist konkav eingebogen. Der Schloßrand des Ohres ist in seiner ganzen Ausdehnung verdickt. Parallel dem äußeren Rande laufen konzentrische Wachstumsstreifen; vom Wirbel aus gehen über das Ohr sehr klare radiale Rippen.

Das vordere Ohr der rechten Schale ist lang und schmal; es erscheint spitz dreieckig und zeigt einen tiefen Bysusauschnitt. Wie beim hinteren Ohr ist auch hier der Schloßrand verdickt. Die Verdickung geht hier aber vom oberen inneren Teile des Ohres etwas schräg nach unten. Parallel dem äußeren, wenig konkaven Rande erscheinen enge konzentrische Streifen; vom Wirbel gehen ungefähr sechs radiale Rippen aus.

Aviculopecten Golonogensis nov. sp.

Taf. 6, Fig. 6 u. 7.

Die linke Schale ist nach hinten verlängert. Der Stirnrand lebhaft konvex gebogen, der Wirbel nach vorn gelegen und etwas übergebeugt. Der Schloßrand ist gerade, die Ohren sind groß, durch tiefe Furchen von der Schale abgesetzt. Das vordere Ohr ist ungefähr dreieckig, das hintere etwas flügelartig verlängert. Das Innere der Schale ist unbekannt, ihre Wölbung stark. Die Berippung ist sehr deutlich, die Zwischenräume zwischen den gerundeten Rippen schmaler als diese. Die Breite der Rippen ist verschieden, sie beträgt das Zwei- bis Dreifache der Zwischenräume. Haupt- und Schaltrippen können unterschieden werden. Ihre gegenseitige Anordnung ist verschieden. Nach dem Schloßrande zu hat es den Anschein, als ob ziemlich regelmäßig zwischen zwei Hauptrippen eine feine Schaltrippe sitzt; diese beginnen alle bereits am Wirbel. Nach dem Stirnrande hin treten eng beieinander liegende konzentrische Wachstumsstreifen auf, die im oberen Teile der Schale fehlen. Sie sind wellig, ihre Sättel liegen auf den Hauptrippen, ihre Mulden auf den Schaltrippen bzw. in den Zwischenräumen. Ungefähr 75 Hauptrippen konnten an dem besterhaltenen Exemplar gezählt werden. Die Ohren sind sehr deutlich radial gerippt und ebenso deutlich konzentrisch gestreift. Diese

konzentrischen Streifen liegen eng beieinander und sind wellenförmig. Auf dem vorderen Ohre sind zehn deutliche radiale Rippen, die zwei- bis dreimal so breit als die Zwischenräume sind. Die vier nach außen zu gelegenen Zwischenräume werden durch feine Rippen nochmals geteilt. Die wellenförmige konzentrische Streifung verläuft so, daß die Sättel in die Zwischenräume, die Mulden auf die Rippen zu liegen kommen. Der äußere Rand des Ohres ist S-förmig gewunden. Das hintere Ohr besitzt 9—10 deutliche, breite Rippen, zwischen die sich undeutliche feine Rippen legen. Die konzentrische Streifung ist dieselbe wie auf dem vorderen Ohre. Folgendes sind die Maße zweier Formen:

| Länge | Höhe | Schloßrand |
|-------|-------|------------|
| 34 mm | 30 mm | 28 mm |
| 29 » | 21 » | ca. 17 » |

Außer diesen erwachsenen Exemplaren kommen Jugendformen vor, deren Maße folgende sind:

| Länge | Höhe | Schloßrand |
|-------|-------|------------|
| 14 mm | 12 mm | 9,5 mm |

Die Schale ist gewölbt, von länglich ovaler Form. Unterrand konvex gebogen. Der Wirbel ist spitz und stark von der Schale abgehoben. Der Schloßrand ist gerade, die Ohren sind klein, deutlich von der Schale abgesetzt und von dreieckiger Form. Die Verzierungen sind dieselben wie bei dem ausgewachsenen Exemplare. Die Rippen auf dem Schalenteile sind nicht so häufig und regelmäßig durch Schaltrippen vermehrt, meistens sind hier alle Rippen gleich stark. Konzentrische Wachstumsstreifen fehlen.

Am besten paßt zu dieser Form *Aviculopecten Merki*, den TORNQUIST (51) beschreibt: »Schale kreisrund, Schaltrippen, die in verschiedenen Abständen vom Wirbel einsetzen, ebenso stark wie Wirbelrippen. Auf den Ohren fast allein Radialskulptur zu sehen. Die konzentrischen Lamellen bilden knotige Rippen.« Ferner käme vielleicht noch bei demselben Autor *Aviculopecten plagiostoma* in Betracht. Doch sind hier zu wenig Rippen vorhanden, außerdem stehen sie zu weit auseinander. Bei HIND (55) könnte *Aviculopecten Knockonniensis* auf S. 84, T. XIV, Fig. 8—13 zum Vergleich her-

angezogen werden. Die angeführten drei Arten stehen aber der vorliegenden Form doch nicht nahe genug, um diese mit einer von ihnen zu vereinigen.

***Crenipecten tenuidentatus* nov. sp.**

Taf. 6, Fig. 8.

Die allein erhaltenen linken Schalen zeigen folgendes Bild: Sie sind stark gewölbt, ihre Form ist oval, nach vorn etwas hochgebogen. Der Unterrand und die unteren Teile der Seitenränder bilden einen Halbkreis. Der Schloßrand ist gerade, seine Länge beträgt ungefähr zwei Drittel der Breite. Der von der Schale stark abgehobene Wirbel ist spitz. Die Ohren sind groß entwickelt und scharf von dem eigentlichen Schalenteil getrennt. Ganz auffallend ist dies bei dem vorderen Ohre, wo der Abstand zwischen Ohr und Schalenoberfläche im Steinkerne fast 2 mm beträgt. Das hintere Ohr ist eben und von der Form eines gleichschenkeligen Dreieckes. Sein äußerer Rand ist etwas konkav eingebogen. Das vordere Ohr ist mindestens ebenso groß wenn nicht größer als das hintere und etwas aufgewölbt. Sein äußerer seitlicher Rand scheint, soweit die Erhaltung eine Angabe erlaubt, gerade oder sogar etwas konvex hervorgebogen zu sein. Die Schale ist gerippt, die Rippen sind gerundet. Die trennenden Zwischenräume sind so breit oder etwas breiter als die Rippen. Bisweilen vermehren sich die Rippen durch Einsetzen neuer, ohne daß sich eine Regelmäßigkeit konstatieren ließe. Auch die Ohren zeigen eine radiale Berippung. Auf dem hinteren Ohre verlaufen parallel dem äußeren, konkaven Rande konzentrische Streifen. Einzelne Steinkerne der linken Klappe lassen auf dem dem Wirbel zu gelegenen Teile des hinteren Ohres kleine Kerbzähnen erkennen, die in einer Reihe parallel am oberen äußersten Rande des Ohres angeordnet sind. Dieses Kennzeichen stellt vorliegende Form zu der Gattung *Crenipecten* HALL. Zu dieser Art stelle ich auch den Abdruck einer linken Schale, die sich von den beschriebenen Steinkernen durch den kürzeren Schloßrand und die kleineren Ohren unterscheidet. Auf diesem Abdruck zeigt sich auch,

vor allem auf dem dem Stirnrande der Schale zu gelegenen Teile und auf den Ohren, eine klare konzentrische Streifung.

Folgendes sind die Maße zweier Steinkerne und des einen Abdruckes:

| | Breite | Höhe | Schloßrand |
|-----------|--------|-------|------------|
| Steinkern | 28 mm | 30 mm | 18 mm |
| » | 20 » | 20 » | 16 » |
| Abdruck | 19 » | 21 » | 9 » |

Euphemus Urii FLEM. sp.

1836. *Bellerophon Urii* PHILLIPS (3). II, S. 231, T. 17, Fig. 11 u. 12.
 1841. » » » (5). S. 224, T. 60, Fig. 199.
 1842–1844 » » DE KONINCK (6). S. 356, T. 30, Fig. 4a–4c.
 1855. » » M'COY (12). S. 555.
 1862. *Euphemus Urii* » (18). S. 26.
 1863. *Bellerophon Urii* ROEMER (19). S. 582, T. 15, Fig. 3a u. 3b.
 1870. » » » (23). S. 86–87, T. 8, Fig. 8–11.
 1873. » » DE KONINCK (25). S. 98, T. IV, Fig. 2.
 1874–1879. » » TRAUTSCHOLD (27). S. 39.
 1906. *Euphemus sudeticus* NOV. NOM. FRECH (66). S. 123, T. II, Fig. 3–4.

Eine der häufigsten bei Golonog vorkommenden Arten. Trotz ihrer nie vollkommenen Erhaltung ist es doch leicht möglich, diese Schnecke sicher zu bestimmen. Die Schale ist kugelig, beiderseits eng genabelt, die Mündung weit mit scharfer Außenlippe. Ein Schlitzband oder ein Kiel waren nicht zu erkennen. Die inneren Umgänge, soweit sie sichtbar waren, und der hintere Teil des letzten tragen die für die Gattung bezeichnende Spiralstreifung. Die Streifen sind klar und ungefähr zwanzig an Zahl. Die trennenden Zwischenräume sind breiter, oft beträchtlich breiter als jene. Der vordere Teil des letzten Umganges ist glatt. Die größte Breite des äußersten Teiles des letzten Umganges beträgt bei dem größten Exemplare 15 mm, bei einem kleineren 10 mm. Die Höhe des ersteren ist 16 mm, die des letzteren 14 mm.

Bellerophon sp.

Das einzige vorliegende Exemplar unterscheidet sich zunächst von der eben beschriebenen Spezies durch seine etwas bedeutendere Größe. Bei einer Breite des letzten Umganges von

15 mm beträgt die Länge 18 mm. Die Schale ist kugelig und eng genabelt; der letzte Umgang entbehrt der für *Euphemus Urii* charakteristischen spiralen Streifen. Dagegen weist er deutliche feine Zuwachsstreifen auf, die vom Nabel ausstrahlen, nach einer über den Rücken ziehenden, infolge Zerdrückung undeutlichen Furche laufen und beim Einmünden in diese sich etwas nach hinten (unten) biegen. Die Furche beginnt erst etwas unterhalb des Mundsaumes; dieser ist scharf und in der Mitte mit einem kleinen Ausschnitt versehen.

Macrocheilus carinatus nov. sp.

Taf. 6, Fig. 10.

Die Länge des Gehäuses beträgt 16—17 mm. Davon fallen auf den letzten von den vier bis fünf Umgängen, aus denen es zusammengesetzt ist, 10 mm. Der letzte Umgang ist ziemlich stark gewölbt, die anderen nur wenig. Der Mundsaum scheint scharf zu sein. Außer ganz undeutlichen Wachstumsstreifen in der Nähe des Mundes ist der Steinkern glatt. Es hat den Anschein, als ob die länglich eiförmige Form des Gehäuses seitlich etwas zusammengepreßt ist. Das für diese Art bezeichnende Merkmal ist eine Naht, die sich unter der scharf ausgeprägten Naht, in der sich die einzelnen Umgänge berühren, befindet. Diese ist weniger klar und vor allem gut auf dem vorletzten Umgange ausgeprägt. Von Golonog erwähnt ROEMER (19 u. 23) eine *Littorina? obscura* Sow., die er mit der bei PRESTWICH (4) Tafel 39, Fig. 23 abgebildeten identifiziert. Bemerkenswert ist die Angabe, daß die Gewinde dieser Art an den Seiten abgeplattet sein sollen, ein Merkmal, das auch vorliegende Art aufweist. M'COY (18), S. 29, T. V, Fig. 3, beschreibt und bildet einen *Macrocheilus ovalis* ab, der ebenfalls an den Seiten abgeplattet ist; er konstatiert daher eine Ähnlichkeit zwischen dieser Form und dem Genus *Littorina*. Da letzteres in seiner systematischen Stellung nicht ganz feststeht — für carbonische Arten wird dieser Gattungsname nicht mehr gebraucht —, ist es nicht von der Hand zu weisen, daß auch die von ROEMER (19 u. 23) und PRESTWICH (4) beschriebenen Formen dem Genus *Macro-*

cheilus angehören. Die Arten sind aber wohl verschieden, da die bei vorliegender Art auftretende Naht nirgends erwähnt wird.

Euomphalus sp.

Taf. 6, Fig. 11.

Alle Exemplare sind schlecht erhalten. Auffallend ist ihre geringe Größe. Die größte Breite betrug 8 bzw. 5 mm, die kleinste (senkrecht zur ersten gemessen) 5 bzw. 4 mm. Die Formen sind weit und tief genabelt und scheibenförmig. Die älteren Umgänge werden so von dem jüngsten umschlossen, daß die Spitze des Gehäuses entweder gar nicht oder nur ganz wenig hervorragt. Die Umgänge sind kantig. Von den inneren waren Einzelheiten nicht zu erkennen. Der letzte ist breit; sein Rücken stößt mit einer scharfen Kante an seine konkav eingewölbten Seitenteile. Als typisches Merkmal zeigt der Rücken parallel und vor der Seitenkante noch eine andere, die scharf ausgeprägt ist. Der Mundsaum ist in der Mitte konkav; ihm parallel verlaufen feine, dicht gedrängte Zuwachsstreifen.

Pleurotomaria sp.

Trotz ihrer mangelhaften Erhaltung zeigen alle Exemplare doch soviel typische Merkmale, um sie mit Sicherheit dem Genus *Pleurotomaria* zuweisen zu können. Es konnten sogar drei verschiedene Arten unterschieden werden.

Art a. Die Schale ist niedrig kegelförmig, ziemlich eng genabelt und besteht aus drei bis fünf Umgängen, die alle gerundet sind; die größte Breite der Schale beträgt 22 mm. Die ersten Umgänge sind nach der dem Munde entgegengesetzten Seite hinausgeschoben, liegen also nicht senkrecht unter dem letzten Umgange. Das für *Pleurotomaria* charakteristische Schlitzband ist an den vorliegenden Formen nur noch ganz schwach zu sehen. Es können undeutliche Zuwachsstreifen erkannt werden, die nach dem Bande hin von oben und unten konvergieren und etwas zurückspringen. Eine Identifizierung dieser Art mit einer bereits bekannten ist wegen ihrer schlechten Erhaltung nicht angebracht. In ihrer

äußeren Form, aber nur in dieser, nähert sie sich *Pleurotomaria fragilis*, wie sie DE KONINCK (6) auf T. 35, Fig. 8 abbildet.

Art b. Die spärlichen Fragmente zeigen besser als die eben geschilderte Spezies die Zugehörigkeit zu dem Genus *Pleurotomaria*. Die Art besteht aus mindestens drei Umgängen, von denen der letzte der größte ist; alle sind gerundet. Die Breite der Form beträgt 12 mm. Sie ist eng genabelt, ihr Schlitzband recht gut zu erkennen. Parallel diesem und auf ihm verlaufen feine, eng gescharte Linien.

Art c. Diese Spezies ist flach kegelförmig und eng genabelt. Sie besteht aus drei Umgängen, von denen der letzte viel größer als die beiden ersten ist. Dieser ist abgeplattet, so daß sein Rand ziemlich spitz ausläuft. Parallel diesem Rande laufen sehr feine, dichtgedrängte Linien. In der Nähe des Mundes zeigen sich Spuren von Zuwachstreifen. Die größte Breite der Art beträgt 14 mm.

Naticopsis sp.

Taf. 6, Fig. 9.

Der einzige vorliegende Steinkern hat eine Höhe von 13 mm. Der letzte Umgang ist sehr groß, die ersten drei Gewinde klein, nicht seitwärts gedreht. Die Form ist oval und platt, die Außenlippe scharf, alle Umgänge sind gerundet.

Turbo sp.?

Taf. 6, Fig. 12.

Die Form ist kreiselförmig und besteht aus vier Umgängen. Diese sind gerundet, ohne Kanten. Parallel den Nähten verlaufen auf den Umgängen eng beieinander liegende feine Linien. Da von der Schale und dem Munde nichts erhalten ist, kann diese Art nur unter Vorbehalt der Gattung *Turbo* angegliedert werden.

Orthoceras undatum FLEM. sp.

1836. *Orthoceras annulatum* PHILLIPS (3). S. 239, T. 21, Fig. 9 u. 10.
1855. *Orthoceras undatum* M'COY (12). S. 574.
1863. » » ROEMER (19). S. 571, T. XIV, Fig. 2.
1870. » » » (23). S. 80, T. VIII, Fig. 17 u. 18.
1879. » » v. KOENEN (33). S. 319.

Bruchstücke von Steinkernen und Abdrücken der äußeren Schale zeigten Folgendes: Als typisches Merkmal umgeben die Schale starke Querringe, die bei einigen Formen senkrecht, bei anderen schräg zur Längserstreckung stehen. Ringe und Zwischenräume sind feingestreift; auf den Zwischenräumen sitzen fünf, auch mehr Streifen. Die Zwischenräume zwischen den gerundeten Ringen sind mindestens zweimal so breit als diese. Wie ein Steinkern undeutlich zeigt, fallen die Kammerscheidewände nicht mit den Ringen zusammen. Sie bilden ungefähr die Diagonale eines Rechteckes, dessen Seiten von zwei Ringen und dem äußeren Umriß gebildet werden. Der Durchmesser nimmt rasch an Breite ab.

Sehr nahe diesen Formen scheint *Orthoceras scalare* GOLDF. zu stehen. Dieser häufig vorkommende *Orthoceras* stimmt nach Beschreibungen, welche die verschiedenen Autoren von ihm geben, fast vollkommen mit *Orthoceras undatum* überein. Der einzige Unterschied scheint die gedrungener, dickere Ausbildung der Querringe, ihr größerer gegenseitiger Abstand und das nicht so rasche Anwachsen der Schale zu sein.

Orthoceras sp.

Abgesehen von der eben beschriebenen Art war es möglich, noch zwei weitere Spezies zu unterscheiden.

Art a. Die Breite eines größeren Exemplares beträgt 25 mm, die eines kleineren 20 mm. Die Schale ist nicht kreisrund, scheint vielmehr etwas in die Breite gezogen zu sein. Der Abstand der Suturen der Kammerscheidewände beträgt bei dem größeren Exemplare 9, bei dem kleineren 5 mm. Die Suturen sind ein wenig gebogen (gewellt?). Von einem Siphon war nichts zu sehen.

Art b. Diese Art unterscheidet sich von der vorhergehenden durch ihre geringere Breite und durch ein engeres Zusammenliegen der Kammerwandsuturen. Das größte der hierzu gehörigen Stücke ist an seiner breitesten Stelle 14,5, an seiner schmalsten 12 mm breit. Die Suturen verlaufen schief zur Erstreckung der

Schale, in sich sind sie nicht gewellt. Der Abstand der Suturen voneinander beträgt 3 mm. Die Kammerwände sind nach der Spitze der Schale konvex.

Nautilus cf. subsulcatus PHILL.

1836. *Nautilus subsulcatus* PHILLIPS (3). S. 233, T. 17, Fig. 18 u. 25.
 1840. » » var. PRESTWICH (4). S. 492, T. 40, Fig. 7.
 1842–1844. » » DE KONINCK (6). S. 548, T. 30, Fig. 6, T. 47, Fig. 9,
 T. 49, Fig. 4.
 1863. » » ROEMER (19). S. 575, T. 14, Fig. 6 a u. 6 b.
 1873. » » DE KONINCK (25). S. 110, T. 4, Fig. 10.
 1874–1879. » » TRAUTSCHOLD (27). S. 27, T. 3, Fig. 5.
 1878. » » DE KONINCK (31). S. 132, T. 27, Fig. 13, 14.

Nur Teile eines Umganges waren der Beobachtung zugänglich. Rücken und Seitenteile stoßen in einem scharfen Kiele zusammen. Von ersterem selbst war nichts zu erkennen. Der Seitenteil ist zunächst — anschließend an diesen Kiel — konkav eingewölbt, ungefähr bis zur Hälfte des Seitenteiles; dann wölbt er sich auf und fällt steil unter einem Winkel von etwas mehr als 90° zum Ventralteile ab; dieser scheint eben zu sein. Die Breite des Seitenteiles ist 8 mm. Nach Präparation konnten an einem Bruchstücke Suturen festgestellt werden. Ihre gegenseitige Entfernung beträgt ungefähr 2¹/₂ mm. Ihr Verlauf auf der Ventralseite und den Seitenteilen war gerade; nach dem Rücken zu bogen sie sich nach unten. Verzerrungen waren auf der Schale nicht vorhanden.

Goniatites?

Einen undeutlichen Steinkern glaube ich hierher stellen zu können. Der Umriß ist kreisrund, die größte Breite 17 mm, die Oberfläche glatt. In der Mitte befindet sich eine kleine Einbuchtung, die wohl den Sitz des Nabels darstellt. Die Seiten sind ziemlich eben.

Griffithides mucronatus M'COY.

Taf. 6, Fig. 13–17.

1845. *Phillipsia Eichwaldi* FISCH. M. V. K. (8). S. 376, T. 27, Fig. 14.
 1862. *Phillipsia mucronata* M'COY. M'COY (18). S. 162, T. 4, Fig. 5.
 1869. *Griffithides mucronatus* M'COY. TRAQUAIR (22). S. 213, T. 16.



1870. *Phillipsia mucronata* nov. sp. ROEMER (23). T. 8, Fig. 27.
 1876. *Griffithides acuminata* ROEM. ROEMER (30). S. 311, T. 47, Fig. 11.
 1883—1884. *Phillipsia Eichwaldi* var. *mucronata* M'COY. WOODWARD (39). S. 23,
 T. 4, Fig. 1, 3, 12, 15.
 1900. *Griffithides mucronata* ROEM. SCUPIN (54). S. 16.
 [Weitere Literatur bei TRAQUAIR (22) und WOODWARD (39).]

Tiere, die als Ganzes erhalten waren, kamen nicht vor. Kopf- und Schwanzschilder sowie Pleuren und Rumpsegmente fanden sich nur getrennt von einander. Infolge des engen Zusammenliegens in ein und derselben Schicht ist an der Zugehörigkeit zu derselben Spezies nicht zu zweifeln.

Das Kopfschild ist nach dem Verlauf der Gesichtsnaht zerfallen. Die Glabella ist gewölbt. Ihre Gestalt zeigt zwei Formen, eine längliche birnenförmige und eine gedrungenere; beide laufen nach unten etwas spitz zu. Durch tiefe Seitenfurchen ist von der Glabella ein rechter und linker Seitenlobus abgeschnürt. Dieser ist erhaben, halbmondförmig, nach innen konkav. Die beiden Seitenfurchen münden unter einem Winkel von ungefähr 45° in eine tiefe Nackenfurche, die sich rechts und links in eine Occipitalfurche fortsetzt. An die Nackenfurche legt sich ein deutlicher gerundeter Nackenring an. Rechts und links, nach außen ansteigend, fügt sich an die Seitenloben der Palpebralfügel der festen Wange an; durch eine deutliche Furche ist er von den Seitenloben getrennt. Der äußere Rand dieses Flügels bezeichnet gleichzeitig an dieser Stelle auch den Verlauf der Gesichtsnaht. Nach unten mündet diese in die Occipitalfurchen ein, nach oben umzieht sie die Glabella, ihrem Umriss folgend. Zwischen der gewölbten Glabella und der Naht liegt ein flacher Saum, der zu dem festen Teile der Wangen gehört; er ist nach unten scharf umgebogen, wie es am oberen Ende der Glabella zu sehen ist. Während die zahlreichen Steinkerne jede Oberflächenskulptur vermissen lassen, ist auf einem Abdruck auf dem unteren Teile der Glabella — der obere ist abgebrochen — eine feine Granulierung zu erkennen. Folgendes sind einige Maße des Kopfschildes dreier Formen:

| | breite | lange | kleine Form |
|--|--------|-------|-------------|
| obere Gesichtsnaht bis Ende des Nackenringes | 7 | 8 | 5 mm |
| obere größte Breite der Glabella | 6 | 5 | 3 » |
| untere Breite der Glabella (gerechnet von der Mitte der Seitenfurchen) | 3,5 | 3 | 1,75 » |
| Palpebralfügel-Palpebralfügel | 8 | 7 | 3,5—4 » |
| unteres Ende der Glabella bis zum Ende des Nackenringes | 2 | 1,5 | 1 » |

Die an der Gesichtsnaht vom Kopfschilde losgebrochenen freien Wangen finden sich ziemlich zahlreich vor. Sie zeigen oben einen nach innen konkaven halbmondförmigen Ausschnitt, in dem das Auge saß. Von diesem ist nichts erhalten; sein Durchmesser betrug ungefähr 2,5 mm. Direkt an diesen Ausschnitt und seinem inneren Verlaufe folgend legt sich ein ganz schmaler Ring. Erst an diesen schließt sich der übrige Teil der Wange an. Dieser ist gewölbt, nach außen konvex, läuft nach unten in einen hohlen Stachel, von dem stets nur der äußere Abdruck einer Seite vorhanden ist, zu und zeigt parallel dem äußeren Rande eine feine Streifung, die aber nur auf der äußeren Hälfte sichtbar ist. Die Länge der Wange beträgt annähernd 12 mm. Von den Rumpsegmenten konnten meist nur Durchschnitte beobachtet werden, selten war etwas von der Oberfläche zu sehen. Die Durchschnitte zeigen, daß der mittlere Teil des Segmentes stark über die seitlichen hervorragte. Bei einer Länge des ganzen Segmentes von 9 mm betrug die Breite des mittleren Teiles, der Spindel, unten 3,5 mm, ihre Erhöhung 2 mm. Die seitlichen Teile zeigen am äußeren Rande eine starke Umbiegung nach unten. Die einzelnen Segmente scheinen von nur geringer Breite gewesen zu sein; ich konnte einmal eine solche von 0,75 mm, ein anderes mal eine von kleiner als 1 mm feststellen. An einem Segmente war in seiner ganzen Ausdehnung eine mittlere Konkavität, an anderen eine feine Granulierung der Oberfläche konstatiert worden. Das Schwanzschild liegt in den verschiedensten Größen und in zweifacher Gestalt — einer breiteren und einer länglicheren — vor. Die Spindel ist stark gewölbt, über die Seitenteile erhaben.

Die Anzahl der Segmente beläuft sich auf mindestens fünfzehn. Sie sind gerundet, liegen eng zusammen und zeigen keine Skulpturen. Scharf von der Spindel abgesetzt sind die Seitenteile, die aus neun Segmenten bestehen. Diese sind flacher, nicht so gewölbt wie die der Spindel. Das ganze Schwanzschild wird von einem breiten, flachen, etwas gewölbten und nach unten schwach gebogenen Saume umgrenzt, der in einen bald spitzeren, bald stumpferen Stachel ausläuft. Er beginnt am obersten Segment erst schmal und verbreitert sich nach der Spitze zu. An einigen Formen ließen sich auf dem Randsaume, und zwar am besten oben und am äußeren Rande, feine, ganz unregelmäßig gewellte Streifen wahrnehmen. Sie erscheinen manchmal unter sich parallel, sind kurz, nach unten gebogen und verlieren sich am Rande. Es sind sicher zwei verschiedene Formen oder Varietäten derselben Art, die hier vorkommen, eine breitere und eine längere. Derartige Abweichungen, die vielleicht auf Geschlechtsunterschieden beruhen, sind von anderen Trilobitenarten schon lange bekannt.

Einige Maße von verschiedenen Schwanzschildern seien hier erwähnt:

| | breite | lange Form |
|--------------------------------------|--------|--------------|
| Gesamtlänge | 12 | 13 oder 4 mm |
| Spindel | 8,5 | 9 » 2,5 » |
| oberste Breite | 13,5 | 8,5 » 3 » |
| oberste Breite der Spindel | 4 | 3 » 1 » |

Nach Vergleich mit anderen Vorkommen zweifle ich nicht, hier wirklich einen *Griffithides mucronatus* M'COY vor mir zu haben. ROEMER (23) beschreibt ein Schwanzschild der vorliegenden Art aus Golonog als *Phillipsia mucronata* n. sp. und gibt ihr später (30) den Namen *Phillipsia acuminata* n. sp., ohne die Gründe der Namensänderung anzuführen (wohl weil eine Art *mucronata* von M'COY (18) bereits beschrieben war). SCUPIN (54) sagt S. 16 in einer Fußnote: »gänzlich verschieden dagegen — nämlich von *Phillipsia mucronata* n. sp. bzw. *acuminata* n. sp. ROEMER — ist dagegen *Phillipsia mucronata* M'COY.«. Weshalb dies der Fall sein soll, kann ich nicht verstehen; SCUPIN selbst gibt auch keine Gründe an. Die Beschreibungen und Abbildungen der verschie-

densten Autoren passen so gut auf diese Art, daß ich sie mit der von M'COY beschriebenen ohne weiteres identifiziere.

Soweit ich erkennen konnte, zeigen alle Kopfschilder nur die eine tiefe Seitenfurche. Aus diesem Grunde gab ich der Art den Gattungsnamen *Griffithides*, zumal da auch die Glabella nach unten verjüngt ist.

Cladodus cf. striatus AG.

Taf. 6, Fig. 18.

- 1833—1843. *Cladodus striatus* AG. AGASSIZ (2). S. 197, T. 22b, Fig. 14—17.
 1878—1887. » » » ? DE KONINCK (31). Tome II, I. Teil, S. 26,
 T. 3, Fig. 3.
 1879. » » ? v. KOENEN (33). S. 343.

Die Länge dieses Zahnes beträgt 22 mm, seine Breite an der Basis 6 mm. Er ist etwas gekrümmt und spitz, seine Breitseite nur sehr wenig gewölbt. Parallel der Längserstreckung verlaufen sehr feine, eng gedrängte Riefen. Die kleinen Seitenzähnen an der Basis fehlen; nach Angabe von AGASSIZ sollen sie wenig fest sitzen, da man von ihnen meist nur Rudimente findet.

Hat nun die eben beschriebene Fauna mehr Ähnlichkeit mit einer Unter- oder Obercarbonfauna? Marine Faunen aus dem Obercarbon sind schon längere Zeit bekannt, so aus England von Coalbrookdale, von Glasgow in Schottland, aus Yorkshire, aus Belgien (Chokier a. d. Maas), aus Westfalen, aus Nordamerika. Aus Schlesien beschreibt als erster ROEMER 1863 (19), 1866 (19) und 1870 (23) eine marine Fauna aus dem Produktiven Carbon. Zahlreiche marine Arten von hier und den angrenzenden Ländern führen dann ferner an STUR (29), KOSSMANN (34, 35), GÜRICH (42), EBERT (50), MICHAEL (56, 67), SIEMIRADZKI (60), KAR-CZEWSKI (64). Alle marinen Faunen befinden sich in den oben erwähnten Ländern an der Basis des eigentlichen Produktiven Carbons, in Oberschlesien in der ganzen unteren Hälfte des Schichtensystems, den Schichten der »Randgruppe«, die ca. 2000 m mächtig sind, nur in ganz seltenen Fällen auch in jüngeren carbonischen Ablagerungen. Folgende Gattungen sind bis jetzt bekannt geworden: von Brachiopoden *Orthis*, *Orthotetes*, *Terebratula*, *Spirifer*, *Spirigera*?, *Leptaena*, *Chonetes*, *Productus*, *Lingula*, *Discina*; von

Lamellibranchiaten die Gattungen *Pecten*, *Aviculopecten*, *Avicula*, *Nucula*, *Arca*, *Leda*, *Anthracomya*, *Modiola*; von Gastropoden *Natica*, *Euomphalus*, *Bellerophon*, *Pleurotomaria*; von Cephalopoden *Orthoceras*, *Nautilus*, *Goniatites* (und zwar *G. Listeri*, *diadema*, *carbonarius*); von Trilobiten die Gattung *Phillipsia*; ferner Reste von Fischen. Zu diesen bereits beschriebenen Arten fanden sich in der Sammlung der Kgl. Geologischen Landesanstalt als bestimmt aus dem Produktiven Carbon noch die Gattungen *Rhynchonella*, *Edmondia*, *Solemya*, *Solen*, *Dentalium*, *Lophophyllum* und *Gomphoceras*. Das große Material aus den marinen Schichten des Produktiven Carbons Oberschlesiens ist noch in Bearbeitung.

Ein Vergleich der Golonoger Fauna mit der eben geschilderten des Obercarbons zeigt folgendes: Gemeinsame Arten sind *Orthotetes crenistria*, *Chonetes Hardrensis*, *Bellerophon Urii*, *Orthoceras undatum*, *Productus* cf. *semireticulatus*, event. *Nautilus* cf. *subsulcatus*. Diese Arten kommen als Leitformen nicht in Betracht, da ihre vertikale Verbreitung eine zu große ist; sie alle werden ebenfalls aus typischen Unter-carbonschichten fast aller Länder erwähnt. Folgendes ist dagegen höchst auffällig. Von den zahlreichen im marinen Obercarbon vorkommenden *Productus*-Arten — ich erwähne *longispinus*, *pustulosus*, *punctatus*, *scabriculus* und *semireticulatus* — kommt bei Golonog nur letztere Art und zwar in ganz vereinzelt Exemplaren vor. Von anderen zahlreichen Brachiopoden der Gattungen *Terebratula*, *Orthis*, *Leptaena*, *Lingula*, *Discina*, *Spirifer* und *Rhynchonella* gibt es bei Golonog nicht eine einzige, ein Unterschied, der sicherlich nicht unbeachtet bleiben darf. Ebenso fehlen hier von Lamellibranchiaten vollständig die Gattungen *Avicula*, *Nucula*, *Arca*, *Leda*, *Modiola*, *Solemya*, *Edmondia*, *Solen*, die von den verschiedensten obercarbonischen Fundpunkten erwähnt werden. Nicht minder wichtig ist der Reichtum an Arten von *Goniatites* und *Nautilus* im Produktiven Carbon, während bei Golonog von diesen Gattungen fast nichts gefunden wurde. Die bei Golonog auftretenden Gastropodengattungen *Euomphalus*, *Pleurotomaria*, *Macrocheilus*, *Naticopsis* und *Turbo* sind ihrer schlechten Erhaltung wegen keine brauchbaren Vergleichsobjekte. Für ein obercarbonisches Alter sprechen sie auf

keinen Fall, da alle in zahlreichen Arten in Untercarbonen (Culm und Kohlenkalk) aller Länder vorkommen. Nicht für obercarbonisches Alter maßgebend ist ferner *Griffithides mucronatus* M'COY. Dieser stacheltragende *Griffithides* ist bis jetzt, soweit bekannt, in der oberschlesischen Steinkohlenformation nur in den Sandsteinen von Golonog gefunden worden. In den Schiefertönen des untersten Produktiven Carbons kommen, worauf auch bereits SCUPIN (54) aufmerksam gemacht hat, nur stachellose Pygidien vor. Die stacheltragenden sind ausnahmslos untercarbonischen Alters. M'COY 1844 und später 1862 (18) erwähnt seine Art aus dem Lower Carboniferous Limestone, MURCHISON, VERNEUIL und KEYSERLING (8) aus dem Kohlenkalk und den ihn unterlagernden Schichten. FRECH (36) führt sie aus den höchsten Zonen des Untercarbons von Moskau, den Kalken von Serpuchow, an und hält den Golonoger Sandstein für den höchsten Horizont des oberschlesischen Untercarbons, gerade wegen des Auftretens von *Philipsia acuminata*, dem beschriebenen *Griffithides mucronatus*. Nicht übergehen möchte ich die Beobachtung SCUPIN's (54) S. 16, der *Griffithides mucronatus* große Ähnlichkeit mit einem Kopfschild eines *Griffithides* aus dem Culm von Hagen in Niederschlesien zuschreibt, ein weiteres Zeichen, daß die beschriebene Form zum Untercarbon gehört.

Während die vergleichenden Betrachtungen bis jetzt Anklänge an die wirklichen marinen obercarbonischen Schichten nicht aufweisen konnten, zeigt es sich weiterhin, daß die Golonoger Fauna auf den ersten Blick ebensowenig klare Beziehungen zu den zahlreichen bekannten typischen Untercarbonfaunen besitzt. Wohl treten hier wie da die allbekanntesten, weitverbreiteten Carbonfossilien auf, im großen ganzen sind die Arten aber verschieden. So ist es schon auffallend, daß die allbekannte Leitform des Culms, *Posidonia Becheri*, fehlt. Diesem Fehlen ist aber kein großer Wert beizumessen, da sie z. B. auch in den Culmgrauwacken von Magdeburg (53) nicht vorkommt, und da es nicht ganz sicher ist, ob sie nicht auch in wirkliche obercarbonische Schichten hinaufsteigt. Dagegen scheinen mir die vier *Aviculo*- bzw. *Crenipecten*-Arten, die die Fauna von Golonog lieferte, das untercarbonische

Alter zu beweisen. *Aviculopecten cf. concentricostriatus* konnte als einziger mit einer bereits bekannten Art in Vergleich gestellt werden. Abgesehen von einem Vorkommen im Millstone Grit, der zum untersten Obercarbon gerechnet wird, ist sein Hauptverbreitungsgebiet stets das Untercarbon. Die drei anderen Arten konnte ich mit keiner beschriebenen Art vereinigen. Aber das eine wurde mir klar: Alle drei zeigten ihrem ganzen Habitus nach die größte Ähnlichkeit mit Aviculopectiniden älterer Schichten, nicht nur mit solchen, die DE KONINCK (31) und HIND (55) aus untercarbonischen Ablagerungen erwähnen, auch mit solchen, die FRECH (44) aus devonischen Schichten anführt. Und wichtig ist das Fehlen von *Aviculopecten papyraceus*, der aus England, Westfalen und von der linken Rheinseite stets als Leitform für die unteren Schichten des Obercarbons angegeben wird.

Als weiteres Beweismittel für untercarbonisches Alter der Golonoger Schichten sei das Vorkommen der *Palaeacis antiqua* erwähnt. Alle Verwandten dieser eigenartigen Koralle sind nur aus untercarbonischen Schichten bekannt, so aus dem Kohlenkalke von England und Schottland (*Astraeopora antiqua* und *Hydnopora cyclostoma*), aus Tournay in Belgien (*Palaeacis cyclostoma* DE KON.), aus dem Kohlenkalke von Hausdorf in Schlesien (*Ptychochartocyathus* bzw. *Palaeacis cyclostoma* LUDWIG) und aus dem Culm von Rotwaltersdorf bei Glatz (*Ptychochartocyathus laxus* LUDWIG). Auch ROEMER war das Vorkommen dieser Koralle bereits bekannt; er sah Exemplare aus Golonog im Breslauer Museum und stellte sie zu dieser Art. Alle die eben erwähnten untercarbonischen Vorkommen führt auch er an und fügt als letztes das »obercarbonische« von Golonog an. Den Schluß, die Schichten dieser Lokalität nun auch zum Untercarbon zu stellen, hat er nicht gezogen.

Selbst die spärliche Flora, das Vorkommen von *Lepidodendron Volkmannianum* und von *Asterocalamites*, macht es höchst wahrscheinlich, daß der Fauna von Golonog untercarbonisches Alter beizulegen ist.

Bei Betrachtung der Golonoger Versteinerungen fällt auf, daß neben marinen Formen typische Brackwassermuscheln sowie Pflanzenreste vorkommen. Da die Handstücke, welche die

Fossilien enthielten, ohne Angabe ihrer gegenseitigen Lagerung vorlagen, könnte man vermuten, daß die Brackwassermuscheln und die Pflanzenreste einem anderen Horizont angehören als die marinen Reste. Für die Brackwassermuscheln kommt diese Möglichkeit aber nicht in Betracht. Denn neben einer *Carbonicola* lagen untrüglich ein Kopfschild und eine Wange von *Griffithides*, beide Arten müssen also zu gleicher Zeit gelebt haben. Mit dem Auftreten solcher gemischten Faunen beschäftigten sich bereits EBERT (50) S. 105 ff. und HIND (48). Ein Beobachtungsirrtum, den beide in den meisten Fällen anzunehmen geneigt sind, liegt wie gesagt nicht vor. Vielmehr dürfte Folgendes das Wahrscheinliche sein: Die Gesteinsbeschaffenheit sowie das ganze Vorkommen der Fossilien deuten darauf hin, daß der Golonoger Sandstein nahe der Küste abgelagert worden ist. Die zahlreichen zertrümmerten Zweischaler, das stets getrennte Vorkommen der einzelnen Teile von *Griffithides*, das gänzliche Fehlen von gut erhaltenen Crinoiden, die Anhäufung von Pflanzentrümmermaterial (Häcksel) deuten daraufhin, daß die Ablagerung nicht in ruhigem Meere, sondern an bewegter Küste stattgefunden hat. Diese Küstennähe erfüllte wahrscheinlich die Lebensbedürfnisse mancher typischer Meeresbewohner nur wenig; sie verkümmerten infolgedessen, und kleine Formen sind die Folgen hiervon. Beispiele bieten vor allem die kleinen *Euomphalus*- und *Pleurotomaria*-Arten. In Flüssen, die an dieser Küste mündeten, vielleicht auch in Seen, lebten Muscheln, wie *Carbonicola* und *Anthracomya*, die durch diese ins Meer hineingespült wurden und dort neben marinen Formen versteinerten. Auf dieselbe Weise werden wohl auch die Pflanzenreste ins Meer gelangt sein.

Die angestellten Beobachtungen lassen folgende Zusammenfassung zu:

Die Golonoger Schichten stellen eine Küstenbildung dar. Der vorwiegend marine Charakter ihrer Tierwelt wird durch Süß- und Brackwasser bereits beträchtlich beeinflußt, so daß verschiedene Arten verkümmern, außerdem sich zu einer marinen Fauna ty-

pische Brack- und Süßwasserformen sowie Reste von Landpflanzen gesellen. Keine der Versteinerungen deutet unbedingt auf obercarbonisches Alter. Bemerkenswert ist das Fehlen von *Aviculopecten papyraceus*. Für untercarbonisches Alter sprechen die vier vorkommenden *Aviculopecten*-Arten, die ihre Verwandten in untercarbonischen, ja selbst devonischen Schichten haben. Ferner spricht dafür *Griffithides mucronatus*, der bis jetzt nur aus untercarbonischen Ablagerungen bekannt ist, und *Palacacis antiqua*, [von der und deren Verwandten Reste nur im Culm und Kohlenkalk gefunden worden sind.

Auch *Lepidodendron Volkmannianum* und *Asterocalamites* deuten sehr stark auf untercarbonisches (culmisches) Alter.

Ebenso schwierig wie in Oberschlesien ist es in anderen Gegenden, die Grenze zwischen Ober- und Untercarbon genau festzulegen. Die Petrographie ist hier ein wenig brauchbares Hilfsmittel. DATHE (61) sagt von Niederschlesien: Das Untere Obercarbon lagert diskordant auf dem Culm; die Gesteine des ersteren sind Sandsteine, Schiefertone und Konglomerate, petrographisch von denen des Culms nicht verschieden. Der Unterschied ist nur zu suchen in der verschiedenen Versteinerungsführung und in der Flözführung. Es ist bekannt und durch Bohrungen neuerdings weiter erwiesen, daß im Golonoger Sandstein und darunter keinerlei Flözführung mehr auftritt; das gleiche gilt von den entsprechenden Schichten in Westgalizien bei Tenczynek, die MICHAEL für Culm und flözleere Schichten angesprochen hat. Der eigentliche Golonoger Sandstein enthält also keine Flöze. Das Fehlen oder Vorhandensein von solchen ist außerdem nicht ausschlaggebend, wie z. B. GÄBLER (74) S. 183 und 250 sagt. Ebenso kommen in England in den Culm measures von Devonshire Kohlenflöze vor. Während man früher in England die Schiefer der Yoredale-Schichten zum Untercarbon stellte, rechnet man sie jetzt wegen ihrer Fauna (*Aviculopecten papy-*

raceus, *Glyphioceras diadema*, *Posidoniella* usw.) zum Obercarbon. Auf der rechten Rheinseite ist die Grenze zwischen Unter- und Obercarbon auch noch schwankend. KAYSER (69) S. 214 sagt, hier beginne das Obercarbon mit dem Flözleeren, das unmittelbar und gleichförmig auf dem Culm ruhe; es gleicht petrographisch diesem, enthält noch keine Kohlen und nur selten Versteinerungen (*Posidonia*, *Aviculopecten papyraceus*, *Goniatiten*). Ebenso wenig fest liegt die Grenze am Rande des Schiefergebirges. Hier lagern nach demselben Autor (S. 211) auf dem Kohlenkalke von Königsberg mächtige pflanzenführende Grauwackensandsteine, die man bisher zum Culm stellte; mindestens in ihrem oberen Teile stellen sie aber ein Äquivalent des Flözleeren — Millstone grit und Ganister-Schiefer Englands — dar und gehören zum Obercarbon. Neuerdings betont auch KRUSCH (71) die Schwierigkeit, das Produktive Carbon vom Flözleeren und dieses vom Culm zu trennen, da die bisherigen paläontologischen Resultate nicht ausreichen, eine sichere Grenze zu ziehen. Aus praktischen Gründen wählt er als Grenzen zwei im Felde leicht erkennbare Gesteinsbänke. Der Hauptwert muß, wie aus diesen Beispielen zu ersehen ist, auf die Versteinerungen gelegt werden. Auf Grund des paläontologischen Materials können die Golonoger Sandsteinschichten und die mit ihnen identischen in Oberschlesien dem obersten Untercarbon (Culm) zugerechnet werden.

Nach Abschluß der Beschreibung der Fauna von Golonog erhielt ich einige Versteinerungen aus der Gegend von Koslawagora auf Blatt Tarnowitz in Oberschlesien aus Schichten, die denen von Golonog entsprechen. Die Fossilien in dem groben, glimmerführenden Grauwackensandstein waren wenig scharf erhalten. Von Pflanzenresten, deren gütige Bestimmung ich Herrn Dr. GOTHAN verdanke, fanden sich *Lepidodendron Veltheimi* und Reste von Sigillarien (*Syringodendron* und *Stigmaria-Appendices*), von Tieren häufig *Euphemus Urvi*, ferner je ein Steinkern und Abdruck einer *Myalina*, einer *Modiola*, eines Stückes von *Nautilus sub-*

sulcatus?, ferner einige Exemplare von *Aviculopecten*, von denen eins mit einiger Sicherheit als *Aviculopecten Murchisoni* M'COY bestimmt werden konnte, und endlich ein Flossenstachel.

Auch diese kleine Fauna und Flora wie der Charakter des Gesteins zeigen, daß die Schichten in der Nähe der Küste abgelagert sind, daß das Festland nahe gewesen sein muß. Mit Hülfe dieser wenigen Formen Schlüsse auf das Alter der Ablagerungen ziehen zu wollen, scheint etwas gewagt. Die Flora versagt; *Lepidodendron* spräche für Culm. Die Fauna ist ebenfalls wenig entscheidend, da die Reste zu mangelhaft sind und fast alle im Unter- und Obercarbon vorkommen. Auffallend ist auch hier der Vertreter der Gattung *Aviculopecten*, der aus dem obersten Kohlenkalk beschrieben worden ist, und dessen Habitus ganz für Unter-carbon spricht. Im Folgenden füge ich eine kurze Beschreibung der bei Koslawagora neu vorliegenden Fossilien an.

Myalina sp.

Taf. 6, Fig. 21.

Ein Steinkern und Abdruck liegen vor. Die Schale ist konvex, fast bilateral symmetrisch; die Form länglich dreieckig, der Wirbel spitz, vorn am Ende gelegen. Oberflächenskulpturen waren nicht zu erkennen. Länge 13 mm, Höhe 6 mm. Am meisten Ähnlichkeit zeigt die Art mit *Myalina mytiloides* v. KOENEN (33), S. 335, T. VI, Fig. 6.

Modiola sp. (cf. *Modiola impressa* DE KON.).

Taf. 6, Fig. 20.

Form lang oval. Vorderrand abgerundet, nicht spitz. Wirbel wenig hervorragend, ganz am Vorderrande gelegen. Ein Teil der Schale ist abgeplattet und von dem gewölbten Hauptteil der Schale abgesetzt. Die Oberfläche ist mit deutlichen, ungleich starken, konzentrischen Wachstumsstreifen versehen. Länge 9 mm, Höhe 5 mm. Nur ein Steinkern mit dazu gehörigem Abdruck der äußeren Schale.

Aviculopecten cf. Murchisoni M'COY.

Taf. 6, Fig. 19.

1862. *Pecten Murchisoni* M'COY (18). S. 97, T. XVIII, Fig. 3.

1885. *Aviculopecten Murchisoni* DE KONINCK XI (31). S. 219, T. XXXVI, Fig. 21.

1901—05. » » HIND II (55). S. 77, T. XIV, Fig. 3—7.

Ein Abdruck einer linken Klappe. Höhe 12 mm, Länge ca. 15 mm. Die Form ist nach hinten verlängert; Wirbel spitz, Ohren deutlich vom mittleren Schalenteil abgesetzt. Der Stirnrand ist unvollständig. Die Schale hat zwölf kräftige breite Rippen, die durch breite Zwischenräume, die hinten so breit und vorne breiter als die Rippen sind, getrennt werden. Im vorderen Teile werden die Zwischenräume durch feine Rippen nochmals geteilt; es konnten hiervon fünf gezählt werden. Grobe konzentrische Wachstumsstreifen lassen die Rippen granuliert erscheinen. Die nur mangelhaft erhaltenen Ohren sind radial berippt.

cf. Acondylacanthus gracilis St. JOHN and WORTHEN.

Taf. 6, Fig. 22.

1875. *Acondylacanthus gracilis*. Geological Survey of Illinois. Vol. VI, S. 433, T. XVI, Fig. 8—11.

Der Abdruck eines Flossenstachels liegt vor, der am besten zu obiger Art paßt. Die Länge beträgt ca. 55 mm, die größte Breite an der Basis ca. 7 mm. Der Stachel ist oben leicht nach hinten gekrümmt, seitlich zusammengedrückt. Der Vorderrand war nicht zu erkennen. Die Breite des Hinterrandes betrug in der Mitte ca. 4 mm; dieser ist eingefurcht. Die Furche beginnt breit am unteren Ende und verschwindet nach der Spitze zu. In der Mitte der Furche scheint ein Längskiel vorhanden zu sein. Abgesehen vom unteren Teile steht zu beiden Seiten dieser Furche eine Reihe kleiner nach unten gerichteter Zähne, die ca. 1 mm voneinander entfernt sind und scheinbar bis zur Spitze laufen. Die Basis des Stachels ist sehr fein gestreift. Der Seitenteil zeigt recht deutliche, glatte Längsrippen, von denen ungefähr 10—12 die ersten zwei Drittel des Stachels (die Basis ausgenommen) bedecken. Je zwei vereinigen sich dann, so daß im letzten Drittel nur die Hälfte der Rippen, die mindestens so breit wie die

Zwischenräume sind, übrig bleibt. Die letzten Rippen sind aber bedeutend klarer und schärfer als die doppelte Zahl der ursprünglichen Rippen.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen:

- Z. d. D. g. G. = Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.
 V. d. K. K. R. = Verhandlungen der K. K. Reichsanstalt.
 J. d. K. G. L. = Jahrbuch der Kgl. Geologischen Landesanstalt.
 A. d. K. G. L. = Abhandlungen der Kgl. Geologischen Landesanstalt.
 N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie.

1. 1830 u. 1837. FISCHER v. WALDHEIM. Oryctographie du Gouvernement de Moscou.
2. 1833—1843. L. AGASSIZ. Recherches sur les poissons fossiles. Vol. III.
3. 1836. J. PHILLIPS. Illustrations of the Geology of Yorkshire. Part II. The Mountain Limestone District.
4. 1840. J. PRESTWICH JUN. On the Geology of Coalbrook Dale (aus Transactions of the Geological Society of London. Vol. V, III. Teil, S. 413—496).
5. 1841. J. PHILLIPS. Figures and Descriptions of the Palaeozoic Fossils of Cornwall, Devon and West-Somerset. London.
6. 1842—1844. DE KONINCK. Descriptions des animaux fossiles etc. Liège.
7. 1844. S. KUTORGA. Zweiter Beitrag zur Paläontologie Rußlands. St. Petersburg.
8. 1845. R. J. MURCHISON, E. DE VERNEUIL, A. DE KEYSERLING. Géologie de la Russie d'Europe. Vol. II, III. Teil. Paläontologie. London, Paris.
9. 1847. DE KONINCK. Recherches sur les animaux fossiles. I. Partie: Monographie des genres Productus et Chonetes. Liège.
10. 1851. Ders. Description des animaux fossiles etc. Supplément. Liège.
11. 1854. v. SEMENOW. Fauna des schlesischen Kohlenkalkes. Z. d. D. g. G. Bd. VI, S. 317 ff.
12. 1855. M'COY. Systematic Description of the British Palaeozoic Fossils. London, Cambridge (in: SEDGWICK, a Synopsis of the British Palaeozoic Rocks).
13. 1855. F. A. ROEMER. Beiträge zur geolog. Kenntnis des nordwestlichen Harzgebirges; aus Palaeontographica, III. Abtlg.
14. 1858—1863. TH. DAVIDSON. A Monograph of the British Fossil Brachiopoda. Vol. II, Part V, the Carboniferous Brachiopoda. London.
15. 1860. M. EDWARDS. Histoire naturelle des Corallines. III. Paris.
16. 1860. F. ROEMER. Notiz über die Auffindung von *Posidonomya Becheri* im Grauwackengebirge der Sudeten. Z. d. D. g. G. Bd. XII, S. 350 ff. und S. 513 ff.
17. 1862. v. ALBERT. Vorkommen von Kohlenkalkpetrefakten in Oberschlesien. Z. d. D. g. G. Bd. XIV, S. 689 ff.

18. 1862. M'COY. A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland. London.
19. 1863 u. 1866. F. ROEMER. Über eine marine Conchylienfauna im produktiven Steinkohlengebirge Oberschlesiens. Z. d. D. g. G. Bd. XV, S. 567 ff. und Bd. XVIII, S. 663 ff.
20. 1865. LUDWIG. Korallen aus paläolithischen Formationen; in Palaeontographica XIV. Bd., S. 166.
21. 1869. KUNTH. Beiträge zur Kenntnis fossiler Korallen; in Z. d. D. g. G. XXI. Bd., S. 183 ff.
22. 1869. TRAQUAIR. On *Griffithides mucronatus* M'CoY; in Journal of the Royal Geol. Soc. of Ireland. Vol. XII, Vol. II, 1867—70. Abb. XXIX, S. 213. Plate XVI.
23. 1870. F. ROEMER. Geologie von Oberschlesien. Breslau.
24. 1872. DE KONINCK. Nouvelles recherches sur les animaux fossiles du terrain carbonifère de la Belgique. Bruxelles (in: Mém. de l'Acad. royale de Belg.),
25. 1873. Derselbe. Recherches sur les animaux fossiles. Monographie des fossiles carbonifères de Bleiberg en Carinthie.
26. 1874. C. FEISTMANTEL. Beitrag zur Paläontologie des Kohlengebirges in Oberschlesien. V. d. K. K. R. Wien, S. 81—85.
27. 1874—1879. TRAUTSCHOLD. Die Kalkbrüche von Mjatschkowa (aus Mém. soc. imp. Moscou).
28. 1874—1882. TH. DAVIDSON. A Monograph of the British Fossil Brachiopoda. Vol. IV. Tertiary, Cretaceous, Jurassic, Permian and Carboniferous Supplements etc.
29. 1875. D. STUR. Vorkommnisse mariner Petrefakte i. d. Ostrauer Schichten. V. d. K. K. R. Wien, S. 153.
30. 1876. F. ROEMER. Lethaea geognostica. I. Teil. Lethaea palaeozoica. Atlas. Stuttgart.
31. 1878—1887. DE KONINCK. Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. Bruxelles.
32. 1879. GÜNBEL. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges.
33. 1879. v. KOENEN. Die Culmfauna von Herborn. N. J.
34. 1880. KOSSMANN. Die neueren geognostischen und paläontologischen Aufschlüsse auf der Königsgrube bei Königshütte. Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen. Bd. XXVIII, S. 305 ff.
35. 1880. Derselbe i. Z. d. D. g. G. Bd. XXXII, S. 675 ff.
36. 1880—1897 u. 1899. F. ROEMER u. FRECH. Lethaea geognostica I. Teil. Lethaea palaeozoica. Text. Bd. I. FRECH. Bd. II, Lief. 1 (1897), Lief. 2 (1899).
37. 1882. KAYSER. Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Culm am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges. J. d. K. G. L. für 1881, S. 51 ff.
38. 1883. v. GRODDECK. Zur Kenntnis des Oberharzer Culms. J. d. K. G. L. für 1882, S. 44 ff.
39. 1883—1884. H. WOODWARD. A Monograph of the British Carboniferous Trilobites. London.

40. 1884. DALMER. Über das Vorkommen von Culm und Kohlenkalk bei Wildenfels unweit Zwickau in Sachsen. Z. d. D. g. G. Bd. XXXVI, S. 379 ff.
41. 1889. HOLZAPFEL. Die Cephalopoden führenden Kalke des Unteren Carbons von Erdbach-Breitscheid bei Herborn. Palaeont. Abh. Neue Folge Bd. I, Heft 1.
42. 1890. GÜRICH. Erläuterungen zu der geolog. Übersichtskarte v. Schlesien. Breslau.
43. 1891. EBERT. Lagerungsverhältnisse der oberschlesischen Steinkohlenformation. Z. d. D. g. G. Bd. XLIII, S. 283 ff. u. S. 545 ff.
44. 1891. FR. FRECH. Die devonischen Aviculiden Deutschlands. A. d. K. G. L. Bd. IX, Heft 3.
45. 1892. E. DATHE. Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. A. d. K. G. L. Neue Folge Heft 13.
46. 1893. C. DANTZ. Der Kohlenkalk i. d. Umgebung von Aachen. Z. d. D. g. G., Bd. XLV, S. 594 ff.
47. 1893. KOCH. Mitteilung über einen Fundpunkt von Untercarbonfauna i. d. Grauwackenzone d. Nordalpen. Z. d. D. g. G., Bd. XLV, S. 294 ff.
48. 1894—1896. WH. HIND. A Monograph on Carbonicola, Anthracomya and Naiadites. London.
49. 1895. BEUSHAUSEN. Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devons. A. d. K. G. L. N. F. Heft 17.
50. 1895. TH. EBERT. Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen i. oberschlesischen Steinkohlengebirge. A. d. K. G. L., N. F. Heft 19.
51. 1895 u. 1896. A. TORNQVIST. Das fossilführende Untercarbon am östlichen Roßbergmassiv i. d. Südvogesen. Abh. z. geolog. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen. Straßburg.
52. 1897. FR. LEYH. Beiträge zur Kenntnis des Palaeozoöicums i. d. Umgebung von Hof a. d. Saale. Z. d. D. g. G., Bd. IL, S. 504 ff.
53. 1899. W. WOLTERSTORFF. Das Untercarbon von Magdeburg-Neustadt und seine Fauna, J. d. K. G. L. für 1898, Bd. XIX, S. 3 ff.
54. 1900. SCUPIN. Die Trilobiten des niederschlesischen Untercarbons. Z. d. D. g. G., Bd. LII, S. 1 ff.
55. 1901—1905. WH. HIND. A Monograph of the British Carboniferous Lamellibranchiata. Vol. I, 1896—1900. Vol. II. 1901—1905. London.
56. 1902. R. MICHAEL. Ein neuer Fundpunkt von mariner Fauna i. oberschles. Steinkohlengebirge. Z. d. D. g. G., Bd. LIV, Heft 2, S. 63 ff. d. Verhandl.
57. 1902. DREVERMANN. Über eine Vertretung der Etroeuung-Stufe auf d. rechten Rheinseite. Z. d. D. g. G., Bd. LIV, S. 480 ff.
58. 1903. H. PARRINSON. Über eine neue Culmfauna von Königsberg unweit Gießen usw. Z. d. D. g. G., Bd. LV, S. 331 ff.
59. 1903. R. SCHUMACHER. Über Trilobitenreste aus dem Untercarbon i. östlichen Teile des Roßbergmassives i. d. Südvogesen. Z. d. D. g. G., Bd. LV, S. 432 ff.
60. 1903. F. SIEMIRADZKI. Polens Geologie. I. Bd. Lemberg.
61. 1904. DATHE. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen usw. Lief. 115.

62. 1904. P. GEISENHEIMER. Das oberschlesische Steinkohlengebirge. Z. d. D. g. G., Bd. LVI, S. 273 ff. d. Monatsber.
63. 1904. R. MICHAELI. Die Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. J. d. K. G. L. f. 1901, Bd. XXII, Heft 3, S. 317 ff.
64. 1905. ST. KARCEWSKI. Über die Fauna d. unter dem Redenflöz liegenden Schichten des Dabrowaer Kohlenbeckens. Warschau. Physiograph. Jahrb., Bd. XVIII.
65. 1905. R. MICHAELI. Des Auftreten v. *Posidonia Becheri* i. d. oberschlesischen Steinkohlenformation. Z. d. D. g. G., Bd. LVII, S. 226 ff. d. Monatsber.
66. 1906. FR. FRECH. Das marine Carbon in Ungarn. (i. Földtani Körzlöny, Bd. 36).
67. 1907. R. MICHAELI. Über neuere Aufschlüsse untercarbonischer Schichten am Ostrande des oberchl. Steinkohlenbeckens. J. d. K. G. L. f. 1907, Bd. XXVIII, Heft 2, S. 183 ff.
68. 1908. Derselbe. Die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Beuthen i. Jahre 1904. J. d. K. G. L. f. 1905, Bd. XXVI, S. 731 ff.
69. 1908. E. KAYSER. Lehrbuch d. geologischen Formationskunde. III. Aufl. Stuttgart.
70. 1908. R. MICHAELI. Die Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Carbon-Schichten im südlichen Teile des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Z. d. D. g. G. Bd. LX, Monatsber. Heft 1, S. 2 ff.
71. 1908. P. KRUSCH. Der Südrand des Beckens von Münster. J. d. K. G. L. f. 1908, Bd. XXIX, Teil II, H. 1.
72. 1909. J. JAROSZ. Stratigraphie d. Kohlenkalkes i. d. Umgebung von Krakau. Cracovie.
73. 1909. K. SOMMER. Die Fauna des Culms von Königsberg bei Gießen. N. J. XXVIII. Beilageband, S. 611 ff.
74. 1909. C. GAEBLER. Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz O./S.

Berlin, den 2. April 1910.

Die Entstehung des Travetales.

Ein Beitrag zur Frage der Talbildung und der postglazialen Landsenkungen.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Mit einer Übersichtskarte 1: 400 000.

Bei der Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft im September 1909 und in einer bald darauf erschienenen Arbeit: »Zur Geologie Schleswig-Holsteins« hatte ich meiner auf Grund der Kartierungsarbeiten bei Lübeck und sonstiger Studien gewonnenen Überzeugung Ausdruck gegeben, daß die Litorinasenkung lange nicht so erhebliche Ausmaße erreicht hätte, als sie ihr — ganz wesentlich auf Grund der Arbeiten Prof. Dr. FRIEDRICH's in Lübeck — zugeschrieben werden. Ich habe darin ausgeführt, daß ein Hauptbeweis für dieses große Ausmaß der Litorinasenkung, das angeblich viel zu tief erodierte — ertrunkene — Flußtal der Trave, ganz anders zu erklären sei und nicht ein postglaziales Erosionstal, sondern eine glaziale bzw. subglaziale Schmelzwasserrinne sei, die in umgekehrter Richtung erodiert sei, und ich habe darin eine — inzwischen erschienene — ausführliche Kritik aller für die Litorinasenkung angeführten Beobachtungen und Tatsachen angekündigt.

Herr Prof. Dr. FRIEDRICH hat diese angekündigte Kritik und literarische Begründung meiner Ansichten, die ich den Mitgliedern der Exkursion der Deutschen geologischen Gesellschaft schon an Ort und Stelle unter allseitiger Zustimmung demonstriert hatte, nicht abgewartet, sondern hat sofort eine Widerlegung¹⁾ veröffent-

¹⁾ FRIEDRICH, Beiträge zur Geologie Lübecks. Mitt. Geolog. Ges. Lübeck 1910.

licht, indem er seine schon früher veröffentlichten Gründe für eine höhere Lage des Landes zur Ancyluszeit nochmals wiederholt, anscheinend in der Meinung, daß ich die Litorinassenkung überhaupt bestreite, ferner indem er seine Gründe dafür hervorhebt, daß das Travetal ein postglaziales Erosionstal (Durchbruchstal) sein müsse, endlich zu beweisen sucht, weshalb das Tal der Untertrave kein glaziales Schmelzwassertal sein könne.

Das letztere geschieht in der Weise, daß er eine Anzahl theoretischer Erwägungen und Postulate aufstellt für den Fall, daß meine Annahme richtig wäre, und da er diese seine Postulate nicht erfüllt findet, glaubt er auch meine Annahme widerlegt zu haben. Wenn man die mit solch großer Sicherheit und Bestimmtheit vorgetragenen Angaben und Beobachtungen FRIEDRICH's betrachtet, die vielen uneingeschränkten Ausführungen über die Entstehung und die Kausalzusammenhänge der einzelnen Bildungen, über die dargestellten Profile, über die Lage und den Verlauf der Endmoränen, vor allen Dingen die ganz genauen, uneingeschränkten Angaben, von wo die einzelnen Tone, Kiese und Sande der Lübbischen Umgebung hergekommen sind, so hat es den Anschein, als ob die Geologie von Lübeck nun völlig klar wäre und andere Auffassungen gar nicht mehr möglich wären.

Dem gegenüber muß ich nun leider feststellen, daß in diesen mit so großer Sicherheit vorgetragenen Angaben eine recht erhebliche Zahl von Behauptungen steckt, die bisher unbewiesen sind, z. T. meinen eigenen Beobachtungen und auch früheren Angaben FRIEDRICH's widersprechen, z. T. mindestens sehr unwahrscheinlich sind, daß Herr Prof. FRIEDRICH leider öfters Zirkelschlüsse macht und als bewiesen und unzweifelhaft hinstellt, was erst zu beweisen ist, und daß er sich leider gar nicht dessen bewußt ist, wie viel Hypothetisches noch in allen seinen Kausalverknüpfungen und Behauptungen steckt.

Es wird deshalb zuerst einmal nötig sein, die Grundlagen der FRIEDRICH'schen Profile und Angaben auf ihre Zuverlässigkeit und Sicherheit zu prüfen, ehe wir uns mit den aus diesen Grundlagen gezogenen Schlüssen und deren Haltbarkeit und Richtigkeit befassen.

Es ist nun eine sehr auffallende Tatsache, daß, solange Herr Prof. Dr. FRIEDRICH auf seine eigenen Beobachtungen und die Bearbeitung seiner Bohrprofile allein angewiesen war, d. h. bevor südlich von Lübeck die Kartierung begann, deren angebliche und vielleicht auch wirkliche Fehler Herr Prof. FRIEDRICH neuerdings einer so sorgfältigen und z. T. sehr absprechenden Kritik unterzieht, unsere geologischen Kenntnisse von Lübeck aus einer Aneinanderreihung von zusammenhanglosen und unverständlichen Tatsachen und von zum größten Teil sehr irrtümlich gedeuteten Beobachtungen bestanden.

In seinen »Beiträgen zur Geologie Lübecks« 1895 gliedert Herr Prof. Dr. FRIEDRICH das dortige Diluvium in den »Unteren« Geschiebemergel und den »blauen steinfreien Ton«, die noch nicht scharf getrennt werden: »Der größte Teil unseres Unteren Geschiebemergels ist nicht als Grundmoräne, sondern als Abschleppungsprodukt derselben anzusehen« (S. 233); »die Mächtigkeit des »blauen Tones« wechselt zwischen 10 und 30 m«. »Die oberen Ablagerungen desselben sind meist deutlich geschichtet und gehen durch Aufnahme von Sand allmählich in den Korallensand über«, S. 233 (der ebenfalls unterdiluvial ist), ferner in den gelbbraunen, feingeschichteten Bänderton, der die Stelle des Oberen Geschiebelehms (Blocklehms) vertritt und 1—3 m mächtig ist. »Gegen den Korallensand ist er scharf abgesetzt«, S. 234 (denn dieser Korallensand ist unterdiluvial!!). »Die Ablagerung des Korallensandes und des Bändertones erfolgte nicht unmittelbar nach einander« (S. 235). Hier sind also »blauer Ton« und »Korallensand« mit einander verknüpft und beide unterdiluvial, und der gelbe Bänderton ist scharf davon abgesetzt und oberdiluvial. Über die Herkunft verlautet noch nichts. Endlich heißt es: »Unsere Täler und die wannenartigen Vertiefungen waren bereits vorhanden vor der Entstehung des Bändertones« (S. 235).

In den »Geologischen Aufschlüssen im Wacknitzgebiet«, Lübeck 1903, gliedert Herr Prof. FRIEDRICH das Diluvium in »gelben Ton« und Talsand (den früheren Spat- oder Korallensand) = Ablagerungen am Schluß der letzten Eiszeit und »blauen Ton« und »Unteren Geschiebemergel« = Ablagerungen der Haupteiszeit (S. 17).

Vom Talsand (dem früheren Korallensand) heißt es jetzt S. 18: »Während seine untere Grenze eine scharfe ist, geht er nach oben meist allmählich in den Talton über«. »Das Profil lehrt also, daß Talsand und Talton nahezu gleichaltrige Bildungen sind«. Also genau die umgekehrte Feststellung wie in der vorigen Arbeit, wo der »Korallensand« mit dem »blauen Ton« verknüpft und nach oben scharf begrenzt war. Über die Herkunft verlaute ebenfalls noch nichts; es wird aber als höchst auffällig konstatiert, daß der Obere Geschiebemergel in der Lübschen Mulde völlig fehlt (S. 19) (trotzdem der Verlauf der südlichen Haupt-Endmoräne südlich von Lübeck schon bekannt war!). Geschiebemergel und blauer Ton sind lediglich wegen ihrer Farbe ins Untere Diluvium gesteckt, trotzdem früher schon die Verknüpfung des »blauen Tones« mit dem jetzigen Talsand beobachtet war!

Kurz darauf erschienen meine ersten Kartierungsergebnisse aus dem Gebiet von Ratzeburg und Mölln und meine Arbeit: »Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg«¹⁾, worin ich auf die Zusammenhänge des Lübschen Staubeckens mit der nördlichen Endmoräne, mit den Terrassen am Ratzeburger See und den Abflußtälern hinwies und auf die Unwahrscheinlichkeit, daß der Obere Geschiebemergel, der rings um Lübeck in so erheblicher Mächtigkeit vorhanden sei, im Gebiet der Lübschen Ebene völlig fehlen sollte, sowie darauf, daß (auch nach meinen eigenen Beobachtungen!) der »untere blaue Ton« ebenso mit den Talsanden verzahnt sei wie der obere gelbe Ton, also ebenso wie dieser eine oberdiluviale Bildung sein müsse, ebenso wie wohl auch der darunterliegende, blaugraue Geschiebemergel. Die Folge dieser meiner Arbeiten, also der Kartierungsergebnisse, war, daß FRIEDRICH in seiner nächsten Arbeit: »Die Grundmoräne und die jungglazialen Süßwasserablagerungen der Gegend von Lübeck« 1905 den »unteren blauen Ton« nun als unteren Talton auffaßt (S. 24) und ihn als fluvioglaziale Ablagerung der letzten Eiszeit betrachtet. Die Mächtigkeit wird bis zu 20 m angegeben

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1903, S. 61 und S. 458 ff.

(S. 24). »Überall liegt er unmittelbar auf dem Geschiebemergel« (S. 24).

Der Talsand ist nun sowohl nach unten mit dem blauen Ton, wie nach oben mit dem gelben Ton durch allmähliche Übergänge verbunden (S. 24—25). Der Geschiebemergel wird jetzt als Oberer aufgefaßt, wenigstens im Text; auf den beigegebenen Tafeldarstellungen ist er noch »Unterer«. Seite 42 heißt es dann: »Der Spiegel dieses Stausees (in dem sich der »gelbe Ton« abgelagerte) erreichte also mindestens 20 m über N. N.«

In dieser Arbeit werden auch (S. 45—46) zum ersten Mal Beobachtungen angeführt, daß der obere »gelbe« Talton auch Fossilien enthält, aber mit dem deutlichen Bestreben in der Darstellung, diese fossilführende »Übergangsschicht« oder »Grenzschicht«, »die bei der Kartierung unbedenklich als Talton eingetragen würde« (S. 46), von dem Talton zu trennen. Diese meines Erachtens geologisch wichtigste Tatsache über den oberen (»gelben«) Ton kommt bei dieser Darstellung dem Leser gar nicht zum Bewußtsein; der erste diesbezügliche Fund (am Burgtor) ist schon 3 Jahre früher gemacht, ohne damals erwähnt zu sein, und in den späteren Darstellungen über den »gelben« Talton wird diese hochbedeutsame Tatsache ebenfalls nicht weiter erwähnt, offenbar weil alle fossilführenden Ablagerungen bei Lübeck in einen Horizont (den der Dryastone) zusammengefaßt werden sollen, was mit dieser Tatsache, daß schon der »gelbe Talton« Fauna führt, nicht zusammengepaßt hätte.

In FRIEDRICH'S Arbeit: »Der geologische Aufbau der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung« 1909 werden die steinfreien Sande und Tone als Abschlämmprodukte des Inlandeises dargestellt (S. 35), die Mächtigkeit des »blauen Tones« zu durchschnittlich 5—7 m, stellenweise zu 20, ja 27 m angegeben (S. 37). Die Mächtigkeit des Talsandes zwischen dem »gelben« und dem »blauen« Ton soll 3—6, ja 10 m betragen (S. 38). Die Mächtigkeit des »gelben Tones« wird bis zu 6 m angegeben. Daß dieser Fauna führt, wird nicht erwähnt, dafür aber zum ersten Mal festgestellt, daß der Obere »gelbe« Ton in den tieferen Lagen und unter Grundwasser

die ursprüngliche blaugraue Farbe zeigt; bis dahin war aller blaugraue Ton »Unterdiluvium« gewesen!

In der letzten Arbeit FRIEDRICH's: »Beiträge zur Geologie Lübecks« 1910 werden nun zu den schon früher publizierten Querprofilen durch Lübeck eine ganze Anzahl neuer solcher Profile veröffentlicht, die zum großen Teil auf (probenlose) Bohrregister von Bohrungen aus dem Jahre 1864 zurückgehen; es wird mehrfach festgestellt, daß der »gelbe« Ton tatsächlich blaugrau ist (S. 6 u. 7), daß er stellenweise dann nur durch 0,5 m (statt der sonst angegebenen 3—6, ja 10 m) Talsand von dem »unteren«, »blauen« Ton getrennt ist (S. 6), daß seine höchste Lage bei Wilhelmshöh 17 m N. N. beträgt (S. 25) und daß er noch nördlich von Stockelsdorf auf Blatt Curau verbreitet ist und hier 7 m mächtig wird (S. 25). Daß er hier bei Stockelsdorf in der 15 m-Terrasse ebenfalls Fauna führt, wie ich selbst in den letzten Jahren festgestellt habe (Anodonten, sehr schlecht erhaltene Gastropoden), wird nicht angeführt, ebensowenig, daß er hier nicht auf Talsand, sondern direkt auf Geschiebemergel liegt, also in der Lage des »unteren« »blauen Tones«, und daß er hier größtenteils auch ziemlich dunkelgrau ist, besonders in den tieferen Lagen.

Vom unteren »blauen« Ton wird gesagt, daß, soweit er verbreitet ist, auch der Stausee gereicht haben muß, »der Eisrand muß also noch nördlicher gelegen haben« (der Eisrand welcher Zeit?), S. 24.

»Da der blaue Ton der Grundmoräne am Eisrand entstammt, so müssen den kolossalen Mengen dieses Tones in der Lübecker Niederung mächtige Schuttanhäufungen von Sand, Kies und größeren Steinen am Rande des Stausees entsprechen; wir kommen also zu der alten, längst bekannten Endmoräne von Ratekau-Pöppendorf-Ivendorf« (S. 24).

Damit sollen meine Angaben über die Lage der Endmoräne bei Gothmund-Dänischburg-Schwartau widerlegt werden. In der vorhergehenden Arbeit 1909, S. 34 hatte Herr Prof. FRIEDRICH aber schon selbst geschrieben:

»eine Reihe von Erscheinungen in unserem Diluvium sind aber

nur zu verstehen, wenn wir annehmen, daß sich das Inlandeis vor seinem endgültigen Rückzug wiederholt vorwärts bewegt hat»,

was ich hier fürs erste feststellen will, um zu beweisen, daß meine »große« (nördliche) Endmoräne sehr wohl über dem »blauen Ton« liegen kann, und daß in obigem Argument FRIEDRICH's ein Zirkelschluß steckt.

Wenn ich nun noch aus den anderen Veröffentlichungen FRIEDRICH's feststelle (Beiträge zur Lübischen Grundwasserfrage II, 1900, S. 5), daß der graue, fette Ton (»blauer Ton«) doch nicht immer unmittelbar auf dem Geschiebemergel liegt, sondern z. T. durch 5,5 m Sand davon getrennt ist und dasselbe in den Beiträgen zur Lübischen Grundwasserfrage III, 1902, S. 10 festgestellt wird, wo unter dem »blauen Ton« noch 1 m Sand mit Steinen liegen, und daß ebenda S. 8 u. 9 festgestellt wird, daß erhebliche, bis 1 m mächtige Zwischenlagen von Kies und Sand mit Steinen darin — im »blauen Ton« — vorkommen, endlich daß ganz neuerdings (Der Untergrund der Stadt Lübeck, 1910) festgestellt wird, daß nun auch der »untere«, »blaue« Ton oben eine gelbbraune Verwitterungsschicht aufweist (S. 41), so ist damit die Liste der von Herrn Prof. FRIEDRICH selbst herrührenden, aber niemals aufgeklärten oder ausdrücklich zurückgenommenen Widersprüche nicht nur in den Deutungen, sondern in den tatsächlichen Beobachtungen über den »gelben« und »blauen« Ton recht erheblich groß, und ich möchte nun fragen, nach welchen Prinzipien nun eigentlich wirklich der »gelbe« und der »blaue« Ton von einander getrennt werden, da sie beide in außerordentlich wechselnden Höhenlagen liegen, und ob die Trennung, die ursprünglich zugestandenermaßen nur nach der Farbe erfolgt ist, nun, wo der »gelbe« Ton auch blau und der »blaue« auch gelb sein kann, auch wirklich immer und überall richtig und einwandfrei durchgeführt ist, ob all die früheren Angaben über »blauen Ton« jetzt noch bestehen bleiben, und ob die angeführten Profile wirklich alle so einwandfrei sind, als sie erscheinen sollen. Ich würde jedenfalls z. B. das erste Profil: Engelsgrube-Weiter Lohberg (1910) nicht mit solcher Sicherheit auf so mangelhafte

Grundlagen hin konstruieren, wo der »gelbe« Ton, der hier blau ist, nur durch 0,5 m Sand (statt durch 3—6 m Talsand) von dem »blauen Ton« getrennt wird, innerhalb dessen sonst zugestandenermaßen viel erheblichere Sandschichten eingeschaltet vorkommen.

Es scheint mir aus all diesen Angaben jedenfalls hervorzugehen, daß die Angaben von Herrn Prof. Dr. FRIEDRICH doch nicht so unbedingt sicher und eindeutig sind, als er sie hinstellt, und daß ihm von seinem reichen Beobachtungsmaterial anscheinend im wesentlichen immer nur das vor Augen steht, was zu seiner augenblicklichen Anschauung gerade paßt. Ich habe aus meinen eigenen Beobachtungen und Kartierungsergebnissen und aus dem Studium der FRIEDRICH'schen Schriften nicht den Eindruck gewinnen können, daß die Teilung der Lübschen fluvioglazialen Gebilde eine so regelmäßige und eindeutige ist, wie er angibt; diese Angaben beruhen eben auf der Verallgemeinerung von Bohrergebnissen und auf konstruierten Querprofilen, deren Grundlagen z. T. sehr mangelhaft sind (probenlose Bohrungen, Ton und Geschiebemergel früher nicht getrennt, Annahme bis fast zum Jahre 1905, daß jeder blaue Ton »unterer« sei!) und die außerdem z. T. sehr weit auseinander liegen, und ich glaube nach meinen Erfahrungen, daß der »gelbe« und »blaue« Ton zum erheblichen Teil viel enger mit einander verknüpft sind, als es Herr Prof. Dr. FRIEDRICH angibt, und daß diese Trennung zum großen Teil eine künstliche, nicht aufrecht zu erhaltende ist.

Bei den großen Aufschlußarbeiten am Lübecker neuen Bahnhof konnte man jedenfalls im Jahre 1903 in der Nähe des »roten Löwen« sehen, daß zwischen dem »gelben« und dem »blauen« Ton noch in den Talsanden eine nicht unbedeutende, über 2 m mächtige Bank braunen Tones lag, und ähnliche Beobachtungen habe ich auch sonst noch gemacht. Außerdem habe ich noch lange nicht die Überzeugung, daß alles, was FRIEDRICH bisher als »blauen Ton« angibt, wirklich der »untere« und andererseits Beckenton ist. Es gibt in diesem Gebiet, wovon man sich am Brodtener Ufer und bei Ratzeburg leicht überzeugen kann, steinarmen bis annähernd stein- und sandfreien Geschiebemergel, der nur im Aufschluß, aber nie-

mals nach Bohrproben als solcher erkannt werden kann und doch eine sichere Grundmoräne ist (wenn auch eine unter besonderen Umständen abgelagerte Grundmoräne), und da die Angaben über die Mächtigkeit des blauen Tones so ungemein schwanken (3—27 m) und mehrfach hervorgehoben wird, daß er z. T. sehr fett und ungeschichtet ist, statt wie sonst feinsandig und geschichtet, so scheint mir dies sehr wesentlich für meine Anschauung zu sprechen — abgesehen von den Oberflächenformen, der Höhenlage der einzelnen Vorkommen und der Feststellung, daß auch ein erheblicher Teil des »gelben« Oberen Tones jetzt blau ist.

In einem solchen Stausee setzen sich eben je nach Richtung und Geschwindigkeit der durchströmenden Schmelzwasser die einzelnen Ton- und Sandablagerungen in ungemeinem örtlichen und zeitlichen Wechsel ab, und die gleichzeitigen Absätze sind je nach der Lage der augenblicklichen Stromrinne sehr verschieden, so daß einem Sand der Stromrinnen ein Mergelsand in schwach bewegtem Wasser und ein fetter Ton in ganz stillen Buchten entspricht, und alle diese Bildungen häufig mit einander wechselagern.

Diese Verhältnisse und die Übergänge zwischen den einzelnen, petrographisch so verschiedenartigen extremen Endgebilden machen ja gerade die Kartierung solcher Staubeckenablagerungen zu einer so schwierigen und undankbaren Aufgabe.

Wenn Herr Prof. FRIEDRICH nicht fast bis zum Jahre 1905, also noch lange, nachdem er die nächste Umgebung Lübecks kartiert hatte, bei allen seinen Arbeiten von dem Axiom ausgegangen wäre, daß alle blaugrauen Bildungen eo ipso unterdiluvial seien, so wäre diese Trennung in »gelben« und »blauen« Ton nie in dieser Schärfe erfolgt und das Schema der Stratigraphie Lübecks sähe heute ganz anders aus!!

Denn daß Herr Prof. Dr. FRIEDRICH selbst bei seiner Kartierung sich nicht unvoreingenommen von den natürlichen Verhältnissen hat leiten lassen, sondern auch dabei noch in den Jahren 1900—1903 seine Beobachtungen in das unzutreffende Schema vom »gelben« Oberen und blauen »Unteren« Diluvium hineingepreßt hat, ergibt sich für jeden, der Sinn für Lagerungs- und Abgren-

zungsmöglichkeiten hat, aus den Grenzen, mit denen z. T. auf den FRIEDRICH'schen Karten der »obere gelbe« von dem »unteren blauen« Ton abgegrenzt ist, z. B. bei Marly, und aus der Tatsache, daß im Streichen des »oberen gelben« Tones plötzlich der »untere blaue« Ton auftritt, nämlich da, wo jener in ein niedrigeres Niveau unter den Grundwasserspiegel kommt.

An den Stellen, wo ich bisher kartiert habe — südlich und westlich von Lübeck —, bin ich jedenfalls nicht imstande, diese Gliederung in zwei, in sich einheitliche und von einander völlig getrennte Tonhorizonte durchzuführen, und ich bin überzeugt, daß, wenn Herr Prof. Dr. FRIEDRICH mit seinen jetzigen Erfahrungen und Ansichten seine Angaben aus der Zeit vor 1903 nochmals revidieren würde, jetzt manches von seinem damaligen »unteren«, »blauen Ton« nun ebenso als oberer »gelber« Ton sich erweisen würde, wie das schon in seinen neuesten Publikationen der Fall ist.

Dieselben Widersprüche wie in den Angaben über den »gelben« und »blauen« Ton finden sich in den Angaben über den Talsand. Von diesem wird immer wieder behauptet, daß auch nicht ein faustgroßer Stein in ihm zu finden sei (1895, 1903, 1909 S. 19, 1910 S. 16—17). Das ist nach meinen Beobachtungen im Felde und Herrn Prof. FRIEDRICH's eigenen Angaben nicht der Fall, und FRIEDRICH kommt zu dieser Behauptung eben nur, weil er a priori — auch im Talsandgebiet — jeden Sand mit Steinen — und gar großen Steinen — als Endmoräne betrachtet, so bei Blankensee und Strecknitz; »ein Sand mit großen Geschieben ist kein Talsand« (1909, S. 32), oder weil er die Steine im Untergrunde von Lübeck, die dort »in großen Mengen« vorhanden sind, »als unzweifelhaft von Menschen hintransportiert« betrachtet (»Der Untergrund der Stadt Lübeck« 1910, S. 40). Man stelle sich bei den früh mittelalterlichen Transport- und Wegeverhältnissen vor, daß die großen Mengen großer Findlinge meilenweit über Land gebracht wurden, um im Untergrunde vergraben zu werden!! Das ist denn freilich eine sehr bequeme Methode; daß in den ersten Behauptungen von den »Tal«- und »Endmoränen« sanden aber wieder ein richtiger Zirkelschluß steckt, merkt Herr Prof. FRIEDRICH anscheinend nicht.

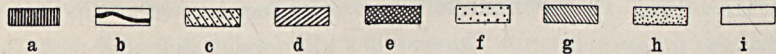
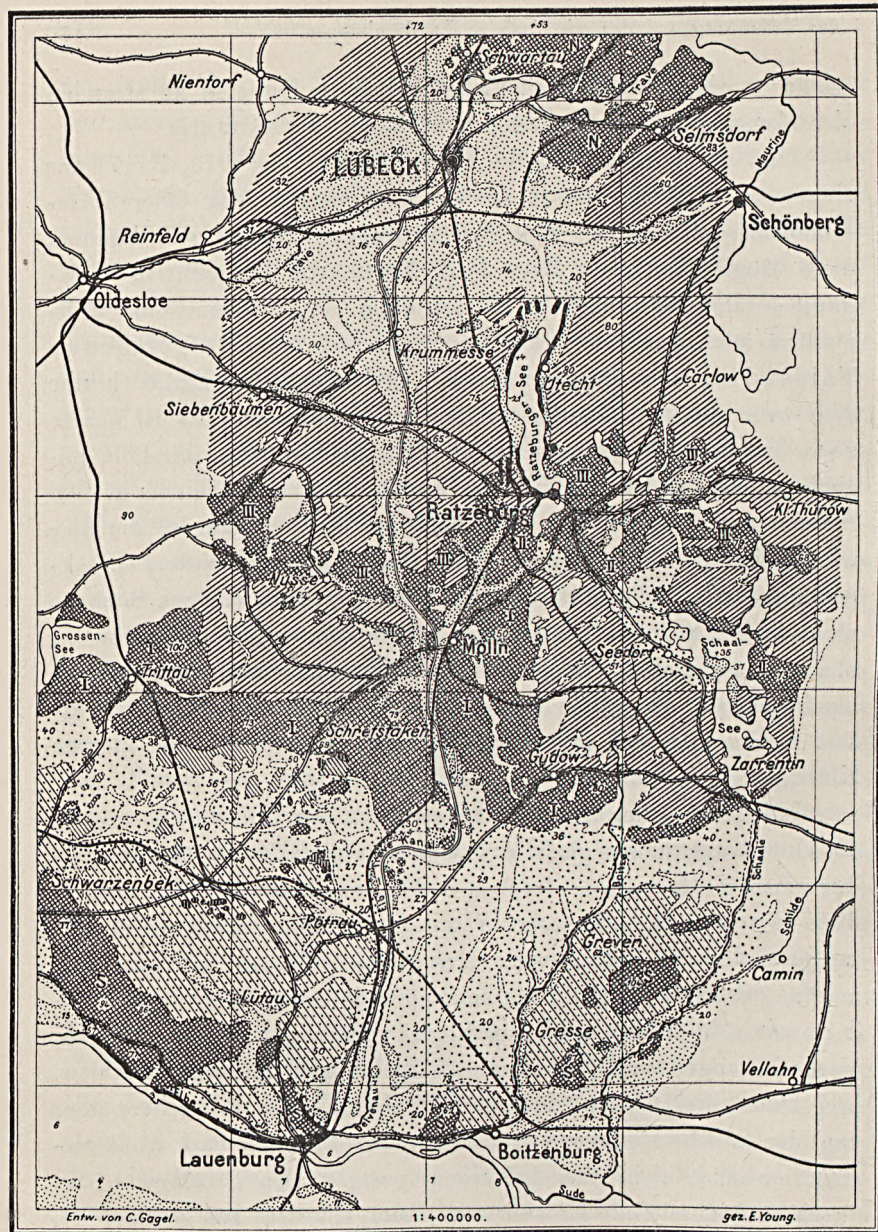
Außer den von FRIEDRICH selbst angeführten Stellen steiniger und kiesiger Talsande (das Gebiet von Vorrade, Mönckhof, Strecknitz 1909, S. 33), die er deshalb ebenfalls wieder als Endmoräne betrachtet, sind mir selbst mehrfach Gebiete bekannt mit vereinzelt und häufigeren, z. T. auch ziemlich großen Geschieben, die sicher nicht künstlich hingebraucht sind, so bei Grönau, Falkenhäusen (hier sogar große Silurkalke); vor allem aber ist mir aus der Talsandterrasse südöstlich vom Clever Landgraben (am Kirchhof und westlich Vorwerk) das Vorkommen von sehr großen Geschieben bekannt; und ebenso kommen in den Taltonen bei Schönböcken und Legan einzelne, z. T. recht große Geschiebe ($\frac{3}{4}$ cbm, bis 60 cm lang) vor, die da ebenfalls durch Drift hineingekommen sind! Sind das auch alles Endmoränen?

Ich will die Möglichkeit, daß bei Blankensee Endmoränenreste vorliegen, nicht a priori in Abrede stellen, das muß aber erst aus sonstigen Erscheinungen (innerer Aufbau, Zusammenhänge usw.) bewiesen werden; — die Behauptung von Prof. FRIEDRICH allein tut es nicht, und ich muß mich vor allem nochmals gegen die apodiktische Sicherheit wenden, mit der in dem Falle von Blankensee vom Schreibtisch aus nach unzutreffenden Prämissen die auf Grund ganz anderer Erwägungen gewählte Kartendarstellung als völlig undiskutabel beiseite geschoben wird (1909, S. 32). Wir wissen über den inneren Aufbau des »höchst auffallenden Moränenwalles mit der Windmühle« (1910, S. 17) leider gar nichts; eine Fortsetzung dieses Sandwalles (den ich ursprünglich selbst als Moräne ansehen wollte), ist nicht zu finden, er liegt in der Talsandebene, aber mit ganz anderem Streichen als die südlicheren Endmoränen, dagegen mit demselben Streichen wie die höchst auffälligen Geschiebemergelrücken bei Saarau, Holstendorf, Disnack, die sicher keine Endmoränen sind, und wie der Geschiebemergelrücken bei Blankensee, den die Bahn durchschneidet; daß dieser Sandrücken eine Endmoräne und nicht ein erodiertes Stück einer älteren Talsandterrasse ist, ist also durch nichts erwiesen, als durch die wenigen kleinen Steine, die darauf liegen und die ohne besondere »Caprice« der Eisberge (1910, S. 17)

erklärt werden können, weil Eisberge nur an Untiefen zu stranden Veranlassung haben (Lübecker Stadthügel, Strecknitz!!)

Daß die »unzweifelhaften Blockpackungen« (1910, S. 17) der Gegend von Blankensee auch Denudationsreste des Oberen Geschiebemergels aus der Zeit der Terrassenbildungen sein können, diese Möglichkeit zieht Herr Prof. FRIEDRICH gar nicht in Erwägung — ihm ist eben jede Ansammlung einiger Steine eine Endmoräne, auch wenn sie auf einer tischplatten, tiefgelegenen Talsandterrasse liegen, wie die Steine am Hünengrab (hinter dem vorerwähnten »Moränenwall«) bei Blankensee. Es ist immer noch die alte Anschauung aus dem Kindheitsstadium der Diluvialgeologie, wo das Kriterium der Endmoränen in einzelnen großen Steinen und nicht in den Geländeformen gesucht wurde, die hier wieder in die Erscheinung tritt. Die »unzweifelhaften Blockpackungen« bei Blankensee habe ich bis jetzt trotz eifrigen Suchens nicht finden können, sondern nur einige kümmerliche Kiesreste in kleinen Sandgruben, die bereits fast völlig abgebaut und jedenfalls nie irgendwie wesentlich gewesen sind und ohne jede Schwierigkeit in den Talsand selbst hineinpassen, ebenso wie die kleinen Kieslager im Talsand bei Grönau.

Ich habe ferner nicht, wie Herr Prof. Dr. FRIEDRICH angibt, die Untertrave für ein glaziales Schmelzwassertal erklärt nur wegen der »Schwellen«, die darin auftreten, sondern vor allem wegen des topographischen und geologischen Kartenbildes, wegen der Form dieses Untertravetales, das die Endmoräne durchbricht, nicht als schmales einfaches Erosionstal, sondern mit zahlreichen, sehr auffälligen, sechartigen Ausbuchtungen, Verbreiterungen und Seitenkolken (Breitling, Schlutuper Wik usw. vergl. umstehende Karte), die als Kolke strudelnder Gletscherwässer von der darüberstreichenden Endmoräne erklärlich und wohl verständlich sind, nicht aber bei einem postglazialen Erosionstal, das durch rückschreitende Erosion von einem Überlauf aus gebildet ist, wie Herr Prof. Dr. FRIEDRICH annimmt. Das ist schon aus dem einfachen topographischen Kartenbilde klar ersichtlich und deshalb von mir als selbstverständlich nicht erst besonders ausgeführt worden.



- a** Tertiär.
b Älteres Diluvium (nur in Erosionsrändern).
S Südliche (Äußere) Endmoräne.
c Oberes Diluvialplateau (Geschiebemergel und Geschiebesand im Wechsel).
d Grundmoränenlandschaft hinter der Haupt-Endmoräne.
e Endmoränen, I II III Staffeln der südlichen baltischen Haupt-Endmoräne.
f Sandr vor den Endmoränen.
g Eingebettete Geschiebemergelflächen im Sandr.
h Talsand sowie die Bildungen der Schmelzwasserrinnen und des lübischen Staubeckens.
N Nördliche = „Große“ Baltische Endmoräne.
i Alluvionen und Seen.

Für Herrn Prof. Dr. FRIEDRICH sind diese als ganz selbstverständlich nicht besonders breit ausgeführten Argumente nun nicht vorhanden, und er erkennt und führt an als einzigen Grund für meine Erklärung des Travetales als Schmelzwasserrinne nur die von mir als nebensächliche Bestätigung hervorgehobenen »Schwellen« und glaubt dann, nachdem er für diese »Schwellen« eine andere Erklärung gesucht hat, damit meine ganze Annahme der Schmelzwasserrinne erledigt zu haben.

Wenn dann Herr Prof. FRIEDRICH (1910, S. 11) hervorhebt, »daß die geologischen Veränderungen in der Lübecker Ebene am Schluß der Eiszeit viel komplizierter gewesen sind als sie nach den bisherigen Darstellungen GAGEL's erscheinen möchten«, so habe ich dazu zu bemerken, daß ich mich bisher nirgends über die Einfachheit der Geologie Lübecks geäußert habe. Ich habe im Gegenteil die Überzeugung, daß die geologischen Verhältnisse hier sehr kompliziert sind, und daß es besonders noch sehr viel Mühe kosten wird, den genauen Verlauf und die Verbindung der Endmoränen festzustellen.

Ich habe trotz sehr eingehender und umfassender Begehungen und trotz doch immerhin einiger Erfahrungen in anderen Endmoränengebieten bisher noch kein einwandfreies System in die dort N. und NW. von Lübeck vorhandenen Endmoränenzüge bringen können und bin mir noch lange nicht über alles, was etwa als Endmoräne zu betrachten und wie es zu verknüpfen ist, im klaren, wenn ich auch die Hauptzüge erkannt zu haben glaube.

Herr Prof. FRIEDRICH dagegen glaubt ohne Kartierung, ohne Kenntnis der Fortsetzungen und Zusammenhänge und ohne jede eingehende Kenntnis der Verhältnisse anderer Endmoränengebiete schon ganz genau unterrichtet zu sein über die einzelnen Endmoränen, behauptet auch schon mit großer Sicherheit, von welchen dieser »Endmoränen« die einzelnen Sandablagerungen, Kiese usw. gekommen sind, ob vom Norden, Osten oder Westen, und schließt daraus mit völliger Bestimmtheit, daß zur Endmoränenzeit das Untertravetal noch nicht vorhanden gewesen sein kann.

Nach meinen Erfahrungen und Begehungen muß ich nun leider feststellen, daß gerade die m. E. deutlichsten und unverkennbarsten

Endmoränen dieses Gebietes von Herrn Prof. FRIEDRICH nicht als solche erkannt bzw. anerkannt sind, weil keine Blockpackungen darauf liegen, und daß mir manche seiner »Endmoränen« bisher recht zweifelhaft erscheinen.

Ich kann, wie ich schon früher ausgeführt habe, das Kriterium der Endmoränen nicht in jeder beliebigen kleinen Steinanhäufung sehen, sondern sehe es vor allem in den charakteristischen Geländeformen. Diese charakteristischen und m. E. unverkennbaren Geländeformen der sandigen Endmoränen (»Kames«) mit ihren abflußlosen Kesseln und Hohlformen finden sich nun in einem breiten Zuge von Teschow durch die Forst Hohe Meile über Lauen, Schlutup, Gothmund bis in die Schwartauer Forst und weiter nördlich von Dummersdorf über Kükenitz, Siems, Sereetz nach dem Riesebusch; mitten durch — durch ein Gebiet von über 20—25 m Meeresböhe — geht das tiefe Tal der Untertrave mit seinen seenartigen Verbreiterungen und Seiten- und Tiefen-Kolken, das ich deshalb als Schmelzwasserrinne auffasse.

Herr Prof. Dr. FRIEDRICH konstatiert »auf Grund der verdienstlichen Höhenschichtenkarte von OHNESORGE« einen auffallenden Unterschied in den Geländeformen auf beiden Seiten der Untertrave (1909, S. 56), »auf der linken eine geschlossene Höhenzone von mehr als 15 m Höhe, auf der rechten das charakteristische, unruhige Gelände der Endmoränenlandschaft mit zahlreichen, tief hinunterreichenden Einsenkungen«.

Viel näher als das Studium der betr. Höhenschichtenkarte hätte für einen Geologen doch das der Meßtischblätter bzw. der Natur gelegen, und danach kann ich leider nur konstatieren, daß diese beiden angeblich so verschiedenen Geländeabschnitte tatsächlich im wesentlichen identisch sind und gleich aussehen — im Süden sind die Geländeformen vielleicht etwas schärfer ausgebildet als im Norden. Herr Prof. Dr. FRIEDRICH betrachtet dieses nördliche bzw. nordwestliche Gebiet als Sandr (1909, S. 38—39), trotz der geschlossenen, abflußlosen Depressionen und des sonstigen, typischen Kamescharakters! Weil er nun dieses Gebiet und das bei Gothmund, an der Herrenbrücke und

bei Schlutup nicht als Endmoräne, sondern als Sandr betrachtet, und zwar als Sandr, der ausgerechnet von Norden, von der »Endmoräne« bei Ivendorf, Pöppendorf, Ratekau hergekommen sein muß, kann das Untertravetal damals zur Zeit der »Sandrablagerung« noch nicht vorhanden gewesen sein (1909, S. 45, 55; 1910, S. 28, 29, 38), sondern muß postglazial sein. Demgegenüber kann ich nur betonen, daß ich einen derartigen Sandr noch nie gesehen habe und auch sonst weder von Fachgenossen noch aus der Literatur etwas über Sandr mit derartigen Oberflächenformen habe erfahren können.

Aber Herr Prof. FRIEDRICH sucht diese Behauptung auch noch anders zu stützen; unter diesem »Sandr« liegen seine faunaführenden »Dryastone«, die bei der Bildung des Travetales abgeschnitten sein sollen (1905, S. 38; 1910, S. 36, 37), also muß die Bildung des Travetals nach der »Dryaszeit« erfolgt sein.

»Die Entstehung des Travetals fällt in eine Zeit, in welcher die Dryastone der Lübischen Niederung bereits von dem feineren und gröberen Gletscherschutt zugeschüttet waren, d. h. in eine Zeit, in welcher das Inlandeis unser Küstengebiet bereits verlassen hatte!« (1910, S. 37.)

Erstlich habe ich nun an Ort und Stelle absolut nicht den Eindruck gewinnen können, daß hier wesentliche Stücke der Dryastone bei der Erosion entfernt sind; hier hat zuerst meine Kritik eingesetzt, die Dryastonbecken können sich ebensogut schon zu beiden Seiten der Untertrave gebildet haben; zweitens ist aber, wie gesagt, dieses Gelände sicher kein Sandr, sondern die Endmoräne selbst, die sich — bei einem Vorstoß — auf die Dryastone gelegt hat, und es liegt nicht der mindeste Beweis vor, daß das Kiesmaterial, das hier auf den »Dryastonen« liegt, direkt von Norden gekommen ist. Die »große« Endmoräne ist eben sehr viel größer als die paar Steinhaufen bei Ivendorf, Pöppendorf, Ratekau und geht über die Trave durch ganz Mecklenburg, die Mark, Pommern usw., und diese Kiese und Sande, die hier von Norden — von jenseits der Trave — hergekommen sein sollen,

zeigen jetzt jedenfalls ein deutliches Einfallen nach der Trave zu, also nach der Richtung hin, von der sie hergekommen sein sollen, was nicht für die Richtigkeit der FRIEDRICH'schen Annahmen spricht. Inwiefern aber der (von mir gesperrte) Schlußsatz des oben zitierten FRIEDRICH'schen Beweises aus den Prämissen folgt, ist mir völlig unverständlich.

Hier spielt m. E. sehr wesentlich die ganz falsche Horizontbestimmung der Dryastone mit.

Herr Prof. FRIEDRICH parallelisiert nämlich immer die fossilführenden Ablagerungen der Lübschen Mulde mit den »Dryastonen«, d. h. mit Ablagerungen aus dem »Anfang der Postglazialzeit«, und diese Parallelisierung ist völlig falsch, also auch der gesperrte Schlußsatz des oben zitierten Beweises.

Der zuerst von NATHORST beschriebene Dryaston von Projensdorf bei Kiel liegt weit hinter der »großen« Endmoräne auf Oberem Geschiebemergel, ist also merklich jünger als die große Endmoräne und soll den Anfang der Postglazialzeit bezeichnen. Die Lübschen Dryastone liegen unter der »großen« Endmoräne auf bezw. im »gelben« Talton, sind also merklich älter als die »große« Endmoräne und wesentlich älter als der Kieler Dryaston, also sicher noch glazial.

Wie stimmt diese unzweifelhafte Tatsache mit obigem Schluß FRIEDRICH zusammen und wie soll sie den stützen?

Nur weil die Lübschen fossilführenden Ablagerungen mit den »postglazialen« Dryastonen parallelisiert wurden, was, wie oben gezeigt, unrichtig ist, und weil der darauf liegende »Sandr« von Norden, von jenseits der Trave gekommen sein soll — was durch nichts erwiesen und nach dem Augenschein unzutreffend ist —, deshalb kann — nach FRIEDRICH — das Travetal kein glaziales Tal sein, sondern muß ein postglaziales Erosionstal sein!

Wie man aus den vorhergehenden Ausführungen ersieht, liegt hier ein völliger Fehlschluß infolge falscher Parallelisierung und falscher Prämissen vor.

Aus den Aufschlüssen am Kaiser-Wilhelm-Kanal bei Kiel, die ich diesen Sommer genau studieren konnte, ergibt sich überdies

mit unzweifelhafter Sicherheit, daß auch die dortigen Dryastone nicht eigentlich postglazial, sondern noch direkt glazial sind. Dicht neben solchen, die nur von Torf überlagert werden, liegen in analogen Geschiebemergelvertiefungen genau ebenso und sehr charakteristisch beschaffene, faunaführende Dryastone, in deren Schichtung feine Grundmoränenbänke eingelagert sind, ja sogar solche, die noch von etwas Moräne (Geschiebelehm, lehmiger Kies) überlagert sind.

Es ergibt sich daraus, daß eine ziemlich individuenreiche Fauna und Flora unmittelbar am Eisrande an und in Tümpeln gelebt hat, die noch zeitweise vom Eise erreicht wurden, und dasselbe ist offenbar auch bei Lübeck der Fall gewesen, nur in erheblich früherer Zeit, vor der großen Endmoräne! Man kann also allerhöchstens sagen — falls diese »Dryaston«-becken wirklich vom Travetal abgeschnitten sein sollten, was ich persönlich nicht für bewiesen halte¹⁾ —, daß die Untertrave etwas jünger ist als die glazialen fossilführenden Tone.

Daß dieses Stück der Untertrave zwischen Gothmund und Dummersdorf ein glaziales bzw. subglaziales Schmelzwassertal der »großen« Endmoräne ist, ist m. E. aus der ganzen Literatur und den oben angeführten Gründen so völlig sicher (vergl. beiliegende Karte!), daß es nur von jemand bezweifelt werden kann, der keine typischen Schmelzwassertäler und keine Endmoränen gesehen hat.

Von den Teilnehmern an der Exkursion der Deutschen geologischen Gesellschaft im September 1909 hat auch nicht einer meine Dentung bezweifelt, und darunter waren Forscher wie MADSEN, PHILIPPI, DRYGALSKI usw., meine speziellen Kollegen nicht zu erwähnen!

Herr Prof. FRIEDRICH aber behauptet (1910, S. 35) weiter:

»Wenn die Untertrave hier eine glaziale Schmelzwasserrinne darstellen soll, so müßte diese doch beim Rückgang des Inlandeises, also in der Grundmoräne entstanden sein. Wo steckt diese Grundmoräne?«

¹⁾ Herr Prof. FRIEDRICH schreibt ausdrücklich (1910, S. 37): »Ergänzen wir das fehlende Stück, so sind wir auch bald drüben auf dem linken Traveufer«.

Es ist erstaunlich, wie genau Herr Prof. FRIEDRICH weiß, was alles in einer Endmoräne vorhanden sein muß; ich meinerseits kann nicht die geringste Notwendigkeit dafür einsehen, daß in oder unter der Endmoräne »Grundmoräne« vorhanden sein muß; im Gegenteil scheinen mir alle Erwägungen, die auch durch zahlreiche tatsächliche Beobachtungen bestätigt werden, dafür zu sprechen, daß in einer Endmoräne am Schmelzwasserdurchlaß die etwa vorhanden gewesene Grundmoräne schleunigst ausgewaschen und in Sand und Kies verwandelt wird, der ja auch hier in mehr als 36 m Mächtigkeit vorhanden ist.

Daß aber Herr Prof. FRIEDRICH sich über den Wert und die Bedeutung seiner Gründe selbst nicht immer im klaren ist, ergibt sich daraus, daß er an anderer Stelle eben aus dem Fehlen der Grundmoräne (bei Travemünde) schließt, daß hier sehr energische Auswaschungen stattgefunden haben müssen, und man sollte doch meinen, daß das, was bei Travemünde als Argument für Auswaschungen angezogen wird, bei Dummersdorf unter analogen Verhältnissen nicht dagegen angeführt werden kann!

Wenn ich nun auf die positiven Angaben von Herrn Prof. Dr. FRIEDRICH für seine Auffassung, daß die Untertrave ein postglaziales Durchbruchstal sein müsse, eingehe, so schreibt er (1909, S. 55 u. 56):

»Das Durchbruchstal befand sich zwischen Gothmund und Dänischburg; hier befand sich offenbar die niedrigste Überlaufschwelle des Lübecker Sees. Eine Erhöhung des Wasserspiegels um 12 m über den heutigen Travespiegel genügte schon, um den Stausee zum Überlauf zu bringen.«

»Der heutige Travelauf entstand erst, als die Belte freigelegt waren und die Gewässer eines großen Niederschlagsgebietes gen N. und NW. abfließen konnten.«

Dazu ist zu bemerken, daß die angenommene Höhe des Stausees zwar zum Durchbruch zwischen Gothmund und Dänischburg genügte, aber lange nicht zum Durchbruch des weiter flußabwärts liegenden, erheblich höheren Geländes zwischen Dummersdorf, Stolper Huck und der Forst Hohe Meile,

das überall über 20 m, z. T. bis 25 m hoch liegt und doch auch durchbrochen werden mußte. Herr Prof. FRIEDRICH hat diese zunächst sich aufdrängende Überlegung offenbar gar nicht angestellt.

Wo sind aber nun die Spuren dieses hypothetischen, postglazialen Stausees, dessen Entleerung das Durchbruchstal veranlaßt haben soll?

Herr Prof. FRIEDRICH sucht sie bei Ratzeburg — mehr als 2 Meßtischblätter südlich (1909, S. 36); in dem Gelände unmittelbar hinter dem angeblichen Durchbruchstal sucht man sie vergeblich. Dort liegen erheblich unter der schon von FRIEDRICH angegebenen Höhe die abflußlosen Kessel der Endmoränenlandschaft, die nicht zugefüllt sind, weder mit Sand noch mit Ton, was bei einem Stausee mit so enormen Wassermassen, wie sie FRIEDRICH annimmt (1910, S. 39), doch zuerst zu verlangen ist, und von Strandlinien und Uferterrassen dieses hypothetischen Stausees ist nicht die Spur zu finden, weder in 12 noch in 20 m Höhe! Das ist die Hypothese von Herrn Prof. FRIEDRICH und ihre Konsequenz!! Die für jeden Feldgeologen sichtbare und unverkennbare, natürliche Erklärung wird beiseite geschoben zugunsten einer unbewiesenen, ja unmöglichen Hypothese, die auf lauter falschen Prämissen beruht und deren notwendige Folgeerscheinungen nicht vorhanden sind!!

Aber auch das Travetal bei und dicht oberhalb Lübeck kann nicht (wie ich annehme) durch die Schmelzwässer von der großen Endmoräne entstanden sein, sonder muß postglazial sein (nach Herrn Prof. FRIEDRICH), und zum Beweise führt er eine Anzahl Querschnitte an, die Abschnittsprofile zeigen. Falls meine Annahme zutrif, »muß die erste Anlage des Flusses in der jetzt mit Sanden und Tonen zugedeckten Grundmoränenlandschaft entstanden sein und in den Querprofilen als mehr oder minder tiefer Einschnitt erscheinen« (1910, S. 29).

Hier »muß« also schon wieder etwas gewesen sein, was ich nicht einsehen kann! Weshalb müssen sich die Schmelzwässer

der großen Endmoräne durch den blauen Ton bis in die Grundmoräne eingefressen haben?

Ich kann in den mitgeteilten Profilen keine Widerlegung meiner Ansicht, sondern nur eine Widerlegung der irrigen Vorstellungen finden, die sich Herr Prof. FRIEDRICH von meiner Ansicht und deren Konsequenzen konstruiert hat; abgesehen davon, daß ich eben, wie ich schon anfangs ausgeführt habe, die Konstruktion dieser Profile nicht für so einwandfrei und diese selbst nicht für so beweisend halte, wie Herr Prof. FRIEDRICH es hinstellt.

Wenn Herr Prof. FRIEDRICH schreibt (1910, S. 29),

»da, wo jetzt die Mudde ein altes tiefes Flußbett ausfüllt, befanden sich ohne Zweifel der blaue Ton, Talsand und gelbe Ton. Die Entstehung der Trave fällt also auch hier in die Zeit nach Ablagerung des gelben Tones«,

so scheint mir aus den vorher angeführten Gründen der erste Satz doch nicht so ganz »ohne Zweifel« zu sein, und gegen den zweiten Satz kann ich einen klassischen Zeugen anführen, nämlich Herrn Prof. Dr. FRIEDRICH selbst (Beiträge zur Geologie Lübecks 1895, S. 235), der da schreibt: »Unsere Täler und wannenartigen Vertiefungen waren bereits vorhanden vor der Entstehung des Bändertones« (der sich in sie hineinlegt, C. G.). Für diesen Ausspruch hat Herr Prof. FRIEDRICH doch wohl auch seine Gründe gehabt, also scheint mir die Sache doch nicht so ganz »ohne Zweifel« und eindeutig zu sein; oder war das damals eine ohne tatsächliche Unterlagen aufgestellte Behauptung?

Nach dem, was ich bisher von Talton und von der Umgebung des Travetals dicht bei Lübeck kartiert habe, finden sich in der Tat nicht wenige Stellen, so bei Buntekuh, Hohenstiege-Paddelügge, Poggenpuhl-Nedderstenhof, Legan, wo der »gelbe« Ton (d. h. die oberste Taltonbank) keine Abschnittsprofile zeigt, sondern sich an den Talböschungen herunterzieht und sich in vorhandene Hohlformen hineinlegt; an anderen Stellen kommen ebenso sicher Abschnittsprofile vor, und aus

allen diesen Tatsachen scheint mir erwiesen, daß hier während und nach Ablagerung der Taltone sehr verschiedenartige Vorgänge stattgefunden haben, daß sich die Tone z. T. in ältere Hohlformen hineingelegt und dann später keine durchgreifenden Erosionswirkungen erfahren haben, während an anderen Stellen die eben abgelagerten Bildungen z. T. wieder erodiert und durchschnitten sind.

Ich bin über die Altersbeziehungen der nördlich, nordwestlich und westlich von Lübeck befindlichen Endmoränen und ihre Zusammenhänge noch nicht zur völligen Klarheit gelangt, übernehme also auch nicht, genau festzustellen, von welcher Endmoräne die einzelnen Sande, Tone usw. stammen.

Das eine ist jedenfalls klar und auch von Herrn Prof. FRIEDRICH anerkannt (1909, S. 34), daß noch, als schon ein erheblicher Teil der Talsande in der Mulde abgelagert war, größere Vorstöße des Eises bis zur Fackenburger Allee (Hansameierei), Polierkrug und bis Herrenburg stattfanden, wo Geschiebemergelfetzen in und auf Talsand liegen, und nach früheren Angaben von Prof. FRIEDRICH scheinen auch unter dem »gelben Ton« vereinzelte Geschiebemergelfetzen vorzukommen. Die Ablagerungen im Lübecker Stausee sind also im Verlauf langer Zeiten erfolgt unter mannigfachen Schwankungen des Eisrandes, und ich glaube es nicht und kann keine ausreichenden Beweise dafür finden, daß die Lübecker Mulde ganz gleichmäßig und regelrecht nach dem FRIEDRICH'schen Schema: »Blauer Ton, Talsand, gelber Ton, jüngster Talsand« nacheinander aufgefüllt ist; dazu liegen die verschiedenen »blauen« und »gelben« Tone in gar zu verschiedenen Höhenlagen und die Konstruktionspunkte der Profile zu weit auseinander.

Nach meinen Beobachtungen und Erfahrungen werden sich wohl in dem Lübecker Stausee im Verlauf langer Zeiten — allerdings wohl unter ganz wesentlicher Abhängigkeit von der Stillstandslage, die wir die »große Endmoräne« nennen (die vielleicht aber hier bei Lübeck gar nicht ganz einheitlich ist), je nach den Strömungsverhältnissen Tone und Sande abgelagert haben, z. T. auch wieder erodiert sein, und die Hauptstromrinne ist entweder von jeher ziemlich offen gehalten oder bei Gelegenheit

des letzten Vorstoßens der «großen Endmoräne» von deren Schmelzwässern erodiert, wobei es von der Mächtigkeit der obersten Tonbank und ihrer Ablagerungsform bzw. den Geländeformen ihres Untergrundes abhing, ob sie völlig durchschnitten oder nur angeschnitten wurde.

Aus den Abflußverhältnissen dieses Stausees nach Süden habe ich geschlossen, daß

»für das Gebiet der Lübschen Mulde und deren Terrassenverbindungen nach der Elbe eine frühere höhere Lage und eine Terrassenverbiegung von irgendwie wesentlichem Betrage direkt ausgeschlossen ist« (um etwa 5 m kann hier vielleicht eine Senkung eingetreten sein).

Für das Gebiet der Untertrave habe ich eine Senkung von mindestens 12 m (und ziemlich wahrscheinlich auch wirklich 12 m) anerkannt.

Herr Prof. Dr. FRIEDRICH dagegen hat mit aller denkbaren Bestimmtheit (nicht, wie er sagt, mit großer Vorsicht) (FRIEDRICH HEIDEN 1905, S. 45) den Betrag der Litorinasenkung zu mindestens 50 m angegeben¹⁾; diese Angabe ist daraufhin von GEINITZ uneingeschränkt übernommen und in der ganzen Literatur verbreitet als einziger Beweis für dieses große Senkungsmaß, und Herr Prof. FRIEDRICH hat diese Angabe niemals ausdrücklich zurückgenommen; 1909, S. 48 steht nur, daß das Land mindestens 24 m höher gelegen habe als jetzt, was die alte Angabe nicht aus der Welt schafft.

Ich bin zu meinen Schlüssen über nicht vorhandene oder sehr geringe Niveauverschiebungen gekommen auf Grund der sicht-

¹⁾ Herr Prof. FRIEDRICH macht mich brieflich darauf aufmerksam, daß die Angabe von 56 m für die Litorinasenkung in seinen Schriften nicht vorkommt! Wie ich mich nachträglich überzeugt habe, steht tatsächlich die Zahl 56 nicht in FRIEDRICH'S Arbeiten; es steht nur darin, daß echt marine (Litorina)ablagerungen bei Travemünde bis 55,5 m unter See herunterreichen, und da FRIEDRICH aus diesen Tiefenzahlen immer auf eine entsprechende Versenkung des Geländes geschlossen hat, so hat SPETHMANN auch an dieser Stelle aus FRIEDRICH'S Angaben den entsprechenden Schluß mit 56 m Senkung gezogen, und diese mir in Erinnerung gebliebene Zahl hat mich den Druckfehler 56 (stat 50) übersehen lassen.

baren Oberflächenformen; Herr Prof. FRIEDRIEHL sucht diese Schlüsse zu widerlegen auf Grund von Erwägungen, wie sich die kreuzgeschichteten Sande in der Endmoräne abgelagert haben »müssen« (1910, S. 14—15), ohne zu bedenken, daß in der Endmoräne die Schmelzwässer mit erheblichem Druck herausgekommen sind, was sich aus vielen geologischen (diluvialen) Beobachtungen und solchen an modernem Inlandeise ergibt (z. B. den hohen, aus dem Inlandeise herausbrechenden Fontainen, die NORDENSKIÖLD abbildet); wessen Schlüsse sich als die richtigeren erweisen werden, wird die Zukunft lehren, wenn erst die Blätter um die Obertrave kartiert sein werden. Bis dahin muß ich jeden Erklärungsversuch über die Entstehung der Trave oberhalb Lübecks ablehnen; wenn aber Herr Prof. FRIEDRICH schreibt (1910, S. 36):

»Die Trave folgt einer größeren Anzahl von tiefen, durch die erodierende Arbeit des Inlandeises entstandenen, wannenartigen Einsenkungen in der Grundmoränenoberfläche«,

so scheint mir das schon eine bemerkenswerte Annäherung an meinen so heftig bekämpften Standpunkt zu bedeuten; ich behaupte nur nicht mit solcher Sicherheit, daß die Erosionsarbeit gerade vom Eise selbst geleistet sein muß, sondern vielleicht auch von dessen Schmelzwässern.

Herr Prof. FRIEDRICH fühlt selbst, daß die hypothetische, sehr viel höhere Lage des Landes zu der postglazialen Erosion des Travetales und für deren Ausmaße allein nicht ausreichend ist, sondern daß dazu auch noch ganz ungeheure Wassermassen gehört haben müssen, die er (1910, S. 39) im Anschluß an Ausführungen des Oberbaurats REHDER auf 100 mal so viel schätzt, als jetzt die Trave beim stärksten Abfluß abführt, wozu eine Regenhöhe von 44 cm für den Tag erforderlich sein würde. Wo und zu welcher geologischen Zeit diese mehr als tropischen Regengüsse hergekommen und gefallen sein sollen, sagt Herr Prof. FRIEDRICH nicht; diese ganz in der Luft schwebende Hypothese macht ihm keine Schwierigkeit, während REHDER doch schon ausdrücklich zur Beschaffung dieser Wassermassen auf die Schmelzwässer von enormen Gletschern zurückgegriffen hatte!

Ich möchte bei dieser Gelegenheit zum Schluß noch eine Frage streifen, die mir für die Geologie Lübecks von nicht geringer Bedeutung zu sein scheint, nämlich die nach der Herkunft der Schalreste in den Sauden unter dem Lübecker Geschiebemergel.

Beim ersten Fund (FRIEDRICH 1903, S. 21—22), wo in einer sehr kleinen Probe eine unverhältnismäßig große Anzahl Formen der »Cyprinentonfauna« gefunden wurde, wurde die primäre Lagerung der Fossilien bestritten, »weil in den anderen Bohrungen noch nie welche gefunden waren« und weil die Altersverhältnisse »nicht stimmten.« — Der Geschiebemergel war damals noch »Unterer«! — Inzwischen ist der Geschiebemergel zum Oberen geworden, und wir sind über die Lage der Cyprinentone erheblich besser unterrichtet als früher, die Funde haben sich auch ziemlich vermehrt (FRIEDRICH 1910, S. 29—30), aber die Fauna liegt immer noch auf sekundärer Lagerstätte! Weshalb? Auch aus dem Gebiet südlich von Lübeck (Behlendorf, Hollenbeck) hat FRIEDRICH aus tiefgelegenen Diluvialsandschichten unter Geschiebemergel »verschwemmte marine Conchylien« angegeben, ohne allerdings die einzelnen gefundenen Arten anzuführen, so daß man über den Charakter und die Zusammensetzung der Fauna kein Urteil hat. Ist es denn wirklich ausgeschlossen, daß die Fauna unter dem Geschiebemergel nicht doch primär ist? Die bisher dagegen angeführten Beweise scheinen mir mehr Behauptungen als schlüssige Beweise zu sein. Indessen will ich mich gerne eines besseren belehren lassen und deshalb die Frage nochmals angeregt haben. Zum mindesten wäre es aber doch sehr wünschenswert, daß die vorkommenden Arten genau angegeben würden!

Berlin, den 21. November 1910.

Die Gliederung des Schleswig-Holsteinschen Diluviums.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Hierzu Tafel 7—9 und 3 Abbildungen im Text.

Inhalt.

1. Das Profil des Eisenbahneinschnitts bei Süderstapel S. 193
2. Bohrungen in der Umgebung von Süderstapel S. 204
3. Vergleich mit den Verhältnissen von Elmshorn und Burg S. 209
4. Bohrungen östlich von Süderstapel bis über die große Endmoräne S. 211
5. Aufschlüsse im Westen des Kaiser-Wilhelmskanals S. 214
6. Bohrungen bei Rendsburg S. 222
7. Bohrungen in der »großen« Endmoräne S. 226
8. Aufschlüsse am Kaiser-Wilhelmskanal östlich von der »großen« Endmoräne S. 228
9. Aufschlüsse bei Wiek-Holtenau S. 233
10. Bohrungen in der Umgebung von Kiel S. 237
11. Endmoränen südlich von Kiel S. 238
12. Obere Sande bei Kiel S. 243
13. Aufschlüsse im älteren Diluvium bei Kiel S. 247
14. Zusammenfassung der Ergebnisse S. 248

Während im ganzen Osten Schleswig-Holsteins und in der Mitte, ja z. T. bis weit über den Höhenrücken hinaus nach Westen die Verwitterungsrinde des Geschiebemergels nur 1—1,5 m, ausnahmsweise 2 m mächtig wird und die diluvialen Sande bis zu 1,8—2,5 m, selten bis zu wenig mehr als 3 m Tiefe verwittert und entkalkt sind, finden sich im äußersten Westen und Südwesten der Provinz plötzlich Grundmoränen, die unvergleichlich viel stärker und tiefer verwittert und entkalkt sind und bis zu 20,

ja 27 m Tiefe völlig zersetzt erscheinen, während die Sande und Kiese ebenfalls über 10 m, ja bei genügend tiefen Aufschlüssen sogar über 20 bis 37 m Tiefe völlig kalkfrei und z. T. hochgradig verwittert sind. Die bisher bekannten Stellen dieses hochgradig verwitterten Diluviums am Roten Kliff auf Sylt und bei Elmshorn (sowie Lüneburg) lagen sehr isoliert; Elmshorn und Lüneburg waren außerdem nur durch Bohrungen aufgeschlossen, zeigten aber dafür diese hochgradig verwitterten Diluvialschichten z. T. in 21 m Mächtigkeit unter frischem, unverwittertem Diluvium und in Verbindung mit pflanzenführenden Interglazialschichten, so daß schon daraus der Schluß gerechtfertigt schien, daß diese so plötzlich und sprunghaft einsetzenden enormen Verwitterungsrinden im äußersten Westen, die ganz unvermittelt neben ganz frischem Diluvium auftreten, auf eine sehr lang dauernde und intensive interglaziale Verwitterung zurückzuführen seien, zu der z. T. die Wirkung der postglazialen Verwitterung noch kumulativ hinzugetreten ist, so daß dadurch diese ganz ungewöhnlich mächtigen Verwitterungstiefen entstanden. Durch zwei neue, sehr große Aufschlüsse in Schleswig-Holstein, den sehr großen Bahneinschnitt bei Süderstapel und den die ganze Halbinsel querenden Kaiser-Wilhelmskanal, haben sich diese interglazialen Verwitterungszonen unter frischem Oberem Diluvium in erheblicher Verbreitung nachweisen lassen, z. T. ebenfalls im Zusammenhang mit interglazialen, pflanzenführenden Schichten, so daß die oben angeführte Entstehungsursache dieser mächtigen Verwitterungszonen jetzt wesentlich sicherer erwiesen ist, als bis dahin.

Der Einschnitt von Süderstapel wurde in den Jahren 1908 und 1909 beim Bau der Rendsburg-Husumer Eisenbahn ganz im Westen Schlesiws dicht nördlich von der Eider durch einen der charakteristischen Heidehöhenrücken gemacht, die halbinselartig bzw. inselartig aus den flachen, niedrigen Sandebenen und Mooren des westlichen Schleswig-Holsteins hervortreten.

Dieser schmale Höhenrücken von Bergenhusen-Süderstapel bildet einen langen, flachen, annähernd in OW.-Richtung sich erstreckenden und nach NNW. offenen Bogen von etwa 12 km Sehnenlänge und erreicht bei Bergenhusen 41 m, bei Süderstapel

29 m Höhe, während die umliegenden Moore nur 0,4—0,9 m Meereshöhe aufweisen.

Der für die Bahn angelegte Durchschnitt erreichte an der tiefsten Stelle fast 23 m Tiefe bei 78 m Scheitelbreite und 7 m Sohlenbreite; über 350 000 cbm Boden sind aus diesem Einschnitt herausbefördert und zur Schüttung des Bahndammes durch das tiefe Eidermoor verwendet; fast zwei Jahre ist an diesem Einschnitt gearbeitet worden.

Infolge der sehr langen Arbeitszeit und des Umstandes, daß der Bahneinschnitt mehrfach über die ursprünglich beabsichtigten Dimensionen erweitert und vertieft werden mußte, da der Damm durch das Eidermoor nicht zum Stehen kam und immer neue Nachschüttung erforderte, und auch wegen der sonst sehr unregelmäßigen Arbeitsweise ist hier niemals ein fortlaufendes, gleichmäßiges Profil zu beobachten gewesen; neben und zwischen Stellen, die schon völlig abgeöschzt bzw. völlig verrutscht waren, wurde noch immer fleißig gearbeitet; fertige Böschungen wurden neu angeschnitten und rückwärts verlegt usw., so daß die vielfachen Zeichnungen, die bei etwa 15 Besuchen des Einschnittes aufgenommen wurden, nachher zu den beiden Profilen kombiniert werden mußten (Tafel 7).

Wegen des Fehlens jeglicher Fixpunkte auf der über 650 m langen Hauptstrecke und der dadurch erzwungenen Festlegung der einzelnen Profilzeichnungen durch Abschreiten der Entfernungen auf dem holprigen, unregelmäßigen Boden des Einschnittes mit den zahllosen Geschieben sind diese so gewonnenen Entfernungen natürlich nicht immer ganz auf den Meter genau ausgefallen, so daß das Zusammenfassen der im Laufe von 20 Monaten aufgenommenen Profilzeichnungen mit einigen Schwierigkeiten verknüpft war; außerdem sind bei den sehr gestörten Lagerungsverhältnissen die einzelnen Profile, die bei dem allmählichen Rückwärtsverlegen der Böschungen an denselben Horizontalfentfernungen vom Anfang und Ende des Einschnittes hintereinander entstanden, sehr oft nicht zur Deckung zu bringen gewesen, und es ist, da zwischen den einzelnen Besuchen des Einschnittes immer mehrere Wochen Zwischenraum lagen, natürlich

nicht immer sicher, daß die nacheinander aufgenommenen Zeichnungen noch genau in derselben Ebene lagen, so daß in den Profilen vielleicht einiges kombiniert ist, was nicht in der eigentlichen jetzigen Böschung, sondern z. T. mehrere Meter davor in dem fortgeräumten Teil gelegen hat; einige Zeichnungen annähernd aus der Vertikalebene der Einschnittsmitte sind des Vergleiches wegen deshalb zugefügt.

Ist das Profil also auch nicht eine auf den Meter genaue Zeichnung der in den jetzigen Böschungen vorliegenden Verhältnisse, so gibt es doch alles Wesentliche völlig richtig wieder; besonders ist die Hauptsache: die Überlagerung des frischen jungen Geschiebemergels und des frischen Diluvialkieses auf dem stark gestörten verwitterten, zersetzten, alten Diluvium an den entscheidenden Hauptstellen nicht Kombination, sondern direkte fortlaufende Zeichnung, die für jede Seite des Einschnittes an je einem Tage auf einmal gemacht wurde, so daß diese Teile des Profils absolut genau sind und jederzeit durch Aufgrabung zu kontrollieren wären.

Ebenso beruhen die vertikalen Maße natürlich nicht auf genauen Messungen, die bei der Art des Abbaues eben nicht möglich waren, sondern auf vergleichweisen Schätzungen, und die Zeichnungen mit den geschätzten Verhältnissen sind dann zum Schluß in den genauen Aufriß der fertigen Böschungen eingetragen.

Der Aufschluß ist m. W. zur Zeit seiner besten Entwicklung leider von keinem weiteren Fachgenossen studiert; der dänische Staatsgeologe Dr. MADSEN sah ihn im Herbst 1909 immerhin noch leidlich gut und war mit mir in der Auffassung der Verhältnisse ganz einig, bestätigte mir auch, daß derartige Verhältnisse im Osten der Halbinsel nicht — jedenfalls aus Tagesaufschlüssen nicht — bekannt seien.

Was mir von vornherein schon, als der Einschnitt noch ganz klein und schmal war, auffiel, war der Umstand, daß nie beide Böschungen symmetrisch waren, sondern immer verschiedene Bilder zeigten.

Der nordwestliche Teil des ganzen Einschnittes etwa 100 m

südöstlich der Chausseekreuzung bis zum Nordermoor zeigte nur Diluvialsande ohne irgend welche bemerkenswerten Erscheinungen; er war im wesentlichen fertig und abgebösch, ehe an dem südöstlichen Hauptteil irgend etwas Wesentliches zu sehen war. An der Chausseekreuzung soll in etwa 3—4 m Tiefe, und am Ende am Nordermoor soll auf den Sanden zeitweilig etwas steiniger Lehm beobachtet sein.

Der südöstliche Hauptteil des Einschnittes zeigte zuerst bis in den Sommer 1909 im wesentlichen nur Oberen, völlig frischen, großenteils blaugrauen bezw. fast schwarzgrauen, sehr kreidereichen Geschiebemergel, unter dem mächtige Spatsande von großenteils normaler, durch nichts auffälliger Beschaffenheit zum Vorschein kamen, die in der Mitte völlig durchstießen, bezw. nicht mehr von Geschiebemergel bedeckt waren.

Zum erheblichen Teil — besonders in der ersten Zeit des Abbaus — waren diese Spatsande unter dem frischen Geschiebemergel ebenfalls völlig frisch, kalkhaltig und normal; nur an einzelnen Stellen zeigten sie eine kalkfreie bezw. eisenschüssige, stark verwitterte Beschaffenheit, doch war der Zusammenhang dieser verwitterten Stellen mit den frischen Spatsanden wegen der Art des Abbaus und der fast immer verstürzten Böschungen damals nicht einwandfrei zu beobachten.

Der Geschiebemergel enthielt sehr zahlreiche, z. T. recht große Schlieren und Nester von frischen Spatsanden und von frischem, kalkhaltigem Kies, z. T. echte, kleine Geschiebepackungen, daneben aber auch eine ganze Anzahl Nester von eisenschüssig verwitterten, kalkfreien Spatsanden, die im Sommer 1908 auf der NO.-Seite des Einschnittes eine Art Zone bildeten, unter welcher der Geschiebemergel fast schwarzgrau, über der er grünlichgrau gefärbt war, so daß ich zeitweise den Verdacht hatte, daß hier zwei verschiedene Geschiebemergel unter fast völliger Ausquetschung der trennenden Schichten zusammengeschoben wären. Bei weiterem Fortschreiten des Abbaus zeigte es sich aber, daß hier doch ganz sicher ein einheitlicher Geschiebemergel vorliegt, der nur durch schichtweise Aufnahme verschiedenen Ursprungsmaterials schlierig und verschiedenartig ausgebildet ist. Zum aller-

größten Teil ist dieser Geschiebemergel völlig frisch, dunkelblaugrau, sehr kreidereich, nach der Oberfläche zu auf 3—4 m braun gefärbt mit sehr geringer Lehmrinde; in der Nordostwand war zeitweise eine sehr lang gezogene rotbraune, sehr tonige Schliere mitten im blaugrauen Mergel zu beobachten; der Mergel war großenteils so fest, daß er mit Dynamit gesprengt werden mußte.

Unter diesem bis über 18 m mächtigen, völlig frischen Geschiebemergel mit seinen zahlreichen großen Sand- und Kiesnestern trat nun im Sommer 1909 plötzlich an zahlreichen Stellen an der Unterkante unter sehr gestörten Lagerungsverhältnissen ein völlig verwittertes, kalkfreies, zum erheblichen Teil eisenschüssiges, älteres Diluvium zutage, bestehend aus völlig kalkfreien, hellen Kiesen, z. T. aus stark verlehnten Kiesen, sehr eisenschüssigen Kiesen und groben Sanden sowie kalkfreien, hellen, feinen Sanden und endlich aus stark eisenschüssigen, feinen Sanden, die z. T. schon eine Art lockeren Sandstein mit eisenschüssigem Bindemittel bildeten. Außerdem traten in und unter diesen stark eisenschüssigen Sanden noch eigentümlich kalkfreie, braunstreifige Sande auf, die durch feinverteilte humose (braunkohlenartige) Substanz gefärbt und gestreift waren. Daß diese hellen und gelben, kalkfreien Sande und die stark eisenschüssigen Sande und z. T. verlehnten, kalkfreien Kiese ein verwittertes älteres Diluvium, eine alte Landoberfläche darstellen, war im ersten Moment klar, so auffallend war der Gegensatz und die haarscharfe Grenze zu dem blaugrauen, frischen Oberen Geschiebemergel und dem frischen Oberen Kies. Der ganze Einschnitt ist völlig wasserfrei bis auf eine minimale Wasserstelle in den Oberen Sanden, so daß zirkulierendes, eisenhaltiges Grundwasser an der Zersetzung und Ferra-tisierung dieser alten Schichten nicht beteiligt sein kann; daß hier im Untergrunde sehr viel älteres, stark zersetztes Diluvium vorhanden sein mußte, war aus den gelben, verwitterten Sand-schlieren, die ringsum abgeschlossen, mitten in dem völlig frischen, blaugrauen, wasserundurchlässigen Geschiebemergel steckten, schon vorher klar gewesen; sie liegen dort als

losgerissene aus dem Untergrunde aufgenommene quasi Geschiebe oder Schollen verschleppt; hier lag nun die alte verwitterte Landoberfläche zusammenhängend unter diesem frischen Geschiebemergel unmittelbar darunter.

Ganz schlüssig wurde aber der Beweis einige Wochen später auf der Südwestseite des Einschnittes gegenüber der Arbeiterkantine. Dort kamen unter dem absolut frischen Geschiebemergel unmittelbar über- und nebeneinander in demselben wasserfreien Horizont sowohl stark eisenschüssig verwitterte, völlig kalkfreie Kiese mit ganz zersetzten Gneisen und großen Flintgeröllen und völlig frische, sehr stark kalkhaltige, helle Kiese vor, letztere z. T. auf den verwitterten Kiesen ohne jede Zwischenschicht aufliegend.

Wenn irgend etwas noch an dem völlig schlüssigen Beweise gefehlt hätte, so war es das Auftreten dieser groben, völlig verwitterten Kiese unmittelbar neben und unter absolut frischen Kiesen unter denselben äußeren Umständen und ohne trennende Zwischenschicht, denn wenn jemand den Einwand machen wollte, die Zersetzung und Entkalkung der Sande und Kiese könnte auch unter dem frischen Geschiebemergel nachträglich vor sich gegangen sein, so versagt dieser Einwand völlig bei so groben Kiesen, die (wegen der zahlreichen groben Flintgerölle) wenigstens 20—24 % Kalkgeschiebe enthalten haben müssen und unter und neben eben so groben, aber völlig frischen, sehr kalkhaltigen Kiesen liegen; diese letzteren sind ebenso wie der frische Geschiebemergel ganz offensichtlich jungglaziale Aufschüttung auf der verwitterten altdiluvialen Landoberfläche. Durch eisenhaltiges Grundwasser entkalkt und metasomatisch verändert können die kalkfreien Sande und Kiese schon deshalb nicht sein, weil sie z. T. mit ganz kalkfreien aber auch ganz hellen und eisenfreien Sanden und Kiesen zusammenliegen bzw. von solchen unterlagert werden. Es ist also hier von neuem und einwandfrei erwiesen, daß der mächtige, ganz frische Obere Geschiebemergel mit nur ganz geringer Verwitterungsrinde bis ganz in den Westen der Provinz Schleswig-Holstein reicht und auch hier auf ganz verwittertem und tiefgründig zersetztem altem Dilu-

vium liegt, ebenso wie bei Elmshorn, Ratzeburg, Krützen, Parchim¹⁾, Lüneburg und Glindow; es ist derselbe frische, mächtige Obere Geschiebemergel, wie er noch weiter nordwestlich am Emmerleffkliff zu finden ist und dort ebenso in so frappantem Gegensatz steht zu dem nur wenig weiter westlich gelegenen, völlig — fast 20 m tief — verwitterten Geschiebelehm des roten Kliff auf Sylt (vergl. dieses Jahrb. 1907 S. 581—586).

Die Sande, die in dem tiefsten Teil des Einschnittes unter diesem mächtigen, frischen Oberen Geschiebemergel liegen, sind 12—15 m mächtig und werden in der Mitte auf etwa 50—70 m Erstreckung nicht mehr von dem sich hier ganz auskeilenden Geschiebemergel bedeckt, sondern nur von Geschiebesanden mit einzelnen Kiesnestern und Kiesstreifen; diese ganzen 12—15 m mächtigen Sande sind hier, soweit sie untersucht werden konnten, völlig kalkfrei, größtenteils aber ganz hell. Wenn sie auch ziemlich feinkörnig sind, also wohl nie einen sehr großen Kalkgehalt gehabt haben, so ist doch die Mächtigkeit der Entkalkungszone von 12—15 m für postglaziale Verwitterung ebenfalls ganz erheblich zu groß; sie entspricht genau der Mächtigkeit der interglazialen Verwitterungszone im Ratzeburger Bahneinschnitt.

Unter diesen kalkfreien, hellen Sanden kommt in der Mitte des Einschnittes eine Bank eines älteren, festen, blaugrauen Geschiebemergels zutage, die stark gestört und unregelmäßig gelagert ist und großenteils eine 2—5 dm, ja an einer Stelle 1,75 m starke, gelbbraune bzw. rotbraune Verwitterungsrinde (kalkfreien Lehm) zeigt. Dieser Geschiebemergel, der stellenweise sehr steil in den Untergrund abfiel, wird unterlagert von außerordentlich stark gestörten, kalkfreien oder annähernd kalkfreien, glimmerhaltigen bez. glimmerreichen Sanden mit zahlreichen feinen Streifen dunkelbrauner, humoser Substanz (größtenteils wohl umgelagertes Miocän), die nicht nur im großen sehr stark gefaltet, sondern auch im speziellen ganz intensiv gekräuselt und gefältelt sind.

¹⁾ C. GAGEL: Zur Frage des Interglazials. Zentralblatt f. Min. 1905, S. 673—678. Über die Entstehung und Beschaffenheit der Parchimer Interglazialschichten. Zentralblatt 1906, S. 60—72.

Die Sande zwischen dem Oberen und Unteren Geschiebemergel sind größtenteils deutlich diskordant geschichtet, stellenweise auch annähernd parallel geschichtet und zeigen sowohl Aufrichtungen und Störungen parallel der Unterkante des Oberen Geschiebemergels als auch in sich noch Störungen (kleine Verwerfungen?). Ganz im SO. des Einschnittes am Beginn liegen teils unter dem Oberen Geschiebemergel bzw. unter den stark verwitterten eisen-schüssigen Unteren Sanden, teils außen an den Oberen Geschiebemergel angelagert sehr stark gestörte, schwarze, steinfreie Tonmergel, die ganz intensiv gefaltet und offenbar teilweise vom Inlandeise verschleppt sind; sie sind ersichtlich älter als die stark verwitterten Unteren Sande und zeigen stellenweise noch eine 2—3 m mächtige, braune, kalkfreie Verwitterungszone, die allerdings jetzt ebenso steil steht wie der ganze Tonkomplex, bzw. sogar etwas nach unten überkippt ist. Es sind offenbar dieselben Tone, die früher in der Ziegelei Süderstapel verarbeitet wurden und von MEYN auf seiner Übersichtskarte als altes Diluvium (Brockenmergel usw.) dargestellt sind.

Von W. WOLFF ist neuerdings zur Diskussion gestellt worden, ob diese schwarzen »Tone« nicht mit dem Pliocän-Ton von Sylt parallelisiert werden könnten¹⁾. Die Unmöglichkeit einer derartigen Parallelisierung ergibt sich aus dem Umstand, daß diese schwarzen »Tone« in Wirklichkeit recht kalkhaltige Tonmergel sind, was in das Pliocän, die Periode der intensivsten Gesteinszersetzung (»Kaolinsande«) absolut nicht hineinpaßt.

Die ältere Geschiebemergelbank ist offenbar schon vor Ablagerung der sie überlagernden Sande stark gestört und größtenteils zerstört worden; einzelne isolierte Partien dieser älteren Grundmoräne treten ohne Zusammenhang auch noch an anderen Stellen stets im Liegenden der stark eisen-schüssig verwitterten Grande auf.

Es ist also auch hier wie bisher bei allen Aufschlüssen im älteren verwitterten Diluvium die besonders starke Verwitterung,

¹⁾ W. WOLFF: Geologische Beobachtungen auf Sylt. Zeitschr. der D. Geol. Ges. 1910, S. 60.



Verlehmung und Ferrettisierung an die gröberen Kiesbänke gebunden, die feinkörnigen Sande sind nur entkalkt und nur teilweise intensiv gelb gefärbt durch Eisenhydroxyd, aber nicht so offensichtlich und stark zersetzt, entsprechend ihrem von vornherein geringen Feldspatgehalt.

Der Aufschluß beweist auf das eklatanteste die völlige Grundlosigkeit der neuerdings von Herrn Dr. OLBRICHT aufgestellten Behauptungen von den »älteren interglazialen Höhenrücken, die von den jüngeren Moränen nur umkleidet sind« — »nur an der östlichen Seite der interglazialen Höhenrücken (Inselberge) liegen mächtige Würmmoränen« —, wie OLBRICHT sagt. Der Höhenzug von Süderstapel ist ein typischer Vertreter der schleswigschen Heide-Höhenrücken, der jütischen »bakke øer«; der junge Obere Geschiebemergel zieht sich im Nordwesten und Südosten bis auf die Höhe des Höhenrückens hinauf und überzieht ihn bis auf eine minimale Lücke völlig.

Offenbar ist auch der ursprüngliche Kern des Höhenrückens nicht durch Erosion herausmodelliert, sondern ganz wesentlich aufgepreßt durch das letzte Eis, wie die Schichtenstörungen in ihm beweisen.

Weiter nach NW. zu besteht fast der ganze übrige Einschnitt, wie schon erwähnt, nur noch aus Sanden; an der Brücke der Chausseeüberführung ist nach Angaben des bauleitenden Bahningenieurs zeitweise eine etwa 1 m starke Schicht von braunem »Lehm mit Steinen« aufgeschlossen gewesen, etwa 3–4 m unter der Oberfläche, die sich nach beiden Seiten auskeilte, und ganz im NW. am Abfall zur Treeneniederung hat auf den hier ziemlich grandigen Sanden stellenweise eine bis 2 m mächtige, steinige Lehmschicht gelegen; ich habe beide Stellen nicht während des Baues gesehen, sondern erst, als sie schon abgebösch waren.

An der Stelle, wo der Einschnitt unter dem Geleise der Kreisbahn durchgeführt ist, waren bei der Fundamentierung der dort gebauten Brücke etwa 4 m mächtige, ganz ungeschichtete, gelbe, feine Sande zu sehen, unter einer dünnen Schicht von Geschiebesand. Diese Sande waren völlig kalkfrei, völlig ungeschichtet, soweit ersichtlich auch ganz steinfrei und fielen

mir sofort durch ihre eigentümliche Strukturlosigkeit auf, für die ich keine plausible Erklärung finden konnte; ich vermag keine begründete Ansicht über die Art ihres Absatzes zu äußern (fossile Düne?); sie sind jedenfalls älter als der Geschiebesand und schienen mir durch Eisdruck gepreßt zu sein.

Diese selben merkwürdigen, feinen, gelben Sande waren auch weiter nordwestlich an der Stelle des jetzigen Stationsgebäudes zu beobachten, etwa 2 m unter der Oberfläche im Bahnplanum; hier ist in ihnen eine Bohrung angesetzt, die sie noch etwa 4,7 m mächtig angetroffen hat, und unter ihnen eine 8 dcm mächtige Moorschicht bezw. moorige Schlammschicht mit sehr vielen Holzresten von *Pinus silvestris*, *Betula alba*, ferner mit *Stratiotes aloides* und *Cenococcum geophilum* (nach Bestimmungen von Dr. STOLLER).

Daß diese Moorschicht unter dem gelben Sand und Geschiebesand in etwa 6,7—8 m Tiefe altdiluvial bzw. interglazial ist, kann keinem Zweifel unterliegen nach dem ganzen Schichtenverband, der Topographie, Höhenlage usw.

Unter diesem interglazialen Moor lag noch etwa 1 m schlammiger, schmieriger Sand und darunter der Untere Geschiebemergel: sehr fest, sehr steinig, blaugrau und schwer zu durchbohren und zwar:

- 2,5 m steiniger Mergel,
- 4,5 » grober steiniger Kies,
- 1,3 » mergeliger Kies,
- 6,0 » harter steiniger Mergel,

zusammen 13,2 m Unterer Geschiebemergel,

unter welchem noch etwa 3—4 m grober, weißer Sand mit aufsteigendem Wasser getroffen wurde.

Nicht weit davon wurde bei einer anderen Bohrung im Bahnplanum der Untere Geschiebemergel unter gelbem Sand und Moor und über dem Wasserhorizont 23 m mächtig angetroffen.

Eine Bohrung an der Arbeiterkantine, etwa 50 m NO. von dem Bahneinschnitt (senkrecht zu der Stelle gemessen, wo der ganz verwitterte grobe Kies unter dem Oberen Geschiebemergel und unter dem frischen oberdiluvialen Kies liegt), ist ebenfalls auf etwa

32—33 m Tiefe heruntergebracht; sie hat unter etwa 4 m Oberen — gelben — Sanden zuerst etwa 15 m blauen, festen, steinigen Mergel (den Oberen Geschiebemergel des Einschnitts) und dann darunter liegende, erhebliche Sand- und Kiesschichten sowie endlich mehr als 10 m sehr festen, blaugrauen, steinigen Mergel getroffen, unter dem 3—4 m sehr wasserreiche, grobe, weiße Sande erbohrt wurden. Daß diese tieferen 10 m Mergel der Untere Geschiebemergel sind, der gerade an der Stelle im Bahnplanum angeschnitten ist und z. T. steil in die Tiefe schießt, ist nach der Höhenlage ganz zweifellos, ebenso auch nach der Lage des Wasserhorizontes mit dem aufsteigenden Wasser; die Sande unter dem Oberen Geschiebemergel sind hier nahezu völlig wasserfrei.

Der Untere Geschiebemergel erreicht also hier Mächtigkeiten von 10—23 m. Diese bei Gelegenheit des Bahnbaues gemachten Aufschlüsse und Bohrungen werden nun auf das glücklichste ergänzt durch einige ältere Bohrungen und Brunnengrabungen in und beim Dorf Süderstapel, deren Kenntnis ich dem dortigen Bohrunternehmer Hrn. FR. IVERS verdanke.

Dieser ungewöhnlich intelligente und gut beobachtende Mann, der Lehm, Mergel, schwarzen Diluvialton und miocänen Glimmer-ton sehr gut unterscheidet und nach allen wesentlichen Kennzeichen genau beschreibt und kennt, wie ich aus Stichproben erfahren habe, hat mir im Januar 1910 eine ganze Anzahl Bohrungen aus Süderstapel und Umgebung aus seinen Bohrregistern mitgeteilt, die für die Kenntnis des dortigen Diluviums von großer Wichtigkeit sind.

So wurde im Dorfe Süderstapel dicht neben der jetzigen Kreisbahnstation ein Brunnen gegraben, der 9—10 m gelben und gelbgrauen Lehm ergab, ziemlich fest, steinig, aber völlig kalkfrei; er ist alle 10 cm mit Salzsäure geprüft, weil man die etwa 40 Fuder, die beim Brunnengraben herauskamen, zum Mergeln brauchen wollte, und hat nicht die Spur Kalkgehalt gezeigt; die Bohrung liegt etwa 1400 m westlich vom Bahneinschnitt am Ende des eigentlichen Höhenzuges in etwa 14 m Meereshöhe. Daß diese 10 m Lehm nicht durch postglaziale Verwitterung entstanden sein können, ist ohne weiteres klar nach der sehr geringen Mächtigkeit der Verwitterungsrinde im Oberen Geschiebemergel des Bahn-

einschnittes; hier liegt also eine ungemein tiefgründige, 10 m mächtige Verwitterung eines älteren (Unteren) Geschiebemergels vor. Der Untere Geschiebemergel im Bahneinschnitt zeigt natürlich deshalb die sehr viel schwächere Verwitterungsrinde von 1,75 m, weil er noch von den mächtigen, verwitterten, altdiluvialen Sanden und Kiesen bedeckt ist; dieser vollständig zersetzte Geschiebelehm im Dorf liegt frei an der Oberfläche. Unter diesen 9—10 m Lehm liegt wieder der Wasser führende Horizont wie sonst unter dem Unteren Geschiebemergel der Gegend und in den Bohrungen am Bahneinschnitt.

In der Bohrung bei Hans Jensen in Süderstapel wurden 9 m gelber, steiniger Lehm gefunden, darunter etwas lehmiger Sand mit ganz wenig Wasser, darunter 25 m fester, blaugrauer, steiniger Mergel, der aber damit nicht durchbohrt wurde; die Bohrung ist ergebnislos — ohne Wasser zu finden — eingestellt.

In drei weiteren Bohrungen im Dorfe Süderstapel beim Amtsvorsteher, bei der Post und bei Besitzer Harmsen ist gleichmäßig unter 8—9 m gelbem bzw. gelbgrauem Lehm (der aber hier nicht mit Salzsäure untersucht, sondern nur nach dem Augenschein bestimmt wurde, aber sicher keine Kreidebrocken enthielt) etwa 40 m sehr fester, blaugrauer, kreidereicher, steinreicher Mergel gefunden, und unter diesem eine etwa fußstarke Muschelschicht mit sehr vielen großen, runden, glatten Muscheln und kleinen, rundlichen, faltigen Muscheln, von denen sehr viele heil und unzerbrochen herauskamen. Die kleinen, runden, »faltigen« Muscheln müssen nach einer Zeichnung von Hrn. IVERS Cardien gewesen sein. »Austern waren wohl nicht dabei, die kenne ich ganz gut; Miesmuscheln waren ganz gewiß nicht dabei« sagt Hr. IVERS, so daß die Art der großen »runden« Muscheln leider nicht sicher zu bestimmen ist. Nach meinen Erfahrungen im Westen des Kaiser-Wilhelmkanals kann es sich dabei aber kaum um etwas anderes handeln als um die Fauna der Eemzone¹⁾ (*Tapes aureus eemensis* (*Cyprina islandica*?); *Cardium edule*, Gastropoden), die stellenweise in einem unglaublichen Reichtum an Formen und Exem-

¹⁾ MADSEN, NORDMANN, HARTZ: Eemzonerne, Studier over Cyprinaleret og andre Eem Alejringer. Kjøbenhavn 1908, besonders p. 194.

plaren vorhanden ist, so daß einzelne Bohrproben ganz damit erfüllt sind bezw. nur daraus bestehen und daß auf den Ablagerungsflächen des Kanals zwischen Kilometer 35 und 40 zeitweise viele Tausende davon herumlagen.

Sollte sich diese kaum von der Hand zu weisende Vermutung in diesem Gebiet bei Süderstapel durch eine neue Bohrung einwandfrei beweisen lassen, so würde damit der letzte Zweifel an dem Alter der Eemzone als Erstes Interglazial behoben sein!

Unter der Muschelschicht in Süderstapel lagen 3—4 m weißer, scharfer, stark wasserführender Sand (Spatsand).

Dieselbe starke Muschelschicht mit den sehr vielen, runden, großen und glatten Muscheln ist ferner in etwa 60 bezw. 70 m Tiefe in einigen Bohrungen bei Lehmsiek bei Schwabstedt und in Hollbüllhusen ebenfalls über stark wasserführenden Spatsanden getroffen; in Hollbüllhusen lagert zwischen dem 50 m mächtigen, blaugrauen Mergel, der hier ebenfalls noch von 10 m gelbem bezw. gelbgrauem Lehm bedeckt ist, und der Muschelschicht noch eine dünne Schicht von braunem und schwarzem, festem Holz. Auch bei Lehmsiek zeigte der über 60 m mächtige, blaugraue Mergel oben eine viele Meter mächtige, gelbe bezw. gelbgraue Lehmschicht; daß hier und in Hollbüllhusen diese obersten bis 10 m mächtigen, gelben bezw. gelbgrauen Schichten Lehm und nicht Mergel waren, wurde aus dem völligen Fehlen der Kreidestücke geschlossen, die in dem tieferen, blaugrauen Mergel reichlich enthalten waren. Ebenso wurde nordöstlich von Süderstapel bei Brunsholm (Bergenhuse, Besitzer Konrad Bielfeld) eine Bohrung ausgeführt, die 8 m gelben Lehm mit Steinen, darunter etwas gelben, schmierigen Sand mit ganz wenig Wasser, dann über 50 m blauen, festen, steinigen Mergel mit Kreide und endlich in 60—65 m Tiefe wieder die muschelführende Sandschicht mit sehr reichlichem Wasser traf; beim Besitzer Sievers in Bergenhuse wurden nur 8 m gelber, steiniger Lehm über der Wasserschicht gefunden.

Hr. IVERS beobachtet den Kalkgehalt bezw. die Kreideführung der Mergelschichten so genau, weil er öfter die Erfahrung gemacht hat, daß unter dem kreidefreien, gelben Lehm meistens verhältnismäßig schnell Wasser zu finden ist, im kreidereichen Mergel

aber meistens 4—6 mal so tief gebohrt werden muß; Hr. IVER hat auch mehrfach mit Salzsäure festgestellt, daß dort grauer, steiniger, aber kalkfreier Lehm vorkommt von erheblicher Mächtigkeit, der sich von dem kreidereichen grauen Mergel durch erheblich geringere Festigkeit unterscheidet.

Ich kann diese Beobachtung von Hrn. IVERS von zwei anderen Stellen bestätigen, nämlich aus der Gegend von Husum und aus der Umgebung von Elmshorn, wo ich ganz dasselbe beobachtet habe; auch bei Grünenthal kommen solche grauen (nicht gelben), kalkfreien Geschiebelehme vor. Solcher hellgrauer bis blaugrauer Lehm von 8—10 m Mächtigkeit ist z. B. weiter westlich bei Drage mehrfach erbohrt, so beim Besitzer Kindt 8—10 m Lehm über 40 m blaugrauem, festem Mergel; in 56—60 m lag der Wasserhorizont; beim Besitzer Schlüter wurden etwa 8 m Lehm über 20 m festem Mergel gefunden, darunter einige Meter feiner Sand mit Wasser, weitere 5 m Mergel und endlich wieder weißer, scharfer Sand mit Wasser, und so noch mehrere ähnliche Brunnen.

Die wasserführende, weiße Sandschicht mit den zahlreichen großen, runden Muscheln ist auch weiter NW. in Winnert bei Husum in 43—53 m Tiefe gefunden, unter mehr als 25 m festem, blaugrauem Mergel; die obersten Schichten dieser Bohrung waren Hrn. IVERS nicht mehr erinnerlich; eine andere Bohrung in Winnert beim Besitzer Petersen ergab etwa 5 m Lehm, darunter etwa 7 m Mergel, endlich feinen, weißen Sand mit Wasser.

Die vorerwähnte wasserführende Muschelschicht ist auch auf der andern (Ost-)Seite von Süderstapel im Dorfe Erfde in der Bohrung beim Besitzer Madsen gefunden; diese Bohrung ergab

| | | |
|----------|------|--|
| etwa | 1 m | gelben, steinigen Lehm, |
| » | 12 » | gelben Sand mit vielem (aber schlechtem) Wasser, |
| » | 50 » | blauen, festen, steinigen Mergel mit vielen trockenen Kiesschichten, |
| darunter | 6 » | grogen, scharfen, weißen Sand mit der Muschelschicht und vielem, gutem Wasser. |

Der Meierei-Brunnen ergab

| | | |
|----------|------|---|
| etwa | 2 m | gelben, steinigen Lehm, |
| darunter | 10 » | gelben Sand mit schlechtem Wasser (nur zum Kühlen zu gebrauchen); |

ein ähnliches Ergebnis lieferte die Brunnenbohrung bei Besitzer Sohrt in Erfde.

Es ist also hier in Erfde eine dünne Obere Grundmoräne, 10—12 m gelbe Untere Sande mit Wasser, 50 m Unterer Geschiebemergel und unter diesem wieder die Muschelschicht und der Haupt-Wasserhorizont gefunden; in dem Bahneinschnitt von Erfde war der Obere Geschiebemergel in 3 bis über 5 m Mächtigkeit über erheblich mächtigen Unteren Sanden aufgeschlossen.

Die Bohrung für den Bahnhofsbrunnen in Erfde ergab:

| | |
|-----------|------------------------------------|
| 0 — 2 | m lehmiger Kies, |
| 2 — 26,9 | » grauer, steiniger Mergel, |
| 26,9—27,2 | » weißer Sand trocken, |
| 27,2—29,5 | » grauer Mergel und grauer Ton, |
| bei 29,5 | » ein sehr großer Stein, |
| 29,5—36,8 | » weicher, grauer Ton ohne Steine, |
| 36,8—40,5 | » sehr fester Ton, |
| 40,5—45 | » grober, weißer Sand mit Wasser. |

Dies Bohrregister stammt von dem sehr zuverlässigen Bohrunternehmer Hrn. THOEL in Rendsburg. Proben sind leider nicht vorhanden, ich vermute, daß hier am Bahnhof Erfde also die Obere Moräne ganz fehlt und von 2—40 m Tiefe wieder der Untere Geschiebemergel mit steinfreien Toneinlagerungen getroffen ist, wenn hier nicht beide Moränen ohne Zwischenschicht aufeinander liegen.

Eine letzte Bohrung im Osten des Dorfes Süderstapel endlich ergab unter etwa 5 m gelbem Sand über 25 m blauen, steinigen festen Mergel und schwarzen kalkhaltigen Ton » wie im Bahneinschnitt und in der alten Ziegelei« (nach Angaben von IVERS), darunter bis zu 35 m Tiefe wasserführenden Sand; hier ist also nochmals der Obere Geschiebemergel in demselben Schichtverbande wie im Bahneinschnitt getroffen; wo die Grenze von Mergel zum unterliegenden Ton lag, bzw. wie mächtig der Mergel war, wußte Hr. IVERS nicht mehr genau.

In der schon vorher beschriebenen Brunnenbohrung beim Amtsvorsteher in Süderstapel, die 8—9 m Lehm, etwa 40 m blauen, festen Mergel, 4 m scharfen, weißen Sand mit den großen, runden Muscheln und den Herzmuscheln ergeben hat, wurden unter diesem letzten, 4 m mächtigen, weißen Muschelsand mit der Wasserschicht

noch mehr als 20 m pechschwarze Tone von »ganz ungewöhnlicher« Beschaffenheit gefunden, die weder mit dem schwarzen Ton des Bahneinschnittes und der Ziegelei Süderstapel, noch mit dem miocänen Glimmerton übereinstimmen, der vielfach in der Gegend erbohrt wurde. Diese schwarzen Tone färben beim Umrühren und Aufweichen mit Wasser dieses ganz schwarz, was Hr. IVERS sonst noch nie in dieser Weise beobachtet hat; sie wurden nicht durchbohrt (»Blanke ler«? umgelagertes Eocän??).

Wir haben also hier in und bei Süderstapel auf $1\frac{1}{2}$ —2 km Entfernung voneinander entfernt, unter ganz denselben äußeren Bedingungen, einen blaugrauen Geschiebemergel von z. T. recht großer Mächtigkeit, der eine höchstens $1\frac{1}{2}$ m mächtige gelbe Verwitterungszone hat, aber auf intensiv verwitterten, zersetzten, älteren Schichten (mit interglazialen Torf) liegt, und einen zweiten tiefer gelegenen Geschiebemergel, der im Profil, wo er größtenteils schon abgetragen bez. von verwitterten Kiesschichten bedeckt ist, eine geringe Verwitterungsrinde bis zu 1,75 m zeigt; da, wo er an der Oberfläche liegt, aber 8—9—10 m tief zersetzt, verwittert und entkalkt ist und überall auf einem, meistens muschelführenden, Wasserhorizont liegt, sich mit derselben mächtigen Verwitterungszone im Hangenden und demselben muschelführenden Wasserhorizont im Liegenden erheblich weiter nach W., NW. und N. verfolgen läßt und weiter im Osten und Südosten ebenfalls wieder zwischen Oberem Geschiebemergel und den wasserführenden Muschelsanden (Eemzone?) liegt.

Es sind genau dieselben Verhältnisse wie im Südwesten der Provinz bei Elmshorn, wo auch auf nur 2—3 km Entfernung ganz frischer Oberer Geschiebemergel (unter 3 m Sand und ohne Lehmrinde) neben 18—27 m tief völlig verwittertem, älterem Geschiebelehm liegt, und wo unter der frischen Oberen Moräne und — in Form verschleppter Schollen in dieser frischen Moräne — ein bis 21 m tief entkalktes und verwittertes, älteres Diluvium liegt, ebenfalls in Verbindung mit interglazialen humosen Ablagerungen¹⁾.

¹⁾ C. GAGEL, Über einige Bohrerergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglazial bei Elmshorn. Dieses Jahrb. 1904, XXV, S. 246.

Noch schärfer als durch diese Tatsachen läßt sich m. E. der Beweis für die außerordentlich intensive interglaziale Verwitterung im Westen Schleswig-Holsteins (zu der natürlich noch kumulativ die postglaziale Verwitterung zugekommen ist) und für das hohe Alter der bis 9—10 m, ja bis 18 und 27 m tief verwitterten westlichen Grundmoränen nicht führen.

Dieselben Verhältnisse scheinen nach neueren Bohrungen auch im Hamberge bei Burg i. D. zu herrschen. Hier ist durch sehr zahlreiche Bohrungen für den neuen großen Bahneinschnitt festgestellt, daß dicht nebeneinander ganz frischer Geschiebemergel mit minimaler Verwitterungsrinde und sehr intensiv verwitterte, bis zu 14—19 m Tiefe entkalkte und zersetzte Grundmoränen liegen, die großenteils auch noch dunkelgrau bezw. braungrau sind. Auch hier wird wohl der projektierte große Einschnitt demnächst völlige Klarheit schaffen.

Daß diese gewaltigen Unterschiede in der Zersetzung und Entkalkung der Moränen nicht auf einer verschiedenen »Durchspülung« mit Grundwasser beruhen können, wie neuerdings Hr. LEPSIUS behauptet hat, um diese für seine Auffassung der Eiszeit höchst verderblichen Tatsachen aus der Welt zu schaffen, ist für jeden, der unsere Geschiebemergel und deren Zusammensetzung genau kennt, ohne weiteres klar. Die — meistens recht kreidereichen — Geschiebemergel in Schleswig-Holstein sind so tonig und wasserundurchlässig, daß sie praktisch stets völlig wasserfrei und oft so fest sind, daß sie bei Bahnbauten mit Dynamit gesprengt werden müssen, weshalb sich das Grundwasser stets auf bezw. unter ihnen staut; bei Burg und Süderstapel liegen außerdem die kalkfreien und die frischen Moränen dicht bezw. unmittelbar nebeneinander unter ganz denselben äußeren Verhältnissen. In den ganz vereinzelt Stellen, wo in der Nähe der Grenzen in dünnen Sandschlieren etwas Wasser in den Geschiebemergeln zirkuliert, sind die von diesem zirkulierenden Grundwasser hervorgerufenen Oxydations- und Zersetzungserscheinungen ganz minimal und beschränken sich auf wenige Zentimeter Tiefe.

Diese tief verwitterten alten Moränen bilden nun aber nicht

die »interglazialen Höhenrücken«, wie neuerdings behauptet ist, sondern im Gegenteil, sie liegen ganz tief in ganz geringer Meereshöhe, und die jungen, frischen Moränen sind nicht nur von Osten angelagert, sondern liegen z. T. oben auf und, soweit sie vorhanden sind, auch im Nordwesten an die Höhen angelagert, und diese jungen Moränen bilden die Höhenrücken.

Das letzte Eis hat sich offenbar in vereinzelt Zungen weit nach Westen bis Emmerleff-Kliff und Süderstapel, Burg und Elmshorn vorgeschoben und das alte Diluvium streckenweise überdeckt, streckenweise aber frei gelassen und ist dann größtenteils ohne Hinterlassung eigentlicher Endmoränen ganz allmählich verschwunden; die letzte Eisbedeckung klingt hier streckenweise — nicht überall — ebenso allmählich und fast unmerklich aus, wie sie es in der Gegend von Halle¹⁾ tut, ohne Hinterlassung eines deutlich markierten Randwalles.

Verfolgen wir die obere, frische Grundmoräne von Süderstapel aus nach Osten zu nach der großen Endmoräne, so sind wir hier mangels vorhandener Kartierung rein auf Bohrerergebnisse angewiesen, die ich meistens ebenfalls den Mitteilungen des Hrn. IVERS verdanke.

Dabei war das erste, was Hr. IVERS mir mitteilte: »im Osten, hinter der sandigen, flachen Geest, gibt es so dicke, gelbe und graue Lehmschichten wie hier bei Süderstapel und im Westen gar nicht, da kommt immer sehr schnell der blaue kreidehaltige Mergel darunter«, ein praktisches, selbständiges Ergebnis, das mit unseren Erfahrungen von den geringmächtigen, jungen Verwitterungsrinden des Ostens sehr gut übereinstimmt.

So wurde in Norderstapel beim Besitzer Juckens gefunden:

| | | |
|----|---|---|
| 3m | { | 5— 6 m Lehm und Mergel, steinig, oben gelb, unten blaugrau, |
| | | 3 » trockner Sand, |
| | | 20 » Mergel sehr hart, fest, steinig, blaugrau, |
| ds | | 5 » gelber Sand mit Wasser. |

¹⁾ Vergl. die Aufnahme der Gegend von Halle durch WEISSERMEL und SIEGERT. Geol. Karte von Preußen und benachb. Bundesstaaten, Lief. 52 und 146.

Beim Besitzer Günz:

7—8 m gelber Sand (ds),
 mehr als 20 » sehr fester, blaugrauer, steiniger Mergel (dm),
 » » 6 » Sand mit reichlichem Wasser (ds).

Zwei Brunnen in Tarp an der Treene (bei Flensburg) ergaben:

dm { oben wenig gelben Lehm,
 etwas trockenen Kies,
 festen blauen Mergel bis 50 bzw. 56 m Tiefe,
 dg darunter bis 56 bzw. 60 m wasserführenden Kies.

Zwei Brunnen in Mechersdorf ergaben folgendes:

1. Meiereibrunnen:

oben dünne gelbe Lehmschicht, darunter
 etwa 5—8 m fester Mergel, darunter
 » 10 » sehr feiner Staubsand mit Wasser, sehr kalkreich,
 verstopft das Filter,
 » 40—50 » Mergel, sehr steinig, sehr fest; die Bohrung wurde wegen
 zu vieler Steine ergebnislos eingestellt.

Beim Besitzer Friedrichs nicht weit davon wurden gefunden:

etwa 25 m Lehm und Mergel (blaugrau, steinig, sehr fest); darunter noch
 18 m tief der feine wasserführende Staubsand, so fein, daß er
 durch das Filter treibt; hier ist der Wasserzufluß geblieben, das
 Wasser steigt bis 1 m unter Tage.

In einer Entfernung von etwa 1—3,5 km hinter (östlich)
 der hier NS.-streichenden »großen« Endmoräne in der
 Mitte der Provinz an Orten, die nicht zu veröffentlichen ich mich
 habe verpflichten müssen, wurden gefunden:

dm { 1. etwa 3 m gelber Lehm mit Steinen,
 » 2 » Sand mit wenig Wasser,
 reichlich 55 m fester blaugrauer Mergel,
 darunter weicher Sand mit Braunkohlenholzstücken, endlich
 in 65—70 m Tiefe scharfer, grauer Sand mit aufsteigendem Wasser
 (+ 6 bis 7 m über Terrain).

2. und 3. Zwei weitere Brunnen in der Nähe hatten dasselbe
 Ergebnis. Ein vierter ergab:

ds 4—5 m gelben Sand mit schlechtem Wasser = Oberer Sand,
 13 » festen Mergel,
 dm { darunter etwas Sand mit wenig Wasser (sehr eisenreich),
 reichlich 70 m festen Mergel,
 darunter der Horizont mit dem aufsteigenden reichlichen Wasser
 bis 100 m Tiefe.

Eine 5te Bohrung dicht daneben ergab:

Om { 3— 4 m gelben Lehm, steinig,
 { 20 » Mergel mit trockenen Sandschichten, darunter
 etwa 45 m weichen, wasserhaltigen Sand mit dünnen, weichen, blauen
 mergeligen Schichten; der Sand war größtenteils so fein, daß
 in einer Nacht 30 Fuder aus dem Bohrloch mit dem Wasser
 heraustrieben; darunter kam
 1 m sehr harter, fester Mergel, endlich grober Sand mit aufsteigen-
 dem Wasser (+ 8 m über Terrain).

Eine 6te Bohrung nicht weit davon ergab:

etwa 70 m Lehm, Mergel und weichen Sand wie vorher; der weiche
 Sand treibt aber nicht zum Bohrloch hinaus; darunter sehr
 festen Mergel und in 70 m Tiefe den scharfen Sand mit
 aufsteigendem Wasser (+ 10 m über Terrain).

Eine letzte (in sehr geringer Meereshöhe gelegene) Bohrung
 ergab:

zu oberst einige Meter weichen Mergel (Ton!), dann einige 50 m
 sehr harten, festen Mergel mit Steinen und dünnen Sandschichten und
 ganz wenig Wasser, darunter 40 m braunen, schmutzigen Sand mit Holz-
 resten und aufsteigendem, aber sehr eisenhaltigem Wasser
 (steigt 7 m über Terrain).

Daß alle diese 7 Bohrungen, die in der typischen Grund-
 moränenlandschaft dicht hinter der »großen« Endmoräne
 angesetzt sind, in dem 25 bis über 60, ja 83 m mächtigen Oberen
 Geschiebemergel in demselben artesischen Horizont stehen, ist nach
 der Situation zweifellos; die Obere Grundmoräne erreicht also auch
 im mittleren Teile von Schleswig-Holstein nahe der Endmoräne
 dieselben ungemeinen Mächtigkeiten wie weiter im Südosten in
 Wagrien¹⁾ an der Endmoräne.

Dieselben Verhältnisse zeigen sich jetzt auch etwas weiter
 südlich längs des ganzen Kaiser-Wilhelm-Kanals.

¹⁾ C. GAGEL: Geolog. Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien II.
 Dieses Jahrbuch 1908, Teil II, S. 400—431. Bei dieser Gelegenheit sei hier
 nachgetragen, daß bei der dort S. 430 veröffentlichten Bohrung 7 (Henriettenhof
 bei Cismar) in 14—35 m Tiefe »fester grüner Ton und blauer Ton mit Steinen
 und Steinschichten« gefunden sind, wie schon berichtet. Diese »Steine und Stein-
 schichten« im »blauen Ton« sind nicht, wie ich mangels jeglicher Proben ver-
 mutete, diluviale, eingepreßte Geschiebe gewesen, sondern nach freundlicher Mit-
 teilung von Herrn Prof. Dr. FRIEDRICH in Lübeck, dem die Proben vorgelegen
 haben, glaukonitische Sandsteine des Paleocäns im Paleocänton.

Dort ist gegenüber Hochdonn bei kil. 19,5—19,7 des Kanals, also ganz im Westen, ein wenig mächtiger (0,2—1,5—1,8, bis etwa 2,5 m, ja stellenweise bis etwa 4 m mächtiger) Geschiebemergel angeschnitten, der in seinen mächtigeren Partien noch völlig frisch und blaugrau ist und z. T. zapfenförmig tief in den Untergrund eingreift. Unter ihm liegen 5—6 m teils helle, teils völlig verwitterte, kalkfreie, eisenschüssige Sande, darunter wieder grauer, frischer Geschiebemergel; die Verwitterung der stark gestörten Sande ist sehr intensiv; der Hiatus zwischen ihnen und der frischen Oberen Moräne bzw. den diese unterlagernden hellen Sanden ist offensichtlich.

Desgleichen lag bei kil. 20,5 im Juli 1910 ein 2—6 m mächtiger, sich stellenweise ganz auskeilender, grauer Geschiebemergel und Geschiebelehm, der nach unten ohne scharfe Grenze übergang in gefaltete, gelbe, ungeschichtete, kalkfreie, sandige Tone und tonstreifige Sande, unter denen Kuppen von hellen, kalkhaltigen Spatsanden und grauem, sandigem Geschiebemergel auftauchten.

Ferner ist in den Einschnitten bei Grünenthal, Lütjenbornholt, Großenbornholt auf der Höhe des Heidehöhenrückens ein wenig mächtiges Oberes Diluvium angeschnitten: Geschiebesande, Spatsande (z. T. noch kalkhaltig), dünne Bänke und Linsen von Oberem Geschiebelehm und Oberem Geschiebemergel, die nach den bisherigen Aufschlüssen hier nicht stärker als 1,5—2 bis höchstens 4 m zu sein scheinen.

Darunter liegen die interglazialen Torflager¹⁾ mit der gemäßigten Flora und den Spuren des paläolithischen Menschen; unter diesen eine unverkennbare, interglaziale Verwitterungszone mit bis zu 1,5 m mächtigen, groben, ganz verwitterten, zersetzten, kalkfreien, eisenschüssigen Kiesen, darunter der frische Untere Geschiebemergel, der z. T. auch noch eine schwache, lehmige Verwitterungsrinde zeigte.

¹⁾ WEBER: Über zwei Torflager im Bett des Nordostseekanals bei Grünenthal. Neues Jahrbuch f. Min. 1891, II, 62—85. C. GAGEL: Über paläolithische Feuersteinartefakte in einem diluvialen Torfmoor Schleswig-Holstein. Zentralblatt für Mineralogie 1910, S. 77—82; 97—98.

Unter der obersten, 4 m mächtigen Bank dieses Unteren Geschiebemergels sind nun im Sommer 1910 im Kies ebenfalls Artefakte des paläolithischen Menschen gefunden, in völlig frischem Kies, der also einer kurzen Oszillation des Eisrandes entspricht; diese ältesten paläolithischen Menschen müssen also schon bis dicht an den Rand der Hauptvereisung vorgedrungen sein!

Im Sommer 1910 zeigten die Aufschlüsse bei Grüenthal-Lütjenbornholt (Westseite des Kanals) sehr schön die Überlagerung des z. T. noch frischen, nicht völlig verwitterten Oberen Geschiebemergels über dem zersetzten, verwitterten, älteren Diluvium und den interglazialen Schichten, unter denen der frische Untere Geschiebemergel auftauchte. Bei km 27,5–27,75 bestand diese 1–1,8 m mächtige Obere Grundmoräne aus einem interglazialen Faulschlamm mit nur wenig eingeknetetem nordischen Material (Sand, Ton und Geschieben); sie zeigte die unverkennbare Moränenstruktur, aber auch noch die blauschwarze Farbe und den charakteristischen Geruch des Faulschlammes, desselben Faulschlammes, der 1 km weiter südlich noch unter den Ausläufern des Torfes mit den paläolithischen Artefakten lag.

Die Kiese und Geschiebesande, in die diese Obere Grundmoräne seitlich übergang, zeigten z. T. Geschiebe von 1—> 3 cbm Größe, waren in ihren unteren Teilen noch frisch und lagen ebenfalls auf den verwitterten, zersetzten, älteren Kiesen und Sanden. Bei der Grüenthaler Brücke erreichte dieser Obere frische Geschiebemergel, der auf zersetzten älteren Sanden und Kiesen liegt, ausnahmsweise bis etwa 4 m Mächtigkeit, und hier lag ebenfalls wieder mitten in dem frischen, braungrauen bis blau-grauen Oberen Geschiebemergel eine ringsum abgeschlossene Schliere des gelben bez. roten, verwitterten, kalkfreien, älteren Kieses, der wenige Meter davon bez. darunter die Unterlage des frischen Oberen Geschiebemergels bildet, und unter dem der frische Untere Geschiebemergel auftaucht.

Eine Bohrung bei der Baracke Grüenthal ergab;

| | |
|---|--------------------------------------|
| 0— 1,6 m Sand | |
| 1,6— 2,7 » gelber Sand ds | |
| 2,7— 5 » Lehm, gelb | } Oberer Geschiebemergel (dm). |
| 5 — 9,8 » »blauer Mergel« | |
| <hr/> | |
| 9,8—20,1 m Sand | |
| 20,1—21,6 » Kies, mergelig | } Vorschüttungs- sande (ds). |
| 21,6—25,4 » Sandmergel (sehr kalkreicher, mergeliger Sand) | |
| <hr/> | |
| 25,4—26,4 m »harter, grauer Lehm« | } Unterer Geschiebe- mergel (dm). |
| 26,4—38,4 » blauer, steiniger Mergel | |
| 38,4—38,6 » Sand | |
| 38,6—45,4 » blauer, steiniger Mergel | |
| 45,4—54,4 » »feiner, schlammiger Sand« | |
| 54,4—54,6 » »Ton« | |
| 54,6—65 » feiner, grauer Sand | |
| 65 —67 » »weicher Ton« | |
| 67 —79 » »tetter Ton«. | |

Die Bohrung wurde ergebnislos — ohne Wasser zu finden — eingestellt.

Zwei Bohrungen am Kanal weiter östlich bei Oldenbüttel in der Senke östlich von dem Grünenthaler Höhenrücken, ergaben:

- 0— 3,6 m gelber Sand

3,6— 7,7 » steiniger Mergel

7,7— 9,8 m »Sandmergel«, trockener, sehr kalkhaltiger Sand

9,8—11,9 » steiniger Mergel

11,9—14,6 » »Sandmergel«

14,6—17,5 » Ton

17,5—24,2 » »Sandmergel«

24,2—28,9 » sehr steiniger Mergel

28,9—29,5 » »Sandmergel«

29,5—42 » sehr steiniger Mergel.
- 0— 1,6 m Aufschüttung

1,6— 2,65 » Moor und Klei

2,65— 8,1 » Tribsand

8,1—12,5 » steiniger Mergel

12,5—14,6 » harter Mergel mit Kreide

14,6—16,5 » »weicher Mergel« (Tonmergel)

16,5—18,7 » harter Mergel mit Kreide

18,7—19 » »Sandmergel«

19 —20,7 » harter Mergel

20,7—21,3 » »Sandmergel«

21,3—22,2 » »fetter Mergel«

22,2—24,5 » »fetter Sandmergel«

24,5—59,5 » Sand ohne Wasser.

Beide Bohrungen waren ergebnislos, eine sichere Gliederung der durchbohrten Geschiebemergelbänke ist also vorläufig nicht möglich; wahrscheinlich ist der Mergel der ersten Bohrung zwischen 3,6 und 7,7 m Tiefe Oberer Geschiebemergel.

Einige Bohrungen bei Breiholz, noch weiter östlich in der Nähe des Meckelsees, ergaben:

1. 0—1,5 m Sand
- 1,5—18 » blaugrauer, steiniger Mergel
- 18 —19 » »Ton« (dunkler Geschiebemergel!)
- 19 —31 » blaugrauer, steiniger Mergel
- 31 —31,3 » grober Sand
- 31,3—33,5 » grauer, sehr steiniger Mergel
- 33,5—37,5 m Glimmerton (Obermiocän?)
- 37,5—38,5 » schwarzer Braunkohlenton (sehr fett!)
- 38,5—39,5 » grüner Tertiärton
- 39,5—44,7 » brauner Tertiärton. } kalkarm!

Die Proben dieser Bohrung habe ich hinterher zur Untersuchung erhalten.

2. 0—2 m Sand
- 2—2,5 » gelber Lehm
- 2,5—16,6 » Mergel
- 16,6—22,4 » sehr steiniger Mergel
- 22,4—24 » weißer Sand
- 24 —28,4 » sehr steiniger Mergel
- 28,4—34 » »fetter Mergel«
- 34 —35 » »Sandmergel«
- 35 —42,7 m »schwarzer fetter Ton«
- 42,7—48,2 » »gelber Ton mit Kalk«.

Beide Bohrungen lassen vielleicht auf einen 26—32 m mächtigen Oberen Geschiebemergel schließen.

Eine dritte Bohrung (Meierei Breiholz) ergab:

- 0—16,5 m »Sandmergel« (sehr kalkreicher, mergeliger Sand),
- 16,5—21,4 » steiniger Mergel
- 21,4—25 » »feiner Sandmergel«
- 25 —34 » »schlammiger Mergel«
- 34 —40,2 » »schwarzer, steiniger Ton«
- 40,2—41 » »blauer, steiniger Mergel«
- 41 —46,8 m »gelber Mergel«
- 46,8—52 » »gelber Mergel mit Kalksteinen«
- 52 —63 » »fetter, gelber Mergel«
- 63 —79,2 » »rötlicher Mergel«

| | |
|------------|--|
| 79,2— 82 | m »grauer Mergel« |
| 82 — 84 | » »rötlicher Mergel« |
| 84 —108 | » »Kalksteine, Kreide« |
| 108 —111,5 | » »sehr harter Kalk« |
| 111,5—116 | » »weiche Schichten«, ohne Wasser zu finden eingestellt. |

Von dieser wichtigen Bohrung liegt leider nur ein Schichtenverzeichnis vor, aber ebenso wie bei den vorhergehenden Bohrungen von dem sehr zuverlässigen und gut beobachtenden Bohrunternehmer Herrn THÖL aus Rendsburg. Danach und nach dessen mir persönlich gegebenen Erläuterungen muß der »schwarze, steinige Ton« in 34—40 m Tiefe eine Lokalmoräne aus aufgearbeitetem Braunkohlentertiär sein, und die tieferen Schichten wahrscheinlich von 41 m, sicher aber von 84 m an werden — auch nach den Erfahrungen bei den Bohrungen von Heide — alle zur Kreide gehören, die in der Gegend noch mehrfach erbohrt ist und in der bei Harmdorf nicht weit davon in 49,4 m Tiefe eine starke Quelle angebohrt wurde.

Eine Bohrung bei der Kolonie Reitmoor ergab:

| | |
|-----------|-------------------------------|
| 0— 3,1 | m brauner Sand |
| 3,1—10,2 | » blaugrauer Mergel |
| 10,2—15,4 | » grauer Ton |
| 15,4—25,7 | » feiner weißer Sand |
| 25,7—30 | » grauer steiniger Mergel |
| 30 —35,2 | » fetter Ton |
| 35,2—38,1 | » weißer wasserführender Sand |

was auf einen 7 m mächtigen Oberen Geschiebemergel schließen läßt.

Eine Bohrung an der Mündung der Jevenau (km 52,1 des Kanals) ergab:

| | |
|-------------|---|
| 0— 2,50 | m Sand |
| 2,50— 4,60 | » lehmiger Kies |
| 4,60—25 | » steiniger Mergel |
| 25 —25,3 | » scharfer grauer Sand |
| 25,3 —26,4 | » »Sandmergel« |
| 26,4 —47 | » »schwarzer Ton« |
| 45 —48,4 | » »sandiger Ton« |
| 48,4 —60,35 | « »grauer Ton«, darunter |
| 60,35—? | » »sehr fetter, harter, schwarzer Ton«. |

Die letzte Probe habe ich gesehen, es war glimmerhaltiger Braunkohlenton, so daß von 26,4 m Tiefe ab wohl schon Tertiär

vorliegt; wie der 21 m mächtige steinige Mergel darüber zu deuten ist, ist bisher nicht sicher; vielleicht ist es ebenfalls Obere Grundmoräne.

Einige Bohrungen bei Hademarschen, ebenfalls in diesem Gebiet, aber etwas mehr vom Kanal entfernt, ergaben:

- | | | | |
|----|----|--------------|--|
| | 1. | 0 — 3,5 m | gelber lehmiger Sand |
| 0m | { | 3,5 — 5 | » gelber sandiger Geschiebelehm |
| | | 5 — 8 | » gelbgrauer Geschiebemergel |
| | | 8 — 19 | » grauer Geschiebemergel |
| | | 19 — 30 | » grauer sandiger Tonmergel bis Mergelsand |
| | | 30 — 85,5 | » grauer Geschiebemergel |
| | | 85,5 — 102 | » grauer kalk- und glimmerhaltiger Sand. |
| | 2. | 0 — 3 m | gelber Sand |
| | | 3 — 6,1 | » sehr sandiger Geschiebelehm |
| ds | { | 6,1 — 11,2 | » gelber kalkfreier Sand |
| | | 11,2 — 18 | » heller kalkfreier Sand |
| | | 18 — 23,8 | » heller kalkfreier sandiger Grand |
| | | 23,8 — 26,2 | » heller kalkfreier Sand |
| | | 26,2 — 30 | » hellgrauer kalk- und glimmerhaltiger Sand. |
| | 3. | 0 — 3,6 m | gelber lehmiger Sand |
| | | 3,6 — 6,2 | » gelber, sandiger Geschiebelehm |
| | | 6,2 — 7,2 | » gelbgrauer sandiger Geschiebemergel |
| | | 7,2 — 46,3 | » grauer Geschiebemergel |
| | | 46,3 — 52,8 | » grauer sandiger Tonmergel |
| | | 52,8 — 66,4 | » grauer Geschiebemergel |
| | | 66,4 — 76,8 | » grauer Tonmergel |
| | | 76,8 — 125,8 | » kalkhaltiger glimmeriger Quarzsand |
| | | 125,8 — 129 | » grauer Glimmersand mit Schalresten |
| | | 129 — 141 | » dunkler, sandig glaukonitischer Ton mit Schalresten |
| | | 141 — 150 | » dunkelgrauer bis schwarzer, glaukonitischer Ton mit Schalresten. |

Die letzte Bohrung steht von 125,8 m Tiefe sicher im Mittleren Miocän; von 76 — 125 m liegt wohl glazial umgelagertes Miocän vor; das darüber liegende Diluvium zeigt in Bohrung 1 und 2 eine 3—16 m mächtige Obere Moräne, darunter in Bohrung 2 noch 20 m mächtige verwitterte und entkalkte Diluvialsande und Grande, während in der 3. Bohrung Obere und Untere Grundmoräne nicht zu trennen ist.

Rings um dieses Gebiet, zu beiden Seiten des westlichen Kaiser-Wilhelm-Kanals, in dem so die Obere frische Grundmoräne über

Interglazialtorf und interglazialen Verwitterungsschichten und z. T. schon in erheblicher Mächtigkeit nachgewiesen ist, zieht sich nun im S. und W. ein Kranz sehr auffälliger Höhen mit z. T. sehr schroffen Geländeformen, die sich stellenweise recht hoch über das tief gelegene, vom Kaiser Wilhelm-Kanal durchzogene Gebiet erheben. Dieser Höhenzug erstreckt sich über Seefeld (+ 49,7 m), Waringholz, Forst Drage (+ 57,9 m), Bockhorst, den Reselithberg (62,6 m), Wacken, Blocksberg (+ 59,1 m), Hamberg bei Burg (62,2 m), Stubbenberg (46 m), Windberger Heese (40 m), den Wodansberg (37 m) bis nach Wolmirsdorf. Aufschlüsse sind in diesem kuppigen Höhenzug wenig vorhanden; die Oberfläche besteht meist aus steinigen Geschiebesanden, Kiesen, kleinen Geschiebepackungen — die letzteren z. T. schon von GOTTSCHÉ und STRUCK erwähnt, die deshalb beide schon hier Endmoränenpunkte verzeichnet haben.

Es liegt daher der Gedanke sehr nahe, diesen ganzen auffälligen, bogenförmigen Höhenzug für eine jungdiluviale Endmoräne zu halten, die damit wohl die äußerste Grenze des Oberen Diluviums hier in diesem Gebiet bezeichnen würde.

Auffällig ist aber, daß die spärlichen Aufschlüsse besonders bei Wacken und Burg die z. T. recht groben Geschiebesande und Kiese dieser Höhen bis zu recht erheblicher — mehr als 3 m — Tiefe völlig verwittert und kalkfrei zeigen, viel tiefer und energischer verwittert, als es in den jungdiluvialen Moränen des Ostens der Fall ist, was immerhin zur Vorsicht in der Deutung mahnt, wenn auch hier am alleräußersten Rande des Oberen Diluviums, wo sehr viel interglazial verwittertes Material vorhanden war und wahrscheinlich doch nur verhältnismäßig wenig frisches Material nachgeschoben und zugeführt wurde, die mächtigere Verwitterung auch in oberdiluvialen, kiesigen Moränen allenfalls noch verständlich wäre.

Auffällig ist, daß in diesem Gebiet der vordiluviale tertiäre und cretaceische Untergrund stellenweise so hoch in die Höhe kommt und die Gesamtmächtigkeit des Diluviums dann so gering ist — auch in der Gegend von Hardebeck bei Neumünster ist

zweimal unter einem anscheinend einheitlichen, mächtigen Geschiebemergel in 45 und 56 m Tiefe die Kreide erbohrt, die bis 105 m Tiefe anhielt.

Es ist ferner sehr auffällig, daß am Kaiser Wilhelm-Kanal, etwa zwischen km 31 und 40, da, wo er hinter dem eben erwähnten (jungdiluvialen?) Endmoränenbogen durch das so sehr niedrige, flache, vielfach mit Alluvionen bedeckte Gebiet zieht, in 8—10 m Tiefe vielfach Ablagerungen der Eemzone, z. T. Sande, z. T. Tone mit einer sehr reichen Fauna: *Tapes aureus eemensis*, (*Cyprina islandica?*), *Cardium edule*, *Ostrea edulis* und sehr zahlreichen Gastropoden durch den Kanal angeschnitten sind. Diese Ablagerungen, deren Lagerungsverhältnisse bei dem Naßbaggerbetrieb jetzt leider nicht mehr festzustellen sind, liegen teils unter Sand und Moor, z. T. aber auch unter 1,5—2 m blaugrauem Geschiebemergel. Ob sie hier an primärer Lagerstätte unter Unterem Geschiebemergel liegen (was voraussetzen würde, daß über ihnen enorme Erosions- und Exarationsvorgänge stattgefunden haben müßten) oder ob sie in Form verschleppter Schollen und umgelagerter Schichten unter Oberem Geschiebemergel liegen (wie am Ristinge Klint und bei Steensigmoos), läßt sich leider mangels direkter Beobachtung nicht entscheiden! (vergl. MADSEN: Eemzonerne l. c.)

Nach der Höhenlage (etwa — 8 bis — 10 m NN) ist diese letzte Annahme am wahrscheinlichsten, da nach den vorhererwähnten Bohrungen in der Gegend von Süderstapel-Schwabstedt die Eemzone dort wahrscheinlich in — 40 bis — 50 m NN liegt.

Wie die Verhältnisse in der Gegend von Rendsburg liegen, wissen wir mit wenigen Ausnahmen noch nichts aus Tagesaufschlüssen, sondern meistens erst aus den vorbereitenden Bohrungen; der Obere Geschiebemergel tritt bei Schachtholm in der Kanalböschung völlig frisch, ohne jede Verwitterungsrinde und mit mehr als 11 bis mehr als 14 m Mächtigkeit auf, ebenso noch in anderen Bohrungen in ähnlich erheblichen Mächtigkeiten.

Eine Bohrung bei Schachtholm ergab:

| | | |
|----|--------------|---|
| | 0— 5 | m »schwarzer Sand« (Alluvium) |
| | 5 — 5,5 | » grober Sand |
| | 5,5 — 8 | » Sandmergel«, (kalkreicher, mergeliger Sand) |
| 0m | 8 — 9,5 | » »fetter Mergel« |
| | 9,5 — 11,6 | » »Sandmergel« |
| | 11,6 — 24,25 | » »fetter, sehr steiniger Mergel« |
| | 24,25 — 26,7 | » »feiner trockener Sand |
| | 26,7 — 32 | » »steiniger Mergel |

und wurde ergebnislos eingestellt.

Bei Rendsburg selbst, unmittelbar vor der großen Endmoräne, sind wir über den Aufbau des Diluviums bisher nur durch eine Anzahl Bohrungen unterrichtet; die nicht sehr tiefen Tagesaufschlüsse zeigen bisher nur Geschiebesande und geschichtete Spatsande.

Eine Bohrung am Bahnhof (Lokomotivschuppen), deren Proben ich z. T. gesehen habe, ergab:

| | | |
|----|-------------|--|
| | 0 — 4 | m gelber und brauner Sand |
| 0m | 4 — 8,34 | » grauer Lehm, steinig« |
| | 8,34 — 17,4 | » »scharfer Sand, wasserführend« |
| | 17,4 — 22,8 | » blauer, sehr steiniger Sand |
| | 22,8 — 26,3 | » steiniger Sandmergel |
| | 26,3 — 30,7 | » Sand mit Steinen, Mergelschichten und Kreidestücken |
| | 30,7 — 33,6 | » fester grandiger Mergel |
| | 33,6 — 38,2 | » sehr grober Kies, steinig, wasserführend, darunter »Lehm«. |

Eine weitere Bohrung am Offizierskasino ergab:

| | | |
|----|-------------|--|
| | 0 — 6,15 | m alter Brunnen (Sand) |
| | 6,15 — 7,2 | » Kies |
| | 7,2 — 9,8 | » »sehr steiniger Lehm« |
| | 9,8 — 12,3 | » Sand und Lehm |
| | 12,3 — 13,3 | » grandiger Sand |
| | 13,3 — 15,5 | » »Sandmergel« (trockener sehr kalkreicher, mergeliger, Sand) bez. sehr sandiger Mergel) |
| | 15,5 — 17,4 | » »fetter Mergel« |
| | 17,4 — 18 | » »Sandmergel mit viel Kreide« |
| | 18 — 20,3 | » »sehr steiniger Sandmergel« |
| | 20,3 — 27 | » feiner Sand |
| 0m | 27 — 28,4 | » »fetter Mergel« |
| | 28,4 — 34,5 | » »Sandmergel« |
| | 34,5 — 36,9 | » »sehr steiniger Sandmergel« |
| | 36,9 — 37,5 | » Sand |
| | 37,5 — 38,5 | » grober Sand mit Wasser. |

Eine zweite Bohrung am Offizierskasino, etwa 200 m davon, ergab:

- 0 — 6,9 m alter Brunnen (Sand)
- 6,9— 8,3 » Kies
- 8,3—10,7 » fetter, steiniger Mergel
- 10,7—11,5 » »Sandmergel«
- 11,5—14,8 » fetter, steiniger Mergel
- 14,8—16,9 » »Sandmergel«
- 16,9—19,3 » fetter, steiniger Mergel
- 19,3—21,7 » »Sandmergel«
- 21,7—25,9 » »schwarzer Mergel«
- 25,9—31,8 » fetter Mergel
- 31,8—34,5 » fetter, steiniger Mergel
- 34,5—39 » »Sandmergel«
- 39 —45,8 » fetter, steiniger Mergel
- 45,8—50 » »grauer Ton«
- 50 —53,5 » Sandmergel
- 53,5—59,8 » grober Sandmergel mit vielen großen Steinen
- 59,8—67 » weißer Sand mit Wasser und Braunkohlenstücken.

Eine Bohrung in der Garnison, am »Mittelhof«, ebenfalls etwa 200 m davon, ergab:

- 0 — 1 m Sand
- 1 — 3 » Kies
- 3 — 6 » gelber Sand
- 6 — 8,3 » »gelber Lehm«
- 8,3—11,8 » gelber grober Sand
- 11,8—12,1 » »blauer Mergel«
- 12,1—14,6 » »sehr steiniger Sand«
- 14,6—15,2 » »fetter Mergel«
- 15,2—15,8 » »Sandmergel«
- 15,8—21,3 » harter, steiniger Mergel
- 21,3—27 » »Mergelschlamm«
- 27 —34,6 » steinfreier, fetter Mergel
- 34,6—35 » »Mergelschlamm«
- 35 —47,7 » harter, steiniger Mergel
- 47,7—48,2 » sandiger Mergel
- 48,2—49,4 » harter Mergel
- 49,4—49,8 » weißer Sand
- 49,8—56,3 » »grünlicher Sandmergel«
- 56,3—57,6 » »grüner Ton«
- 57,6—58,4 » weißer Sand
- 58,4—62,3 » »grüner Ton«
- 62,3—64 » feiner Sand
- 64 —66,5 » »grober weißer Sand mit Wasser«

Eine Bohrung für das Wasserwerk Rendsburg dicht am Audorfer See (+ 10 m N.N.) ergab:

| | | | | |
|------|---|------|---|------------------------|
| 0 | — | 24 | m | alter Brunnen (Sand) |
| 24 | — | 26,7 | » | grauer Sand |
| 26,7 | — | 30,6 | » | »blauer Sand« |
| 30,6 | — | 33,5 | » | »weicher blauer Ton« |
| 33,5 | — | 34,7 | » | »feiner Sand« |
| 34,7 | — | 37,8 | » | sehr steiniger Mergel |
| 37,8 | — | 39 | » | feiner Sand |
| 39 | — | 42,2 | » | sehr steiniger Mergel |
| 42,2 | — | 49,5 | » | grober Sand mit Wasser |
| 49,5 | — | 51,8 | » | »Sandmergel«. |

Eine Bohrung an der Baracke Audorf ergab:

| | | | | |
|------|---|------|---|--|
| 0 | — | 4,3 | m | gelber Sand |
| 4,3 | — | 7,2 | » | gelber sandiger Lehm |
| 7,2 | — | 10 | » | mergeliger Kies |
| 10 | — | 14,2 | » | sehr steiniger Mergel |
| 14,2 | — | 17,5 | » | grauer Sand |
| 17,5 | — | 18,5 | » | gelber Sand |
| 18,5 | — | 22,4 | » | blaugrauer grandiger Sand darunter blauer steiniger Mergel. |

Von diesen Bohrungen liegen keine Proben vor; die Schichtenverzeichnisse stammen aber von dem sehr aufmerksamen und zuverlässigen Bohrunternehmer Herrn THÖL, mit dem ich eingehend über seine Erfahrungen und seine Bezeichnungsweisen gesprochen habe.

Eine Bohrung an der Strafanstalt (mit sehr kleinen Bohroproben) ergab:

| | | | | |
|------|---|------|---|---|
| 0 | — | 7,5 | m | gelber steiniger Sand, schwach lehmig |
| 7,5 | — | 9,2 | » | kalkiger Spatsand |
| 9,2 | — | 13,2 | » | grauer Mergelsand |
| 13,2 | — | 17 | » | tonstreifiger Sand |
| 17 | — | 27,2 | » | grauer, kreidereicher Geschiebemergel |
| 27,2 | — | 34 | » | grauer tonstreifiger Sand |
| 34 | — | 40,2 | » | grauer Tonmergel |
| 40,2 | — | 62,3 | » | grauer Geschiebemergel mit Schlieren von grauem Tonmergel |
| 62,3 | — | 66,8 | » | Kies |
| 66,8 | — | 68,1 | » | grober kalkhaltiger Sand |
| 68,1 | — | 77,2 | » | grauer Geschiebemergel |
| 77,2 | — | 79,6 | » | fetter, kalkfreier, dunkelgrauer bis schwarzer Ton (verschleppte Tertiärscholle) |

| | | |
|-------|--------|--|
| 79,6— | 92,7 m | normaler grauer Geschiebemergel |
| 92,7— | 93 | » Spatsand |
| 93 — | 93,5 | » grauer Tonmergel |
| 93,5— | 104 | » »sehr feiner Sand« (ohne Probe) |
| 104 — | 111 | » wasserführender Diluvialkies |
| 111 — | 113 | » »sehr feiner Sand« |
| 113 — | 114 | » schwarzer, sehr glimmerhaltiger Braunkohlenletten. |

Eine Bohrung an der städtischen Abfuhranstalt ergab:

| | | |
|-------|-------|---------------------------------------|
| 0 — | 1,5 m | humoser Sand |
| 1,5— | 3 | » gelber Sand |
| 3 — | 4,7 | » grandiger Sand |
| 4,7— | 7 | » feiner Sand |
| 7 — | 8,6 | » »Mergelschlamm« |
| 8,6— | 13,3 | » fester Mergel |
| 13,3— | 13,8 | » fester Mergel, sehr kreidereich |
| 13,8— | 18,6 | » »Sandmergel« |
| 18,6— | 26,3 | » feiner Sand |
| 26,3— | 31,1 | » fester Mergel |
| 31,1— | 33 | » »fetter Sandmergel mit viel Kreide« |
| 33 — | 55,5 | » sandiger Mergel |
| 55,5— | 56 | » sehr steiniger Mergel. |

Die Bohrungen an der Straßendrehbrücke bei Rendsburg ergaben an der Nordseite:

| | | |
|-------|--------|-------------------------|
| 0 — | 23,8 m | Sand bis grandiger Sand |
| 23,8— | 33 | » braungrauer Mergel. |

An der Südseite:

| | | |
|-------|------|---------------------------|
| 0 — | 1 m | Mooreerde |
| 1 — | 18 | » Sand bis grandiger Sand |
| 18 — | 27,2 | » feiner bis grober Kies |
| 27,2— | 29 | » grauer Geschiebemergel. |

Aus diesen Bohrungen ergibt sich also das Fehlen jeder interglazialen Verwitterungsschicht und eine sehr mächtige oberdiluviale Aufschüttung von Sanden und Kiesen mit eingelagerten Geschiebemergelbänken, und es liegt also aller Grund zu der Annahme vor, daß hier, dicht vor der »großen« (nördlichen) Endmoräne, zum mindesten ein sehr erheblicher Teil dieser Geschiebemergelbänke, die mit den trocknen Sanden und Kiesen wechselagern, noch zum Oberen Diluvium gehört. Eine Verwitterungszone oder ein Interglazial ist bei Rendsburg bisher nicht be-

obachtet, also ist die Grenze zum älteren Diluvium nicht mit Sicherheit zu ziehen.

Bei Rade, da wo quer durch die große Endmoräne jetzt der Kaiser Wilhelm-Kanal z. T. in ganz neuer Linie durchgestochen wird, sind vorläufig-bis zu 15 m Tiefe grober Geschiebesand und ungeschichteter Kies, sowie hauptsächlich geschichtete feinere Sande zu sehen; einige Bohrungen in diesem Gebiet ergaben:

1. 0 — 3,8 m gelber Sand
 3,8— 5,3 » brauner Sand
 5,3— 6,6 » gelber Sand
 6,6— 7,8 » gelber Sand
 7,8— 8,6 » »blauer Sand«, grob
 8,6—11,4 » »blauer Ton«
 11,4—13,8 » fetter steiniger Mergel
 13,8—27 » steiniger Sandmergel.
2. 0 — 2,6 m gelber steiniger Lehm
 2,6— 4,2 » Grand
 4,2— 6,3 » lehmiger grandiger Sand
 6,3— 7,5 » »blauer weicher Ton«
 7,5—13 » Mergel
 13 —13,8 » »Sandmergel«
 13,8—17,9 » Mergel
 17,9—22,4 » »Sandmergel«
 22,4—27 » blauer steiniger Mergel
 27 —27,5 » »Sandmergel«
 27,5—30,4 » sehr steiniger Mergel
 30,4—33,3 » grandiger Sand
 33,3— 33,9 » blauer steiniger Mergel.
3. 0 —3,35 m Sand bis grandiger Sand
 3,35— 3,9 » feinsandiger Tonmergel
 3,9— 5,6 » steiniger Grand
 5,6— 7,7 » graugelber Mergel
 7,7—18,2 » Sand
 18,2—21 » grauer Geschiebemergel
 21 —26,3 » grober Sand
 26,3—28,7 » grauer Geschiebemergel
 28,7—30 » Spatsand.
4. 0 — 0,6 m lehmiger Sand
 0,6— 2,5 » Sand
 2,5— 3 » Grand
 3 — 4,3 » lehmiger Grand
 4,3— 5,9 » Grand

| | |
|-------------|-------------------------|
| 5,9— 6,2 m | »gelber Lehm« |
| 6,2— 7,2 » | Grand |
| 7,2— 9,1 » | »blauer Mergel« |
| 9,1— 9,8 » | »Sandmergel« |
| 9,8—11,3 » | Grand |
| 11,3—18 » | blauer Mergel |
| 18 —20,5 » | Sand |
| 20,5—21,5 » | »Sandmergel |
| 21,5—30,2 » | sehr steiniger Mergel |
| 30,2—33,3 » | grauer und weißer Sand. |

Eine Bohrung bei Osterrönnfeld, ebenfalls in der »Großen« Endmoräne, ergab:

| | |
|-------------|-------------------------------|
| 0 — 3 m | grober gelber Sand |
| 3 — 7,5 » | feiner gelber Sand |
| 7,5—12,3 » | »Sandmergel« |
| 12,3—21,4 » | feiner Sand |
| 21,4—23,5 » | fetter, steiniger Mergel |
| 23,5—27,5 » | »Sandmergel« |
| 27,5—30,8 » | fetter, sehr steiniger Mergel |
| 30,8—36,7 » | grober »Sandmergel« |
| 36,7—42 » | harter sandiger Mergel |
| 42 —44,9 m | feiner weißer Sand mit Wasser |
| 44,9—46,2 » | feiner »Sandmergel«. |

Auch die anderen Bohrungen und Aufschlüsse bei Osterrönnfeld ergaben bis zu erheblicher Tiefe Sand und Kies z. T. mit Bänken von Geschiebemergel, was, soweit ich die geologische Situation übersehe, alles — mindestens bis 42 m Tiefe — jungdiluviale Aufschüttung der Großen Endmoräne ist.

Hinter dieser Endmoräne und einer zweiten Endmoränenstaffel, die bei Steinrade-Steinwehr vom Kanal durchschnitten wird, aber schon ganz wesentlich aus steiniger, kiesstreifiger Grundmoräne besteht, setzt dann ganz scharf die unverkennbare Grundmoränenlandschaft in typischer Ausbildung ein, und sie wird nun auf 25 km Länge vom Kanal quer durchschnitten, der hier jetzt schon prachtvolle Aufschlüsse geschaffen hat.

Eine Bohrung bei Steinwehr, angesetzt in der Eiderniederung, da wo diese die Endmoräne durchbricht (+ 2,35 N.N.), ergab:

| | | |
|-------------|--|----------|
| 0 — 2,2 m | Ton und Sand | Alluvium |
| 2,2— 5,8 » | wasserführender Sand | » |
| 5,8— 9,5 » | weicher blauer Ton | » |
| 9,5—10,3 » | Wiesenmergel | » |
| 10,3—10,7 » | weicher blauer Ton und Sand | » |
| 10,7—20 m | fester blauer, steiniger Mergel | |
| 20 — 25 » | ganz fester, steiniger Mergel | |
| 25 — 25,8 » | Steinschicht | |
| 25,8—26,5 » | feiner grauer Sand und Mergel | |
| 26,5—27,1 » | harter, grauer Mergel | |
| 27,1—27,7 » | Kies | |
| 27,7—28,5 » | blauer Mergel mit Steinen | |
| 28,5—29,7 » | große Steine und Kies | |
| 29,7—32,5 » | blauer Mergel | |
| 32,5—34 » | feiner Sand | |
| 34 — 36,9 » | blauer Mergel und Steine | |
| 36,9—37,8 » | Sand, Mergel und Steine | |
| 37,8—40 » | fester Mergel und Sand | |
| 40 — 41 » | grober Sand | |
| 41 — 44,9 » | Mergel und Tribsand | |
| 44,9—45,2 » | fester Mergel | |
| 45,2—48 » | feiner Sand mit etwas Wasser | |
| 48 — 48,5 » | blauer Mergel | |
| 48,5—52 » | Wassersand, Wasser steigt bis 28,34 m in 52 m Tiefe blauer fester Mergel = Unterer Geschiebemergel. | |

Hier sind also in der zweiten Endmoränenstaffel 37,8 m Obere Grundmoräne mit Sand und Kiesnestern erbohrt worden.

Auf der ganzen 25 km langen Strecke hinter der Endmoräne bis Holtenau ist nun eine gar nicht selten bis über 25 m mächtige, ganz typische, größtenteils blaugraue, kreidereiche Grundmoräne angeschnitten, die z. T. noch durch Bohrungen in der Kanalnähe gut aufgeschlossen ist und an einigen Stellen, so zwischen Knoop und Holtenau jetzt schon die Unterlagerung durch eisenschüssige, kalkfreie Verwitterungszonen zeigt, bzw. mitten in sich verschleppte, abgerissene Schollen gelber, verwitterter, kalkfreier Sande enthält. Die Mächtigkeit dieses Oberen Geschiebemergels schwankt in den Kanalaufschlüssen von 5 m bis über 20 m, einzelne Bohrungen daneben haben noch erheblich größere Mächtigkeiten ergeben.

So fand sich in der Bohrung bei der Arbeiterbaracke bei Sehestedt (angesetzt in einem unbrauchbaren, 7 m tiefen Brunnen

in der Grundmoränenlandschaft dicht hinter der Endmoräne in 9 m Meereshöhe):

- in 7 —15 m blauer, sehr steiniger Mergel
 15 —17,8 » feiner graublauer Sand, trocken
 17,8—24,1 » blauer, steiniger Mergel
 24,1—25 » Steine und Kies trocken
 25 —26,4 » feiner Sand mit Braunkohlenstücken
 26,4—27,2 » grober Sand mit ganz wenig Wasser
 27,2—27,7 » feiner Sand und Ton
 27,7—45 » steiniger Mergel und Sand im bunten Wechsel; die Bohrung wurde ohne Wasser zu finden eingestellt, ergab also mehr als 45 m Obere Grundmoräne mit Sand und Kiesnestern.

Eine Bohrung bei Osterade ergab:

- | | |
|----|---|
| | 0— 8 m Lehm und Mergel |
| ∅m | 8—25 » gelber Sand mit wenig schlechtem Wasser |
| | 25—33 » harter, steiniger Mergel |
| | 33—42 » sandiger Mergel |
| | 42—47 » grober Sand mit sehr eisenhaltigem Wasser |
| dm | 47—49 » sandiger Mergel |
| | 49—80 » fester steiniger Mergel (oft gesprengt), |
| | bei 80 » grauer sandiger Tonmergel, |

was auf eine 42 m mächtige Obere Grundmoräne schließen läßt.

Hinter der Endmoräne schwankt die Oberfläche der Grundmoränenlandschaft sehr erheblich auf und ab und geht z. T. bis in bezw. unter das Niveau der Eideralluvionen herunter, wo sich dann spätglaziale bezw. altalluviale Tone mit Fauna und Flora (Dryastone) darauflegen; diese spätglazialen bis altalluvialen Tone scheinen nur selten mehr als 2 m mächtig zu sein und meistens direkt auf der Grundmoräne zu liegen; z. T. liegen auch noch jüngere Sande und Kiese entweder auf der Grundmoräne oder auf den Dryas-Tonen.

So ergab eine Bohrung bei Königsförde (km 81,3):

- 0 — 3,4 m grober scharfer Sand
 3,4—15 » blauer, steiniger Mergel
 15 —17,7 » grober Sand
 17,7—20,3 » fester, blauer Mergel
 20,3—20,7 » grober Sand
 20,7—21,2 » fester, blauer Mergel
 21,2—22,2 » Triebssand und Ton
 22,2—24,4 » blauer Mergel, steinig

- 24,4—24,5 m große Steine
 24,5—25,2 » grober Kies mit Wasser
 25,2—34,4 » Wassersand und Steine

also 21 m Obere Moräne.

Bei Gr. Königsförde (km 80) wurden erbohrt:

- 0 — 1 m »gelber Ton«
 1 —11,2 » blauer Mergel, steinig
 11,2 —14,5 » Kies
 14,5 —15 » große Steine und Mergel
 15 —17,5 » blauer, steiniger Mergel
 17,5 —19,3 » Mergel und Kies
 19,3 —22,7 » blauer, steiniger Mergel
 22,7 —24,5 » Kies und Mergel
 24,5 —27,6 » harter, blauer Mergel
 27,6 —29,9 » steiniger Sand und Mergel
 29,9 —34,7 » blauer, steiniger Mergel
 34,7 —35,10 » Kies und Steine
 35,10—37 » blauer, steiniger Mergel
 37 —39,7 » grauer Tribsand
 39,7 —40,2 » harter, blauer Mergel
 40,2 —43 » Wasserkies.

Hier hat also die Obere Grundmoräne fast 40 m Mächtigkeit.

Eine Bohrung bei Rosenkraz ergab:

- 0 — 4,5 m gelber Sand
 4,5— 6 » grauer Sand
 6 —25,2 » sehr steiniger Mergel
 25,2—27,8 » steinig grandiger Sand
 27,8—28,8 » blauer Mergel,

also mehr als 22 m Obere Grundmoräne.

Zwischen Strohbrück-Landwehr, wo mehr als 20 m mächtiger Geschiebemergel vom Kanal angeschnitten ist, und Knoop ist bisher nirgends unter der sehr mächtigen Oberen Moräne die Unterlage angeschnitten; zwischen Knoop und Holtenau kamen an einer Stelle im Oktober 1909 interglazial entkalkte, eisenschüssige Sande unter blaugrauer Moräne und kalkhaltigen Vorschüttungssanden und über kalkhaltigen Spatsanden zutage.

Eine Bohrung bei der Baracke Strohbrück ergab:

- 0 — 2 m gelber Lehm
 2 —18 » blauer Mergel, steinig

- 18 —18,7 m »Sandmergel«
 18,7—19 » »harter Mergel«
 19 —19,8 » Kies
 19,8—20,1 » harter grauer Mergel
 20,1—20,8 » »blauer Sand«.

Eine Bohrung bei der Baracke Gr. Nordsee ergab:

- 0 — 1,8 m gelber Lehm
 1,8—15,8 » grauer Mergel
 15,8—16,3 » Kies
 16,3—20,5 » sehr steiniger Mergel
 20,5—21,2 » »Sandmergel«
 21,2—26 » »schwarzer Ton« (Tertiärscholle)
 26 —30,5 » sandiger Mergel
 30,5—32 » grauer Sand
 32 —35,5 » sehr steiniger Mergel
 35,5—37 » grauer Sand mit Wasser,

also 35,5 m Obere Grundmoräne.

Eine Bohrung an der Baracke Landwehr dicht nördlich von der Stelle, wo der Kanaleinschnitt mehr als 20 m kompakte frische Grundmoräne zeigt, ergab:

- 0 — 6,7 m gelber Lehm und Mergel
 6,7— 7,3 » grober Kies
 7,3— 8,2 » »sandiger Lehm«
 8,2— 9,8 » Kies
 9,8—23 » grober und feiner Sand
 23 —24,2 » sehr steiniger Sand
 24,2—24,3 » blauer steiniger Mergel.

Die Bohrlöcher zur Aufklärung der Bodenverhältnisse an der Stelle der neuen Schleuse östlich vom Ausgange des Flemhuder Sees bei Strohbrück ergaben z. T. mehr als 25 m mächtigen grauen Geschiebemergel mit zahlreichen Sand- und Kiesnestern in etwa 10—15 m Tiefe; die oberen 10—16 m des Geschiebemergels waren völlig kompakt, mit 20 m war er noch nirgends durchbohrt.

Bei Kilometer 92,5 Südseite ergab eine Bohrung:

- 0 — 1,5 m Sand
 1,5— 4,6 » Mergel, gelb
 4,6— 5,6 » grandiger Sand
 5,6—20 » Mergel, grau
 20 —22,1 » grober Kies
 22,1—24 » sandiger Tonmergel
 24 —27,5 » grandiger Sand mit Wasser.

Bei Kilometer 92,5 Nordseite fanden sich:

| | | |
|-----|---|--------------------------------------|
| 0 m | } | 0 — 5 m sandiger Mergel |
| | | 5 — 6,6 » sandiger Grand |
| | | 6,6—24,2 » grauer Mergel |
| | | 24,2—25 » grandiger Sand mit Wasser, |

also 18,5—24 m Oberen Geschiebemergel.

Bei Kilometer 91 wurden durchbohrt:

| |
|-----------------------------------|
| 0 — 1,1 m Torf |
| 1,1— 3,2 » Dryaston |
| 3,2—20 » steiniger grauer Mergel, |

also über 17 m Obere Moräne.

Bei Kilometer 87,7 Nordseite:

| | | |
|-----|---|------------------------------------|
| 0 m | } | 0 — 1,7 m Aufschüttung |
| | | 1,7—13 » grauer steiniger Mergel |
| | | 13 —13,6 » grober Kies, trocken |
| | | 13,6—18 » grauer steiniger Mergel, |

also auch über 17 m Obere Moräne.

Bei Schinkel wurde unter 1,4 m Torf mehr als 20 m grauer steiniger Mergel erbohrt; die Bohrungen am Seitenkanal nach Achterwehr trafen ebenfalls fast alle mehr als 20 m grauen kompakten Geschiebemergel, einzelne enthielten in etwa 13 m Tiefe etwa 3 m groben, trockenen Kies.

Eine Bohrung bei der Baracke Levensau ergab:

| | | |
|--|---|-----------------------------------|
| 0 m | } | 0 — 2,2 m Kies |
| | | 2,2— 2,7 » gelber Lehm |
| | | 2,7— 4 » Kies |
| | | 4 — 8,2 » blauer steiniger Mergel |
| | | 8,2—10,6 » Kies |
| | | 10,6—24,6 » sehr steiniger Mergel |
| | | 24,6—27,8 » »Sandmergel« |
| 27,8—31,4 » weißer, grober und feiner Sand mit Wasser, | | |

also 25 (event. 22) m Obere Grundmoräne.

Weitere Bohrungen bei der Hochbrücke Levensau ergaben:

Auf der Nordseite:

- 0 —12,9 m heller Bryozoensand
- 12,9—15,6 » grauer Geschiebemergel
- 15,6—17,4 » Sand
- 17,4—20,2 » grauer Geschiebemergel

- 2) 0 — 7,4 m heller Bryozoensand
 7,4 — 8,5 » grauer Geschiebemergel
 8,5 — 17,4 » heller Spatsand
 17,4 — 20,3 » grauer Geschiebemergel.

Auf der Südseite:

- 0 — 7,8 m heller Bryozoensand
 7,8 — 8,9 » grober Kies
 8,9 — 13,1 » grauer Geschiebemergel
 13,1 — 13,8 » grauer Mergelsand
 13,8 — 14,4 » grauer mergeliger Spatsand
 14,4 — 18 » heller grober Spatsand
 18 — 19,5 » hellgrauer Schluffsand bis sandiger Tonmergel,

also 7—12,9 m oberdiluviale Sande und Kiese auf einem bis mehr als 20 m Tiefe herunterreichenden Oberen Geschiebemergel mit Sand- und Toneinlagerungen.

Bei Holtenau ist bez. war die Obere Moräne wieder in erheblicher Mächtigkeit prachtvoll aufgeschlossen durch die großen Baugruben für die neuen Schleusen usw. Dort war in drei übereinander liegenden Abbauebenen überall typische, kreidereiche, blaugraue Grundmoräne von über 20 m Mächtigkeit mit geringer gelbbrauner Verwitterungsrinde zu sehen, welche Moräne jetzt zum größten Teil abgetragen ist. Diese typische, ganz einheitliche, größtenteils blaugraue Moräne südlich von Holtenau enthielt im Sommer und Herbst 1909 in den damals abgebauten Stellen zahlreiche bis 7 m mächtige Linsen und verschleppte Schollen von normalem Spatsand, von gelben, kalkfreien, verwitterten Spatsanden, von Braunkohlensand, schwarzem und schokoladenfarbigem Braunkohlenton und Braunkohle, von interglazialen Torflagern z. T. mit mächtigen Baumstubben, welche letztere z. T. auch isoliert als Geschiebe in der blaugrauen festen Moräne steckten, sowie dünnere Schlieren von blaugrünen und roten Eocäntonen. Die Moräne selbst war in der Nähe dieser großen fremden Schlieren oft deutlich gebankt bis geschichtet und z. T. als deutliche Lokalmoräne ausgebildet durch schichtige Aufnahme von Braunkohlenmiocän und Eocän, und liegt über mächtigen, kalkhaltigen, stark wasserführenden Spatsanden.

Die abgerissenen, verschleppten Schollen von entkalkten, eisen-schüssigen Spatsanden mitten in der blaugrauen, frischen Moräne

hier bei Holtenau ebenso wie bei Steinrade beweisen, ebenso wie auch die darin liegenden Schollen von Diluvialtorf, daß im Untergrunde interglaziale Schichten liegen müssen, die teilweise verschleppt und wieder aufgearbeitet sind. Diese interglazial entkalkten und verwitterten Diluvialsande waren, wie schon erwähnt, im Herbst 1909 zwischen Knoop und Wik (an der Wiker Hochbrücke, Südseite) im Aufschluß unter frischer, blaugrauer Moräne und frischen Spatsanden zu sehen. Der Interglazialtorf ist nun auch bei Wik durch Bohrungen zu beiden Seiten des Kanals in 2—12 m Mächtigkeit und großer Erstreckung unter einem 12 m bis über 25 m mächtigen Oberen Geschiebemergel und über einer tiefer liegenden älteren Moräne nachgewiesen.

Die Bohrung 5 des Kanalerweiterungsprojekts ergab bei Wik:

| | | |
|------|----------|---------------------------------------|
| 0 | — 4,2 m | gelber Lehm und Geschiebemergel |
| 4,2 | — 16 | » grauer Geschiebemergel |
| 16 | — 23,5 | » grauer, grober Bryozoensand |
| 23,5 | — 29 | » heller, kalkhaltiger Spatsand |
| 29 | — 39 | » typischer Faulschlamm, interglazial |
| 39 | — 44,2 m | grauer Geschiebemergel. |

Eine am Nordpfeiler der Hochbrücke Wik in meiner Gegenwart heruntergebrachte Bohrung ergab an einer Stelle, wo schon mehrere Meter Geschiebemergel abgetragen waren, und dicht neben der über 10 m hohen, frischen, glatten Geschiebemergelböschung noch einige Meter frischen blaugrauen Geschiebemergel, dann Spatsande z. T. mit Moorstreifen, endlich in 17—29 m Tiefe das Interglazialmoor und Faulschlammbildungen; die Proben sind noch nicht genau durchgearbeitet, aber schon die erste flüchtige Untersuchung an Ort und Stelle ergab neben indifferenten Wasserpflanzen das Auftreten der Hainbuche.

Eine frühere Bohrung dicht daneben auf der Höhe des Plateaus ergab:

| | | |
|------|--------|------------------------|
| 0 | — 15 | m Geschiebemergel |
| 15 | — 19,3 | » Kies |
| 19,3 | — 24,4 | » Sand |
| 24,4 | — 41,6 | » Torf und Faulschlamm |
| 41,6 | — 43,3 | » Sand |
| 43,3 | — 44 | » grauer Tonmergel. |

Als Mächtigkeiten des Oberen Diluviums bei Wik-Holtenau direkt über dem Interglazialtorf ergaben sich aus mehreren anderen Bohrungen:

13—14—15 m \varnothing m

18—16—14 m ds

0—4 m »Letten«

1,5—2,7—5,2 m Moor, Torf und Faulschlamm

3,3—3,5 m »grauer Letten« = feinsandiger Tonmergel.

Über die Mächtigkeit der Oberen Moräne längs des Kanals liegen in der Gegend von Knoop-Holtenau bisher folgende Angaben vor: an der Knooper Arbeiter-Baracke 28—30 m über wasserführendem Sand. Bei Projensdorf mehr als 29 m. Im Bohrloch 12 des Kanalprojektes bei Holtenau von + 5,5 m über N.N. bis — 13 m N.N., also 18,5 m (über 13 m Sand). Im Bohrloch 13 von + 8 m N.N. bis — 13 m, also 21 m (über 28 m Sand); im Bohrloch 18 von + 8,8 m N.N. bis — 15,5 m, also 24,3 m (über 6,5 m Spatsand); im Bohrloch 3 von + 10 m N.N. bis — 17,5 m (nicht durchbohrt), also über 27,5 m. Bohrung 7 von + 4 m bis — 20 m N.N. (nicht durchbohrt), also über 24 m; im Bohrloch d an der Stelle der Schleusenbaugrube:

0 — 14 m grauer Geschiebemergel

14 — 15,8 » trockener Kies

15,8 — 28 » grauer Geschiebemergel,

also über 28 m; im Bohrloch 15

0 — 9,3 m brauner und grauer Geschiebemergel

9,3 — 11,1 » trockener kalkhaltiger Sand

11,1 — 30,7 » blaugrauer Geschiebemergel,

also über 30 m. Das Bohrloch an der Villa Hoheneck bei Wik ergab, nachdem bereits 6 m Geschiebemergel abgetragen waren, 26 m blaugrauen Geschiebemergel und dann den Wasserhorizont, also 32 m Grundmoräne; im Bohrloch 6 (+ 35,7 m N.N.) bei Holtenau wurde folgendes Profil nachgewiesen:

0 — 1,3 m feiner, erbsengelber Sand

1,3 — 3,8 » grauer, glimmerhaltiger, sandiger Ton (Lokalmoräne)

3,8 — 8,8 » gelbbrauner Geschiebemergel

8,8 — 15,5 » blaugrauer Geschiebemergel

15,5—20,3 m feiner, grauer, kalkhaltiger Sand
 20,3—22,4 » scharfer » » »
 22,4—25,7 » feiner » » »
 25,7—26,3 » sandiger, grauer Geschiebemergel
 26,3—47,6 » feiner, heller, kalkhaltiger Sand

{ 47,6—53,4 » grober, heller, ganz schwach kalkhaltiger Spatsand
 53,4—62,5 » » » , schwach kalkhaltiger Kies
 62,5—68,3 » scharfer, grober Sand, kaum kalkhaltig
 68,3—73,1 » grober Kies, kaum kalkhaltig

73,1—79,6 » blaugrauer sandiger Tonmergel.

Hier ist also die Obere Moräne (in einer der höchsten Erhebungen des Gebietes) etwa 14 m mächtig, darunter liegt noch 32 m frisches junges Diluvium (Sande und eine dünne Moränenbank), darunter 25 m auffallend kalkarmes bis fast kalkfreies (trotz des recht groben Kornes!), älteres Diluvium und endlich noch 6 m wieder normal kalkhaltige, blaugraue, sandige, glaziale Tonmergel.

Etwa 200 m davon am Maschinenhaus der Schleusen wurden an einer Stelle, wo schon einige Meter Lehm abgetragen waren, durchbohrt:

| | | | |
|------|---------|--|----------------------------------|
| 0 | —17,1 m | blaugrauer Mergel = Oberer Geschiebemergel (0 m) | |
| 17,1 | —18,9 | » Kies, Wasserhorizont | |
| 18,9 | —19,6 | » »blauer Lehm« | } = Unterer Geschiebemergel (dm) |
| 19,6 | —20,3 | » »Lehm mit Sand« | |
| 20,3 | —63 | » »blauer steiniger Mergel« | |
| 63 | —67 | » Sand und Kies mit Wasser. | |

Es ist also auch längs der Kanallinie offenbar, daß hier die Obere Grundmoräne eine sehr erhebliche Mächtigkeit hat, die am größten in und dicht bei der Endmoräne ist (37,8 bis über 45 m) und weiter nach Osten auf mindestens 30—14 m herabsinkt, und daß diese mächtige Obere Grundmoräne hier im Osten ganz ebenso auf interglazialen Verwitterungszonen und Torfen liegt wie die ganz schwache Obere Grundmoräne im Westen auf der Höhe des Heiderückens bei Grüenthal und in der Niederung bei Hochdonn. Daraus ergibt sich von selbst die Unmöglichkeit der neuerdings versuchten Parallelisierung der »großen« Endmoräne und dessen, was dahinter liegt, mit dem Bühlstadium und der Grundmoränen vor ihr mit der

Wurmvereisung der Alpen. Unter den — nach diesem Parallelisierungsversuch — so verschiedenartig gedeuteten Moränen Schleswig-Holsteins liegen überall dieselben gleichmäßig intensiv zersetzten Verwitterungszonen! Abgesehen davon, daß sich an zahlreichen Stellen der lückenlose Zusammenhang der Grundmoränen vor und hinter der »Großen« Endmoräne nachweisen läßt!

Ergab so auf der 25 km langen Kanalstrecke von der Endmoräne bei Steinwehr bis Holtenau die unmittelbare Anschauung der mächtigen Kanaleinschnitte verbunden mit den unmittelbar daneben angesetzten Bohrungen für die Arbeiterbaracken und sonstige Kanalwerke die sehr große Mächtigkeit der einheitlichen, großenteils blaugrauen Oberen Moräne, so ist der Aufbau der näheren und weiteren Umgebung von Kiel und der Kieler Förde durch sehr zahlreiche Wasserbohrungen bis zu 167 m Tiefe ausgezeichnet klargelegt, und wir erhalten dadurch nicht nur eine Bestätigung unserer bisherigen Erfahrungen über die Mächtigkeit des Oberen Diluviums hinter der großen Endmoräne, sondern auch einige Anhaltspunkte zur Gliederung des tieferen Diluviums, da eine größere Anzahl Bohrungen zur Erlangung artesischen Wassers bis in die Braunkohlenschichten herunter gebracht wurde.

Eine sehr beträchtliche Anzahl dieser Bohrungen, vor allem die des städtischen Wasserwerkes und die von den Bohrfirmen Deseniss und Jacobi sowie Léon ausgeführten Bohrungen sind durch zahlreiche, einwandfreie Proben belegt; von einer größeren Anzahl anderer Bohrungen konnte ich auf Grund der sonstigen Erfahrungen und persönlicher Rücksprachen mit den Bohrunternehmern Léon, Reese, Wiese die Beschaffenheit der Schichtenfolgen, die in den sorgfältig geführten Bohrregistern angegeben waren, mit recht großer Genauigkeit feststellen und die Richtigkeit dieser Diagnosen an einzelnen Stichproben und aufgehobenen Musterstücken prüfen. Von 4 Bohrungen (Bothkamp, Friedrichsort, Brauerei Eiche) liegen Proben in der Universitätssammlung Kiel und ergänzten bezw. bestätigten so in glücklicher Weise die mir anderweitig zugegangenen Bohrregister; für die Erlaubnis, diese Proben zu studieren, bin ich Herrn Prof. Dr. JOHNSEN zu lebhaftem Dank verpflichtet. Endlich liegen noch 4 Angaben über

Bohrprofile von Kieler Brauerei-Bohrungen in einer kleinen Schrift von HAAS über die geologischen Verhältnisse des Untergrundes von Kiel vor, deren Belegproben zwar nicht mehr zu finden sind, die aber so genau beschrieben sind, daß sie ebenfalls einwandfrei sich deuten und in unsere heutigen Erfahrungen einfügen lassen. Durch diese weit über 200 Bohrungen in der Umgebung von Kiel, deren Proben und Profile ich im Laufe dieses Sommers zusammengebracht habe, ergibt sich die Tatsache, daß hier zwei sehr weitverbreitete Wasserhorizonte vorhanden sind, deren Wasser fast überall unter starkem artesischen Druck steht, nämlich einer unter der geschlossenen Oberen Grundmoränendecke und einer in den Quarzsanden der untermiocänen Braunkohlenformation, und daß eine weitere, aber nur an wenigen Stellen vorhandene Wasserschicht in den tieferen Schichten des Diluviums auftritt, aber auch dann nur sehr selten genügendes Wasser ergibt.

Der Wasserhorizont unter der geschlossenen Grundmoränendecke ist naturgemäß nur nördlich der an der Südendigung der Föhrde durchstreichenden Endmoränen vorhanden; in diesen Endmoränen haben die Probebohrungen für das städtische Wasserwerk zwar auch durchgehend Wasser ergeben, aber am Grunde einer mächtigen Serie von oberdiluvialen Sanden und Kiesen, in die zahlreiche schwächere Bänke und Linsen von Oberem Geschiebemergel eingelagert sind.

Über die Zahl und den Verlauf der südlich von Kiel durchgehenden Endmoränen ist noch kein abschließendes Urteil möglich, da dort noch nicht kartiert ist; zahlreiche Angaben über Endmoränenpunkte liegen von HAAS, GOTTSCHKE und STRUCK aus diesem Gebiet vor; die jüngste, sicher feststellbare Endmoräne ist der Zug, der unmittelbar vor der Endigung der Föhrde im Hornheimer Riegel zuerst von HAAS erkannt und beschrieben und von GOTTSCHKE und STRUCK weiter verfolgt ist; sie zeigt z. B. im Viehburger Holz und auf dem Exerzierplatz sehr schöne Geländeformen und streicht quer vor dem Föhrdenende über Hassee, Russee usw. nach Westen und dann wahrscheinlich im Bogen um den Westensee herum, um dann, wie schon erwähnt, bei Steinrade-Steinwehr nach Norden über den Kanal zu gehen.

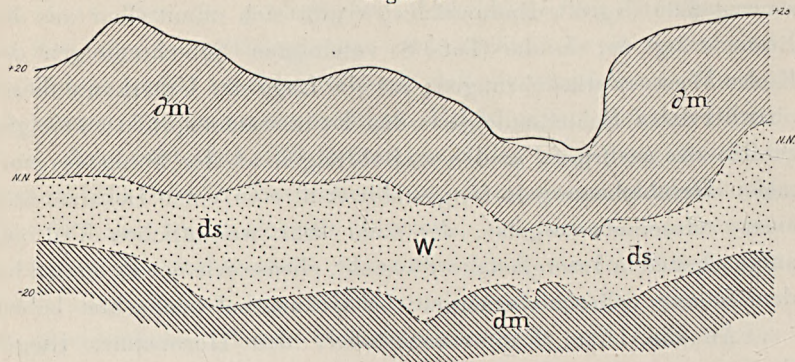
Der Aufbau dieser und der südlich vorgelagerten Endmoränenstaffeln (»große Endmoräne«) ergibt sich unmittelbar aus der Betrachtung der in der Tafel 8 vereinigten Schichtenfolgen der Kieler Wasserwerksbohrungen; für die Lage der Unterkante dieser oberdiluvialen Schichtenfolge in den Endmoränen spricht an einigen Stellen das mehrmals in diesen Bohrungen an der Sohle des normalen Geschiebemergels festgestellte Auftreten einer Lokalmoräne, eines »Geschiebemergels«, der zum sehr wesentlichen Teil aus aufgearbeitetem Interglazialtorf besteht, ebenso wie wir es einmal bei dem Oberen »Geschiebemergel« bei Grünenthal beobachtet haben.

An die letzte Endmoränenstaffel, den Hornheimer Riegel, der aus mächtigen oberdiluvialen Sanden und Kiesen besteht (z. T. mit verschleppten Fetzen verwitterter älterer Sande), legt sich nordwärts ganz steil und sofort in sehr erheblicher Mächtigkeit die Obere Grundmoräne an, die, abgesehen von einem ganz schmalen Streifen unmittelbar an den Rändern der südlichen Föhrde, die ganze kuppige Grundmoränenlandschaft bis zur Ostsee überkleidet und wie gesagt fast überall von einem ergiebigen Wasserhorizont unterlagert wird, der oft artesisches, stark gespanntes Wasser führt. Bei Holtzenau hat dieser Wasserhorizont am Grunde der Schleusengruben unter der prachtvoll aufgeschlossenen Grundmoräne erhebliche Bauschwierigkeiten verursacht, und hier mußte das Grundwasser mit Hilfe von 4 mächtigen Kreiselpumpen von je 200 Sekundenliter Leistung allmählich im Laufe eines Jahres um 18 m gesenkt werden, um die Baugruben für die Schleusen trocken zu bekommen, wodurch aber auch noch in erheblicher Entfernung alle Brunnen leer liefen.

Durch sehr zahlreiche, dicht bei einander stehende Bohrungen für das Kieler Hauptwasserwerk ist dieser artesische Horizont auch im unteren Schwentinetal bei der Oppendorfer Mühle nachgewiesen (Fig. 1—3) und ebenso fast in dem ganzen Gebiet nordwestlich von der Stadt Kiel.

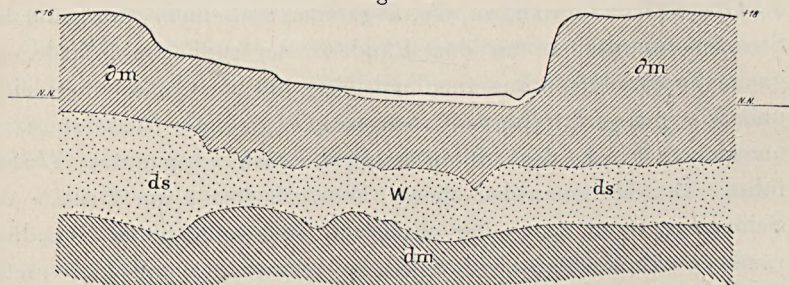
Der über diesem durchgehenden und zweifellos einheitlichen Wasserhorizont nördlich von Kiel liegende Geschiebemergel erreicht nun 14—40 m Mächtigkeit und ist in einer ganzen Anzahl Bohrungen völlig einheitlich angetroffen; in anderen Bohrungen

Figur 1.

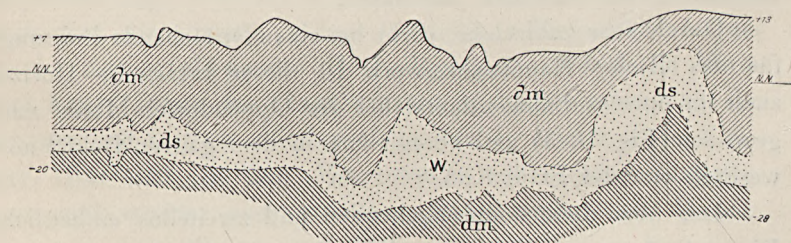


Querprofil durch das Schwentinetal bei der Oppendorfer Mühle.

Figur 2.

Querprofil durch das Schwentinetal bei der Oppendorfer Mühle.
W = artesisches Wasser, im Tale + 3 bis + 4 m über Terrain aufsteigend.

Figur 3.



Längsprofil aus der Gegend Oppendorf-Klausdorf.

zeigt er, ebenso wie in den Schleusengruben bei Holtenau-Wik, mehr oder minder häufige Nester und Schlieren von völlig trockenem Sand und Kies, die, abgesehen von der unmittelbaren Anschauung in den großen Aufschlüssen, eben schon durch ihre völlige Wasserfreiheit beweisen, daß es kleine irrelevante Einlagerungen ohne wesentliche Längserstreckung sind. Die größte im Anschluß beobachtete derartige Sandlinse erreichte bei Holtenau 150 m Länge und bis 7 m Mächtigkeit, und es mag nochmals hervorgehoben werden, daß unter keiner dieser zahlreichen, im Laufe der Arbeiten zu Tage gekommenen und wieder verschwundenen Sandlinsen irgend eine Spur einer Verwitterungs- oder Zersetzungszone zu beobachten war, die etwa darauf hingedeutet hätte, daß hier ein ehemals durchgehender Horizont zum größten Teil zerstört und ausgequetscht worden ist; alle diese Linsen und Schlieren lagen völlig zusammenhangslos in der völlig frischen, einheitlichen Moräne, stießen z. T. auch nach oben durch und bildeten dann die kleinen Sand- und Kieskuppen bei Wik, die jetzt alle abgetragen sind.

An einigen wenigen Stellen, so z. B. in einzelnen der von HAAS beschriebenen Bohrungen der Kieler Brauereien, war über dem artesischen Wasserhorizont, der für den sehr großen Wasserbedarf dieser Unternehmungen nutzbar gemacht ist, in geringerer Tiefe noch eine sehr schwache, unergiebigere Wasserschicht erbohrt, die, eben weil sie ganz unergiebig ist, keinem durchgehenden Horizont angehören kann, sondern solchen großen bis zur Oberfläche durchstoßenden Sandlinsen ihre Herkunft verdanken muß.

Daß dieser mächtige Geschiebemergel über dem fast durch das ganze Gebiet durchgehenden artesischen Horizont die einheitliche Obere Grundmoräne ist, wird des weiteren, wie schon oben erwähnt, noch durch die unter ihr erbohrten interglazialen Torflager erwiesen. Eines dieser Torflager, das bei der Hochbrücke Wik mit den Resten der Hainbuche, ist bereits genauer besprochen; ein zweites derartiges Interglazialmoor ist bei Strande in 27,4 bis 29 m Tiefe erbohrt; der Pflanzenbestand ist hier leider nicht mehr zu ermitteln; ein drittes wurde in einer der Bohrungen für die Schloßbrauerei Kiel (Deseniss & Jacobi) gefunden in 32–33 m

Tiefe und enthielt sowohl Moostorf wie Waldtorf, stark zusammengepreßt, mit Resten von Kiefer, Birke und wahrscheinlich auch der Buche; er liegt über stark verwitterten Sanden; ein viertes Torflager wurde in Rastorf (Bohrungen für das städtische Wasserwerk) unter 17,3 m Oberem Geschiebemergel in 0,5 m Mächtigkeit erbohrt; der Pflanzenbestand ist auch hier nicht mehr festzustellen. Im Bohrloch 35 bei Oppendorf wurde unter 13,8 m Geschiebemergel 4,6 m humoser, kalkfreier, sandiger Ton erbohrt, also ebenfalls eine Interglazialbildung, dagegen kann die bei der Torpedokaserne Wik in geringer Tiefe (8,4—9,3 m) im Geschiebemergel erbohrte Torfschicht nicht anstehend gewesen sein, sondern muß eine verschleppte Scholle sein, wie deren ähnliche nicht weit davon im Geschiebemergel der Schleusen gruben beobachtet sind.

In einer zweiten Bohrung für die Schloßbrauerei und in einer der Bohrungen für die Brauerei zur Eiche wurde unter dem Oberen Geschiebemergel eine stark verwitterte und zersetzte Sandschicht gefunden, wie sie bei der ersten Bohrung für die Schloßbrauerei unter dem Interglazialtorf lag und bei Wik an der Hochbrücke im Aufschluß unter dem Oberen Geschiebemergel beobachtet ist, so daß hier bei Kiel von drei Gesichtspunkten aus in derselben übereinstimmenden Weise die Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels bewiesen ist — über einem durchgehenden Wasserhorizont, über Interglazialtorfen und über Verwitterungszonen¹⁾.

Auf diesem nachgewiesenermaßen 20 m bis über 40 m mächtigen Oberen Geschiebemergel liegen nun im Süden der Föhrde in einem schmalen 200—500 m breiten Streifen ziemlich — d. h. bis über 20 m — mächtige Obere Sande und Kiese, z. T. mit sehr eigentümlichen, Kames-artigen Oberflächenformen. Das war ohne

¹⁾ Anhangsweise mag hier erwähnt werden, daß süd-südöstlich von Kiel, auf dem Grimmelsberg bei Tarbeck, auf der Höhe der südlichen Hauptendmoräne, +70 m NN., eine Bohrung etwa 76 m frisches, junges Diluvium ergeben hat (hauptsächlich blaugrauen typischen Geschiebemergel mit vereinzelt eingelagerten von trockenem Kies und grauen Tonmergeln) und darunter bis 83 m verwitterte, kalkfreie, was-erführende Sande, deren Wasser bis dicht unter Tage aufstieg.

weiteres zu sehen bei den großen, gewaltigen, über 20 m tiefen Abtragungs- und Ausschachtungsarbeiten für die Erweiterung der Kaiserlichen Werft in Ellerbek im Jahre 1905, ergibt sich auch aus einer ganzen Anzahl Bohrungen am Föhrdenrande in Kiel und bei Gaarden-Mönkeberg und aus den Aufschlüssen für die Kanalisationsarbeiten der Stadt Kiel.

Allerdings ist das Lagerungsverhältnis nicht das einer einfachen Auflagerung, denn am Rande ziehen sich von dem kompakten Oberen Geschiebemergel dünne Streifen und Fetzen noch auf diese Oberen Sande und Kiese hinauf bzw. fingerförmig in sie hinein, so daß eine förmliche Verzahnung stattfindet; daß aber diese dünnen, 1—2 m starken Moränenbänke, die sich auf diese Sande hinauf und in sie hinein ziehen, nicht die Vertreter der ganzen mächtigen Oberen Moräne sind, ist ohne weiteres klar und wird zum Überfluß auch noch dadurch erwiesen, daß der Wasserhorizont erst unter der mächtigeren Moränenbank erbohrt ist, die diese Sande und Kiese unterlagert.

Bei Forsteck, unmittelbar nördlich vom Düsternbrocker Holz, wo diese Sande im Kiese mit ihre schönste Entwicklung erreichen, ist der Obere Geschiebemergel noch 31 m mächtig, und diese Kiese keilen sich hier 2,6 m unter der Oberfläche als 3 m starke Schicht in ihm aus.

Unmittelbar östlich vom Düsternbrocker Holz im Niemansweg ist bei den Kanalisationsarbeiten beobachtet, daß der Geschiebelehm sich in 1—2 m starker Decke auf diese Sande hinaufzog bzw. von Osten an sie anlegte. Die Bohrungen am Düvelsbecker Weg, ebenfalls dicht östlich des Düsternbrocker Holzes, ergaben eine mehrfache Verzahnung dieser Sande und Kiese mit dem über 20 m mächtigen Oberen Geschiebemergel, der hier ebenso wie in den Schleusengruben bei Holtenu große Schlieren und Schollen von grünen Alttertiärtonen enthielt, während an der »Seeburg« südlich vom Düsternbrocker Holz, wo im Aufschluß noch mehrere Meter mächtige Sande und Kiese zu sehen waren, im Straßenniveau darunter erbohrt wurden:

1. 0 — 3,8 m Kies
 3,8— 5,1 » »Lehm«, gelb
 5,1— 7,3 » Kies
 7,3—11,3 » Sand
 11,3—17 » lehmstreifiger Sand
 17 —17,5 » blauer »Lehm«
2. 0 — 2,5 » Kies
 2,5— 5,9 » »Lehm«, gelb
 5,9—10,8 » Sand
 10,8—12,3 » »blauer Lehm«
 12,3—13 » Kies
 13 —13,3 » blauer »Lehm«
 13,3—15 » Sand
 15 —15,5 » »blauer Lehm«
 15,5—16,5 » Grand
 16,5—16,8 » »blauer Lehm«.

Die Bohrungen östlich von Mönkeberg zur Erforschung der dortigen großen Kieslager ergaben eine Mächtigkeit dieser Sande und Kiese von über 25 m, während auf, in und unter den Kiesen zahlreiche schwache Bänke und Linsen von Geschiebemergel erbohrt und durch die Aufschlüsse sichtbar gemacht wurden; eine von mir kontrollierte Bohrung dicht bei Mönkeberg nahe der Föhrde ergab unter 4 m steinigem Kies etwa 30—32 m Oberen Geschiebemergel, unter dem dann der Wasserhorizont gefunden wurde.

Eine Bohrung bei den Howaldtwerken an der Schwentine-mündung ergab:

- | | | |
|-----------|------------------------------------|-----------------|
| 0 — 7,2 m | Sand mit Steinen | |
| 7,2— 7,8 | » grober Kies | |
| 7,8— 9,1 | » »gelber Lehm« | |
| 9,1— 9,8 | » Kies | |
| 9,8—14,9 | » »blauer Lehm« | |
| 14,9—15,8 | » Sand | |
| 15,8—16,2 | » »blauer Lehm« | |
| 16,2—25 | » Sand | |
| 25 —46,5 | » grober Sand mit vielen Steinen | |
| 46,5—62 | » Sand | |
| 62 —66 | » »blauer Mergel« mit Kiesstreifen | |
| 66 —75 | m Sand | } wasserführend |
| 75 —84 | » Kies | |
| 84 —86,4 | » Sand | |
| 86,4—90,8 | » »scharfer Sand« | |
| 90,8—92,3 | » lehmiger Sand. | |

Hier scheint die jungglaziale Aufschüttung also 66 m zu betragen.

Eine Bohrung an der Gasanstalt Gaarden ergab:

| | | | |
|------|---|--------|-----------------------------|
| 0 | — | 3,30 m | gelber Lehm |
| 3,30 | — | 5,6 | » Sand |
| 5,6 | — | 6 | » »blauer Lehm« |
| 6 | — | 13 | » scharfer Sand |
| 13 | — | 13,8 | » »blauer Lehm« |
| 13,8 | — | 19 | » scharfer Sand |
| 19 | — | 20 | » »blauer Lehm« |
| 20 | — | 25 | » scharfer Sand mit Wasser. |

Die große Bohrung bei der Germaniawerft ergab (nachdem etwa 20 m Sand und Kies mit einer dünnen Lehmdecke abgetragen waren) noch 4,7 m Sand, dann 12 m normalen Geschiebemergel, dann noch 14 m Wechsellagerung von Sand und grauem Geschiebemergel, bis die erste (allerdings wenig) Wasser führende Kiesschicht erreicht wurde.

Es ist also aus diesen Bohrungen und Tagesaufschlüssen völlig klar, daß diese mächtigen Sande und Kiese, die die südliche Föhrdenendigung umrahmen, Auswaschungsprodukte der Oberen Grundmoräne sind und sie teilweise vertreten, im übrigen aber auf ihr aufliegen, nicht wie neuerdings wieder Herr Dr. OLBRICHT von den Sanden an den Föhrden behauptet hat, unter der Oberen Moräne liegen und durch Erosion oder Exaration freigelegt sind. Diese Sande und Kiese sind, soweit ich die geologische Situation übersehe, durch die in der Föhrde subglazial zirkulierenden Schmelzwasser, die sich über die niedrigste Stelle des Hornheimer Riegels in das Obereidertal ergossen, aus dem Grundmoränenmaterial ausgewaschen — sie begleiten eben nur die südliche, stark verengte Föhrdenendigung in einem 200—500 m breiten Streifen und hören nördlich vom Düsternbrocker Holz-Mönkeberg, wo die Föhrde breiter wird, plötzlich auf; dort tritt die geschlossene Grundmoränenlandschaft an die wesentlich verbreiterte Föhrde dicht heran.

Dasselbe Lagerungsverhältnis liegt meines Erachtens unzweideutig auch in den Endmoränen vor, die quer vor der Südendigung der Föhrde liegen; denn wenn sich am Hornheimer Riegel

die Obere Grundmoräne auch steil von Norden an die Endmoräne anlegt, so ist es doch klar, daß diese unmittelbar an der Endmoräne über 20 m (Tonberg), ja 33 m (Hassee) mächtige Grundmoräne nicht plötzlich an den Endmoränensanden aufhört, sondern sich teilweise auch unter sie herunterzieht, und es liegt gar kein Grund vor, die ersten frischen, in und unmittelbar unter den mächtigen Endmoränenkiesen erbohrten Geschiebemergelbänke für etwas anderes zu halten als für Oberen Geschiebemergel¹⁾, besonders da diese Grundmoränenbänke an ihrer Basis z. T. noch die Lokalmoräne aus aufgearbeitetem Interglazialtorf enthalten. Zum

¹⁾ Wenn also der vorerwähnte Hr. Dr. OLBRICHT, neuerdings wieder erklärt: »Ich kenne bis jetzt aus der ganzen vorliegenden Literatur keine einzige Beobachtung, die das sichere Vorkommen mächtiger Sande über dem Oberen Geschiebemergel erweist« — weil nach OLBRICHT'S Ansicht die sich zurückziehenden Gletscher »verdunsteten«, nicht abschmolzen, dürfen sie keine Sande über der Grundmoräne aufschütten! —, so beweist das eben von neuen auf das eklatanteste seine völlige Unkenntnis dieser Literatur und der Tatsachen. Noch deutlicher als durch die Verhältnisse bei Mölln, wo unter den bis 40 m mächtigen Endmoränensanden der Obere Geschiebemergel über dem Wasserhorizont erbohrt ist, durch die Verhältnisse bei Römnitz-Bäck-Mechow bei Ratzeburg, wo der mächtige Obere Geschiebemergel sich nachweisbar unter die 16 und mehr Meter mächtigen Endmoränenkiese herunterzieht und unter ihnen (wieder über dem Wasserhorizont) noch in 19,4 m Mächtigkeit durchbohrt wurde, durch die Aufschlüsse im Eisenbahneinschnitt bei Dermin, SO. von Ratzeburg, wo der Obere Geschiebemergel unter den mächtigen Endmoränenkiesen in Kuppen und Bänken sichtbar war, läßt sich dieser Beweis auch für die kritischsten Augen nicht führen, und dieselben Verhältnisse sind in den ostpreußischen Endmoränengebieten, bei Lübeck (vergl. FRIEDRICH'S Tafeldarstellung!) und an der Oder im Choriner Endmoränengebiet sowie bei Güstebiese nachgewiesen, um nur die wichtigsten und nächstliegenden Punkte herauszugreifen.

Wenn Hr. OLBRICHT neuerdings den Anschein zu erwecken sucht, daß ich ihn als »unbequemen Gegner« betrachte und mundtot machen wolle, so ist das eine ganz erstaunliche Selbstüberschätzung dieses Herrn, der seinen nachgewiesenen völligen Mangel an Kenntnissen und Erfahrungen durch ständige Anwürfe gegen die »mechanisch kartierenden« Geologen zu verdecken sucht, deren mühsam erlangte Feststellungen für seine Theorien allerdings sehr verderblich sind. Durch seine völlig in der Luft schwebenden Phantastereien, die allen unsren sichereren Erfahrungen widersprechen, hat Hr. Dr. OLBRICHT sich selbst aus der Liste der ernst zu nehmenden Forscher und der »Gegner«, mit denen man diskutiert, gestrichen. Vergl. auch HETTNERS Geograph. Zeitschrift 1910, S. 595, wo eine — völlig ablehnende — Würdigung der OLBRICHT'Schen Arbeit auch von ganz unabhängiger (geographischer) Seite erfolgt ist, ebenso wie es auch in der Zeitschrift für Gletscherkunde 1910, IV, S. 939 geschehen ist.

Überfluß sind nun noch an mehreren Stellen unter diesen mächtigen Sanden und Kiesen interglaziale Verwitterungszonen erbohrt, so bei Grevenkrug in 47 m Tiefe.

Eine Anzahl Bohrungen in Kiel und Umgegend haben unter dem durchschnittlich 20 bis ungefähr 30 m mächtigen Oberen Geschiebemergel keinen (oder nur einen ganz kümmerlichen, praktisch unbrauchbaren) Wasserhorizont getroffen und haben dann meistens noch außerordentlich mächtige Moränenbänke durchbohrt, ehe sie in etwa 120 m Tiefe das Braunkohlentertiär und darin den zweiten artesischen Horizont trafen; der obermiocäne Glimmerton über den Braunkohlensanden scheint nördlich von Kiel völlig zerstört und erst südlich der Stadt noch erhalten zu sein. Nur in vereinzelten Bohrungen (Schloßbrauerei II, Holtenuer Maschinenhaus, Laboe) ist unter dem Unteren Geschiebemergel ein starker Grundwasserstrom erbohrt; bei der dritten Bohrung der Schloßbrauerei, die das bei weitem mächtigste Diluvialprofil bei Kiel angetroffen hat (über 156 m), ist ganz tief unten über der dritten, untersten Geschiebemergelbank ein sehr mächtiger Grundwasserhorizont getroffen; im allgemeinen scheint das Untere Diluvium bei Kiel aber ziemlich wasserfrei zu sein, und daher sind die tieferen Moränenbänke mit ihren meist trockenen Sand- und Kieslagen bisher auch nicht durchgehend und einwandfrei zu gliedern; — der Versuch dazu ist auf beiliegender Tafel 9 gemacht, wo mit dm der »Untere« Geschiebemergel (vorletzte Eiszeit) mit δ m der Unterste Geschiebemergel (vermutliche Moränen der drittletzten Eiszeit) bezeichnet sind!

An einigen Stellen — Knoop, Auberg-Wik, Südspitze der Föhrde, Elmschenhagen — läßt sich bei einigen Bohrungen nachweisen, daß die dicht daneben durch Sandschichten und Wasserhorizonte getrennte Obere und Untere Moräne unter völliger Ausquetschung dieser Wasserhorizonte und Sandschichten dicht zusammengeschoben sind, und dasselbe scheint vielfach mit den tieferen Moränenbänken der Fall zu sein, wenn nicht ein großer Teil dieser älteren Moränenbänke überhaupt vor der Ablagerung des Oberen Diluviums abgetragen ist.

Verwitterungszonen in diesen tieferen Moränenbänken sind

bei Kiel bisher jedenfalls nicht nachgewiesen; allerdings muß auch betont werden, daß von diesen tieferen, mächtigen Moränenbänken bisher nur wenige Belegproben vorliegen, die sehr lange Schichtenmächtigkeiten erläutern sollen.

Um nun nochmals zusammenfassend unsere bisherigen Kenntnisse über mächtigere interglaziale Verwitterungszonen zu registrieren, so liegen bisher folgende Angaben aus dem Nordwesten vor:

Moräne des Roten Kliffs bis etwa 20 m entkalkt und verwittert, 20 km entfernt von der frischen Moräne des Emmerlekliff!

Tiefere Moränen bei Süderstapel und Umgegend 8—10 m tief verwittert und kalkfrei, dicht neben ganz frischen Moränen.

Sande und Kiese bei Süderstapel bis 13 m entkalkt und verwittert, unter normalem frischem Diluvium von über 19 m Mächtigkeit.

Sande und Moränen bei Burg bis 12 m, ja bis 21 m tief verwittert, unmittelbar neben ganz frischen Moränen.

Sande und Kiese bei Grüenthal-Bornholt, 4 m tief intensiv verwittert, unter interglazialen, humosen Bildungen und frischem, jungem Diluvium, bei Hochdonn unter frischer, junger Moräne.

Bei Hademarschen über 20 m verwitterte Sande unter 3 m junger Moräne.

Sande und ältere Moränen intensiv verwittert bis zu 27 m, ja bis 38 m bei Elmshorn, z. T. unter frischem, jungem Diluvium von 11—16 m Mächtigkeit, z. T. als verschleppte verwitterte Schollen in diesem frischen Diluvium.

Sande und Kiese 5—11 m intensiv verwittert und entkalkt, zum erheblichen Teil unter junger, größtenteils normal kalkhaltiger Moräne von 3—4 m Mächtigkeit bei Lüneburg.

Sande und Tone 20 m intensiv verwittert und kalkfrei unter Oberem Geschiebemergel bei Krüzen (Lauenburg), bei Ratzeburg 13 m verwittert unter 7 m frischer Oberer Moräne, bei Knoop-Holtenau am Kanal bis 20 m tief verwittert unter 15—47 m frischem Diluvium.

Bei Parchim in Mecklenburg 8 m entkalkte Sande unter 32—40 m jungem, frischem Diluvium.

Endlich erheblich mächtige, entkalkte Sande, z. T. mit Humus-

streifen und stark gefaltet unter frischem, jungem Geschiebemergel bei Glindow in der Mark Brandenburg.

Bei Süderstapel, Grüenthal, Holtenau, Kiel, Elmshorn, Lauenburg (Krüzen), Lüneburg und Glindow liegen diese Verwitterungszonen in demselben Horizont mit interglazialen humosen Neubildungen, bei Parchim auf interglazialen Süßwasserkalk, bei Lütjenbornholt haben sich in dem Interglazialtorf Artefakte des diluvialen Menschen von ganz außerordentlich primitiver Form gefunden.

Es ist damit eine so große Zahl von solchen sehr intensiv veränderten Verwitterungszonen festgestellt, deren Mächtigkeit die der postglazialen Verwitterungsrinde ganz erheblich übertrifft und die z. T. in Verbindung mit interglazialen Neubildungen — Torfen mit einer nicht arktischen Flora — stehen, daß an der Gesetzmäßigkeit und dem stratigraphischen Wert dieser Verwitterungszonen nun wohl nicht mehr zu zweifeln ist¹⁾.

Ganz analoge Erscheinungen liegen auch noch aus einem anderen Grenzgebiet des Oberen Diluviums, nämlich aus der Niederlausitz, der Gegend von Senftenberg-Klettwitz vor. Auch dort liegen unter denselben äußeren Umständen bis 4 m mächtige, ganz frische junge Moränen in geringer Entfernung von alten, völlig, d. h. bis 15 m tief verwitterten und zersetzten Moränen! (Erläut. zu Blatt Senftenberg und Klettwitz, Lieferung 148 der Geol. Karte von Preußen, Seite 16, 20, 32.)

Ebenso ist auf Blatt Hohenmölsen zwischen Zeitz und Weißenfels von DAMMER²⁾ eine stark verwaschene und verwitterte Grundmoräne unter frischem, kalkhaltigem Löß (und über Löß) nachgewiesen, deren hochgradige Zersetzung und Verwitterung vor Ablagerung des frischen darüberliegenden Lösses erfolgt sein muß!

¹⁾ Vergl. auch die diesbez. Ausführungen v. LINSTOW'S: Das Alter des Lösses am Niederrhein und bei Köthen-Magdeburg, dieses Jahrbuch 1910 I, 2, 8 313 ff.

²⁾ DAMMER: Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Lösses zwischen Zeitz und Weißenfels. Dieses Jahrbuch 1908 I, S. 340.

SIEGERT: Übersicht über die Gliederung des Diluviums im mittleren Saaletal. Dieses Jahrbuch 1909 II, S. 35.

Unter dem auf die oben erwähnte Weise bestimmten Unteren Geschiebemergel von Elmshorn und Lüneburg scheinen nun nochmals dieselben Verhältnisse einer neuen Entkalkungs- und Verwitterungszone aufzutreten, die also damit auf ein älteres Interglazial hinweisen, unter dem wieder ein noch älteres Diluvium liegt. Unter den 10 m stark verwitterten Moränen der Gegend von Süderstapel liegt ein sehr fossilreicher Muschelhorizont, der nur zur Eemzone gehören kann; unter der Eemzone bei Tondern liegt ebenfalls noch ein mächtiges glaziales Diluvium mit mehr als 26 m Geschiebemergeln (Dansk geol. Forening 1900, Nr. 6, p. 86). Unter der völlig verwitterten, altdiluvialen Hauptmoräne des Roten Kliffs auf Sylt mit ihrer 5 km langen, geradlinigen Unterkante liegt auch noch ein sehr viel älteres, ebenfalls völlig verwittertes Diluvium, stark gefaltet und oben horizontal abgeschnitten, mit einer völlig anderen Geschiebeführung, das also ebenfalls zur ältesten, ersten Eiszeit gehören muß. Vielleicht sind auch die vorerwähnten ganz enormen Verwitterungsmächtigkeiten bei Elmshorn (27—38 m) schon darauf zurückzuführen, daß sich hier die Wirkungen zweier Interglazialzeiten kumuliert haben.

Haben wir nach obigen Ausführungen in den Verwitterungszonen der Sande, Kiese und Moränen ein ebenso sicheres Kriterium, älteres Diluvium vom jüngeren Diluvium zu unterscheiden, wie in den interglazialen Neubildungen mit gemäßigter Fauna und Flora, so hat sich in den letzten Jahren herausgestellt, daß ein in der älteren Literatur über Schleswig-Holstein vielfach benutztes Unterscheidungs-mittel der Oberen Decksande von den »Unteren« Sanden, die Schichtung und Bryozoenführung, völlig unbrauchbar und irreführend ist.

Daß die geschichteten, bryozoenführenden (= Korallen-) Sande, die in der ganzen älteren Literatur bis einschließlich GORTSCHE'S Endmoränenarbeit (1897) als sicheres Kriterium des älteren »Unteren« Diluviums galten und benutzt wurden, um Oberen »Blocklehm« und »Unteren« Geschiebemergel zu trennen, ebensowohl über dem sicheren Oberen Geschiebemergel vorkommen und nichts für »Unteres« Diluvium beweisen, dies war das erste Resultat meiner Kartierungsarbeiten bei Ratzeburg im Jahre 1901. Von einer ungewöhnlichen Naivität zeugt daher die erneute, gegen meinen ausdrücklichen Protest vorgebrachte Behauptung des Hrn. SPETHMANN über die »Bryozoensande« und die Erkenntnis von deren geologischer Stellung¹⁾. Hr. SPETHMANN behauptet hier etwas, was er gar nicht aus eigener Kenntnis und Erfahrung wissen kann, sondern nur vom Hörensagen zu wissen glaubt, und nach der Formulierung seiner Behauptung ist es offenbar, daß er die wahre Bedeutung der fraglichen Feststellung außerdem gar nicht erkannt hat.

¹⁾ Zentralblatt für Mineralogie usw. 1910, N. Z., S. 213.

Um jeden Irrtum und jede Mißdeutung aus der Welt zu schaffen, muß ich hier also nochmals und ausdrücklich feststellen, daß ich durch meine Kartenaufnahmen im Frühjahr 1901 den m. E. unzweifelhaften Beweis erbracht hatte, und diesen Beweis dem zweifelnden Hrn. Dr. STRUCK an der Hand meiner Karte in der Natur demonstriert habe, daß die geschichteten Sande und Kiese der dritten Endmoränenstaffel im Osten von Ratzeburg dem Oberen Geschiebemergel aufliegen, also nicht unterdiluvial sein können. Für diese geschichteten Sande und Kiese Schleswig-Holsteins ist seit FORCHHAMMER's Zeiten der Ausdruck »Korallensande« oder »Bryozoensande« im Gebrauch wegen ihres Gehalts an Kreidebryozoen¹⁾. Sie sollten nur im Unterdiluvium vorkommen im Gegensatz zu den ungeschichteten, bryozoenfreien (verwitterten) Decksanden des Oberen Diluviums, und dieses unbewiesene und falsche Dogma hat sich als eines der größten Hindernisse in der Erkenntnis der Geologie Schleswig-Holsteins erwiesen, an dem z. B. GOTTSCHKE gescheitert ist²⁾, der die kalkhaltigen und bryozoenführenden, geschichteten Kiese und Geröllpackungen der zweifellosesten jüngeren Endmoränen, z. B. bei Sasel und Gr. Wittensee, deshalb einer älteren Vereisung zuschrieb. Auf die Autorität GOTTSCHKE's hin war damals auch Herr Dr. STRUCK geneigt, die von ihm bei seinen Endmoränenstudien westlich von Mölln gefundenen, geschichteten, bryozoenführenden Kiese für älter — unterdiluvial — anzusehen, trotzdem ich ihm auseinandersetzte, daß das Vorhandensein oder Fehlen der Bryozoen nur von dem verschiedenen Grade der Verwitterung abhängig sei, daß die Bryozoen, weil auf sekundärer oder tertiärer Lagerstätte liegend, stratigraphisch nichts beweisen könnten, ebensowenig wie die Schichtung der Sande. Ich habe ihm das an dem analogen Beispiel der auf sekundärer Lagerstätte in den »Unteren Sanden« und angeblich »Unteren« Geschiebemergel der Mark liegenden *Paludina diluviana* bewiesen und ihm meine Aufschlüsse mit den geschichteten Sanden gezeigt, die sicher oberdiluvial waren (auf Oberem Geschiebemergel über dem Grundwasserhorizont lagen). In einer dieser gröberen, geschichteten Bänke meines Aufschlusses fand Hr. Dr. STRUCK denn auch wirklich, wie vorauszusehen war, die Bryozoen, zog aber daraus den umgekehrten Schluß wie ich und wollte deshalb auch diese und seine Endmoräne, in denen er dasselbe beobachtet hatte, für ältere ansehen. Wegen der Richtigkeit und Beweiskraft meiner Kartierung und meiner Auffassung in dieser Sache habe ich dann zwei Sommer energisch zu kämpfen gehabt, bis sie zuletzt sehr zögernd auch von GOTTSCHKE anerkannt wurde³⁾.

Dieser stratigraphische Beweis von mir, daß die geschichteten Sande auch auf dem durch Kartierung festgelegten Oberen Geschiebemergel liegen, ist m. W. bisher der einzige geblieben, war jedenfalls jahrelang der einzige; damit war der Beweis von der Bedeutungslosigkeit der Schichtung und Bryozoenführung für die Altersbestimmung erbracht, und dieser mein Nach-

¹⁾ L. MEVN: Die Bodenverhältnisse von Schleswig-Holstein. Abhandl. z. Geol. Spezialkarte von Preußen, III, 1882, S. 25.

²⁾ GOTTSCHKE: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. Mitt. geogr. Gesellsch. Hamburg 1897, XIII, S. 49—50.

³⁾ Vergl. C. GAGEL: Über eine diluviale Süßwasserfauna bei Tarbeck. Dieses Jahrbuch 1901, XXII, S. 300.



weis von der Unrichtigkeit eines tyrannisch herrschenden Dogmas war m. E. ein sehr wesentlicher Fortschritt bezw. die Vorbedingung weiterer Fortschritte in der Geologie Schleswig-Holsteins.

Der jahrelang vorher von GORTSCHE gemachte Fund, daß geschichtete Bryozoenkiese in der jungen Endmoräne vorkommen, war von diesem, wie erwähnt (l. c. S. 50), selbst nicht anerkannt und gewürdigt worden und hatte nur dazu geführt, diese Moränen für ältere zu erklären, trotzdem sie mitten im Zuge der Hauptendmoränen liegen.

Daß ich statt des Ausdrucks »geschichtete« Sande, deren Stellung ich festgelegt habe, den in Holstein üblichen Ausdruck »Bryozoen« Sande gebraucht habe, und daß Herr Dr. STRUCK in den von mir stratigraphisch bereits lange festgelegten, geschichteten Sanden die Bryozoen gefunden hat, die zu erwarten waren und unvermeidlich unter der Verwitterungsgrenze auftreten müssen und um die ich mich absichtlich bis dahin nicht bemüht hatte, das sind die Tatsachen auf die hin Hr. SPETHMANN die Berechtigung zu haben glaubt, mir implicite eine falsche Angabe und die Reklamierung eines mir nicht gebührenden Verdienstes vorzuwerfen und Hrn. Prof. Dr. STRUCK die Priorität in dieser Sache zuzuschreiben, während dieser selbst nur von Gleichzeitigkeit der Funde spricht¹⁾.

Von der Bedeutung dieses stratigraphischen Nachweises spricht die Tatsache, daß bis dahin in Schleswig-Holstein und Hannover regelmäßig an die Grenze der geschichteten und der darüberliegenden ungeschichteten Sande die Grenze zwischen Oberem und Unterem Diluvium gelegt wurde (GORTSCHE, l. c., Seite 55), daß bis dahin dort jeder Geschiebemergel, der unter geschichteten Sanden lag, eo ipso »Unterer« war, daß mit Hilfe der geschichteten »Bryozoen«-Sande sogar das Alter faunaführender, mariner Diluvialschichten konstruiert werden sollte (Tarbeck!). Daß die geschichteten (»Bryozoen«)-Sande, die eo ipso »unterdiluvial« waren, oft wegen Verwitterung und Feinkörnigkeit gar keine Bryozoen enthielten, das tat merkwürdigerweise ihrer Beweiskraft keinen Abbruch; trotzdem wurden sie selbst und das, was darunter lag, immer als Unterdiluvium angesehen und sie doch als »Bryozoen«-Sande bezeichnet; nur die ungeschichteten, kalkfreien Geschiebesande waren damals Oberdiluvium. Die Geschichte der Wissenschaft ist auch hier die der möglichen inneren Widersprüche und aller nur denkbaren Irrtümer gewesen, mit denen dann erst die Kartierung aufgeräumt hat.

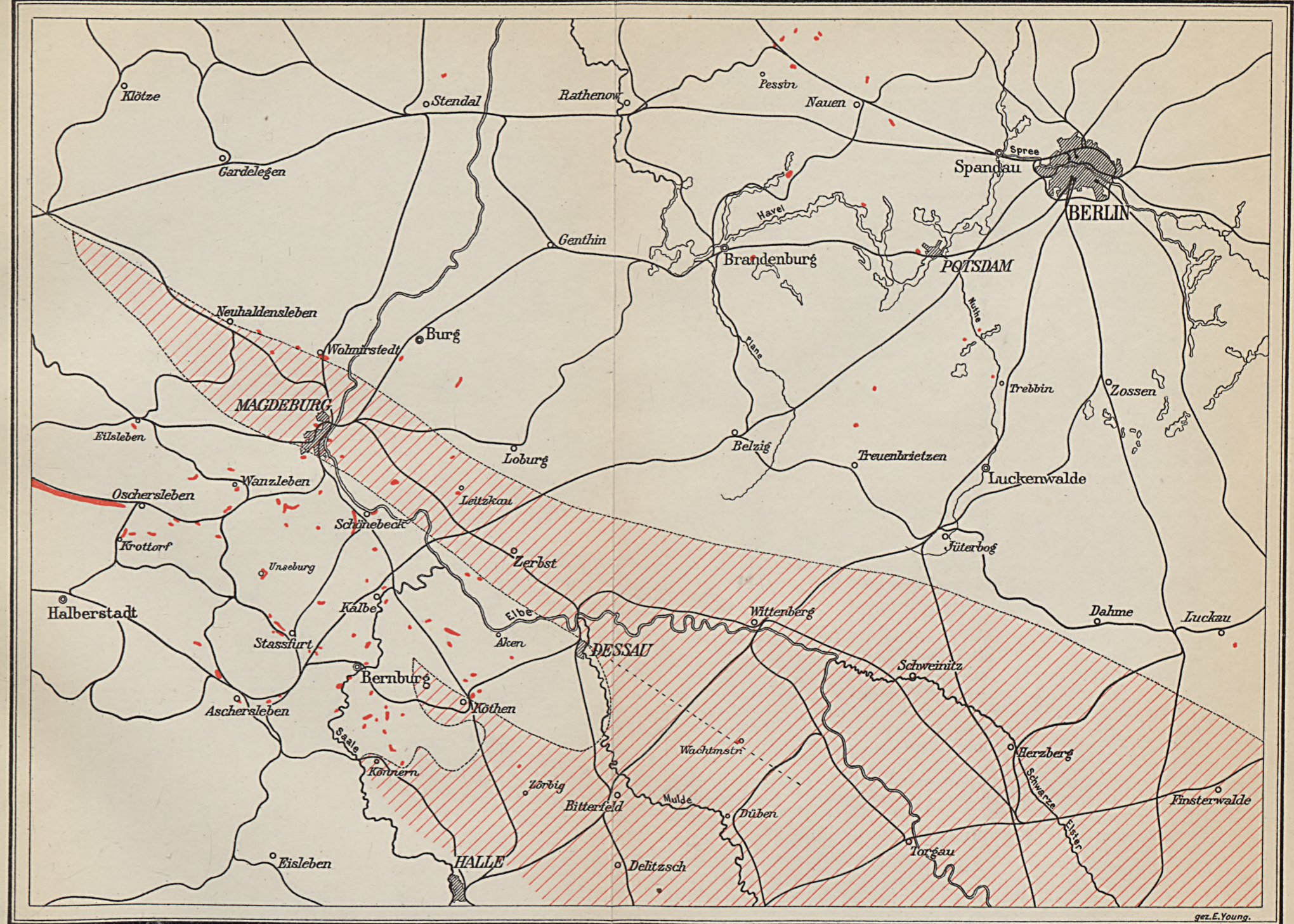
Um noch von vornherein einem zu erwartenden Einwurf eines freundlichen Kritikers zu begegnen, möchte ich hier noch ausdrücklich feststellen, daß ich die zahlreichen Angaben über tiefgehend verwitterte Moränen in der Gegend von Süderstapel erst im Januar 1910 von Herrn JVERS erhalten habe.

¹⁾ Vergl. R. STRUCK: Übersicht über die geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. Festschrift zum XVII. Deutsch. Geographentage in Lübeck, S. 105.

Verbreitung der Salzflora in Anhalt, Provinz-Sachsen und Mark Brandenburg.

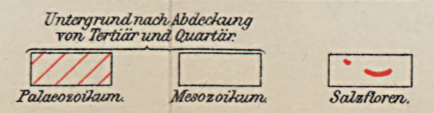
Königliche Preuß. Geologische Landesanstalt, Jahrbuch 1910 II.

Tafel 1.

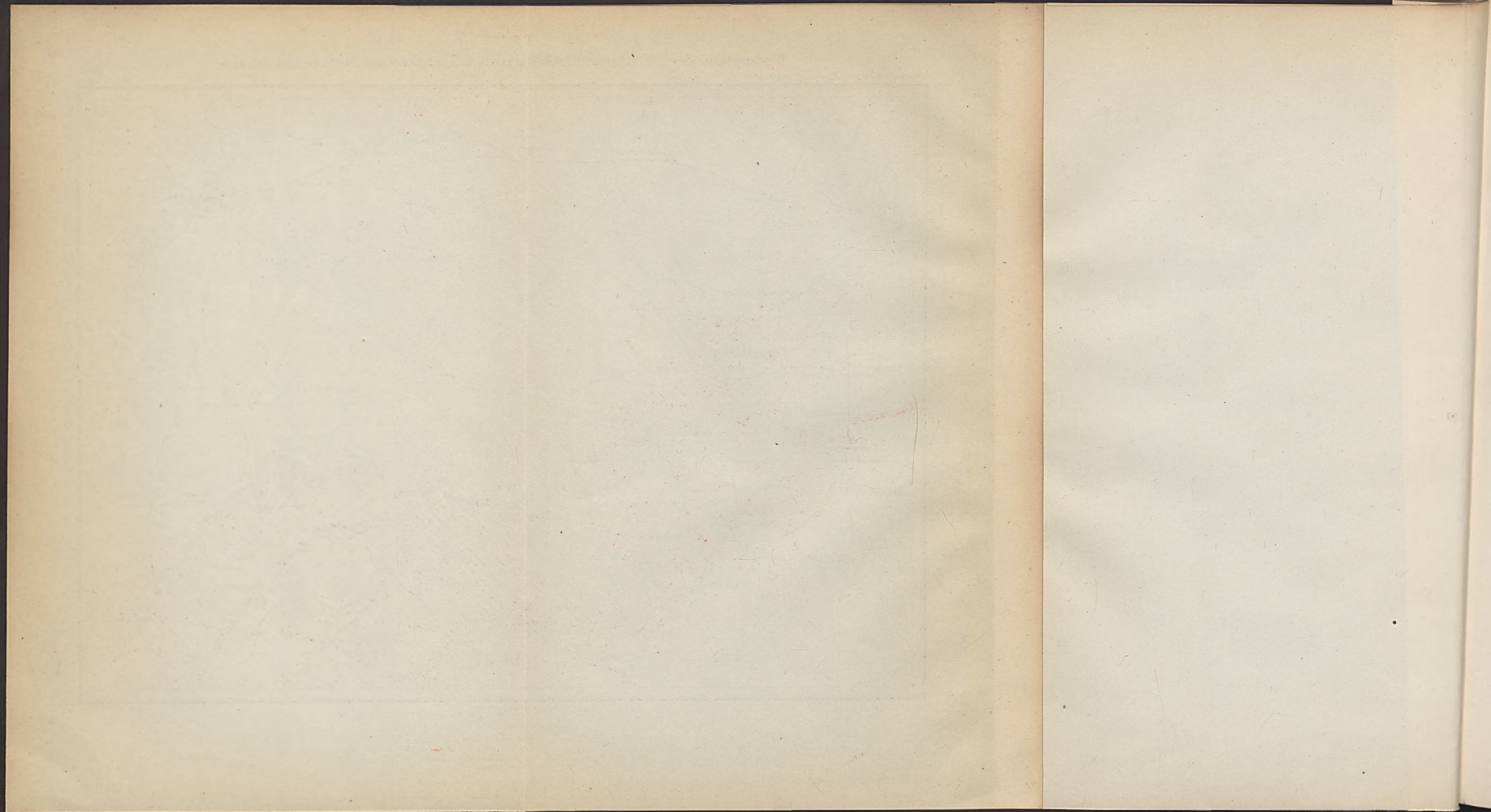


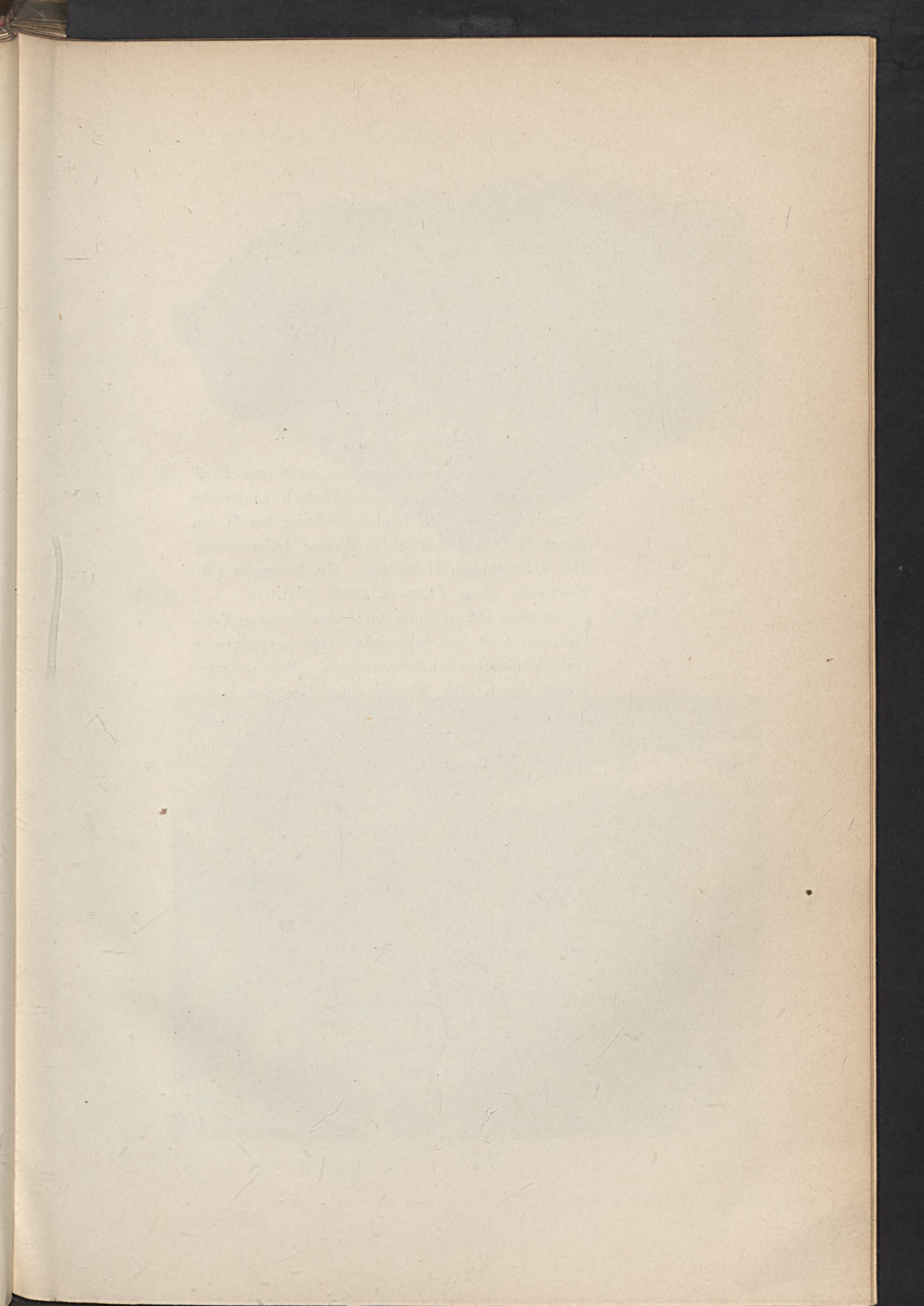
Maßstab 1:750 000.

Photolithogr. v. Leop. Kraatz, Berlin.



gez. E. Young.





Tafel 2.

- Fig. 1. Außenansicht eines Stückes des »tertiären Torf-sphaerosiderits«; bei x noch deutlich zahlreiche Einzelkügelchen von Sphaerosiderit; bei H ein Stück Holz mit deutlich sichtbarer Zellstreifung. Bei h Stückchen Holzkohle. Gr. Berggeist (Bl. Sechtem). Leg. FLIEGEL 1908. Nat. Gr. . . . S. 41
- Fig. 2. Stück eines Dünnschliffs durch den tertiären Torf-sphaerosiderit mit zahlreichen echt versteinerten (intuskrustierten) Pflanzenresten. Bei a Querschliff durch eine Wurzel eines dicotylen Holzgewächses; bei b eigentümlich kreuzförmiger Querschliff, wohl auch eine Wurzel. Fundort wie oben. Vergr. 12 : 1 S. 43



Fig. 1.

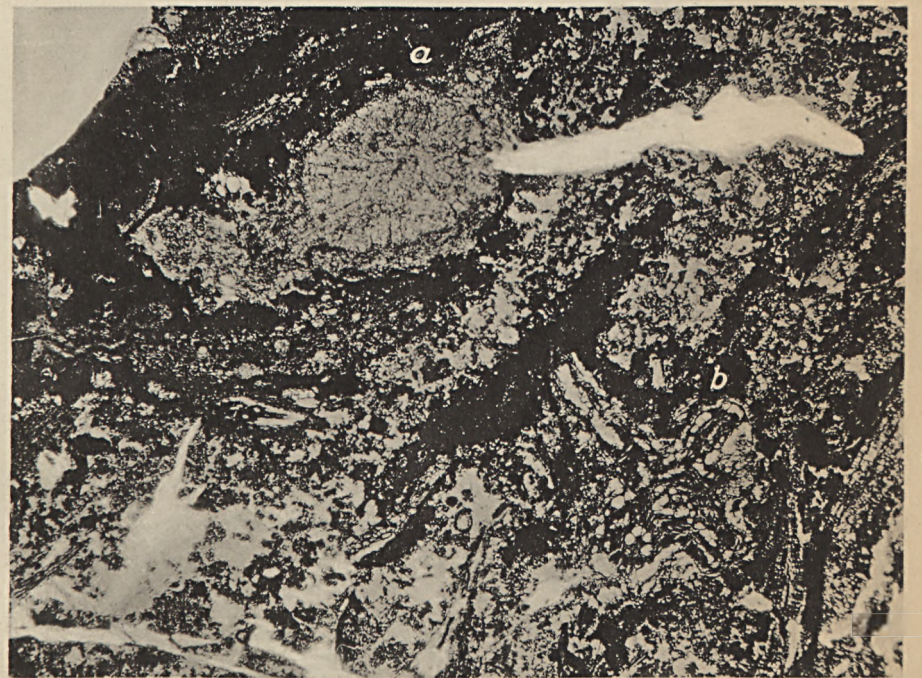
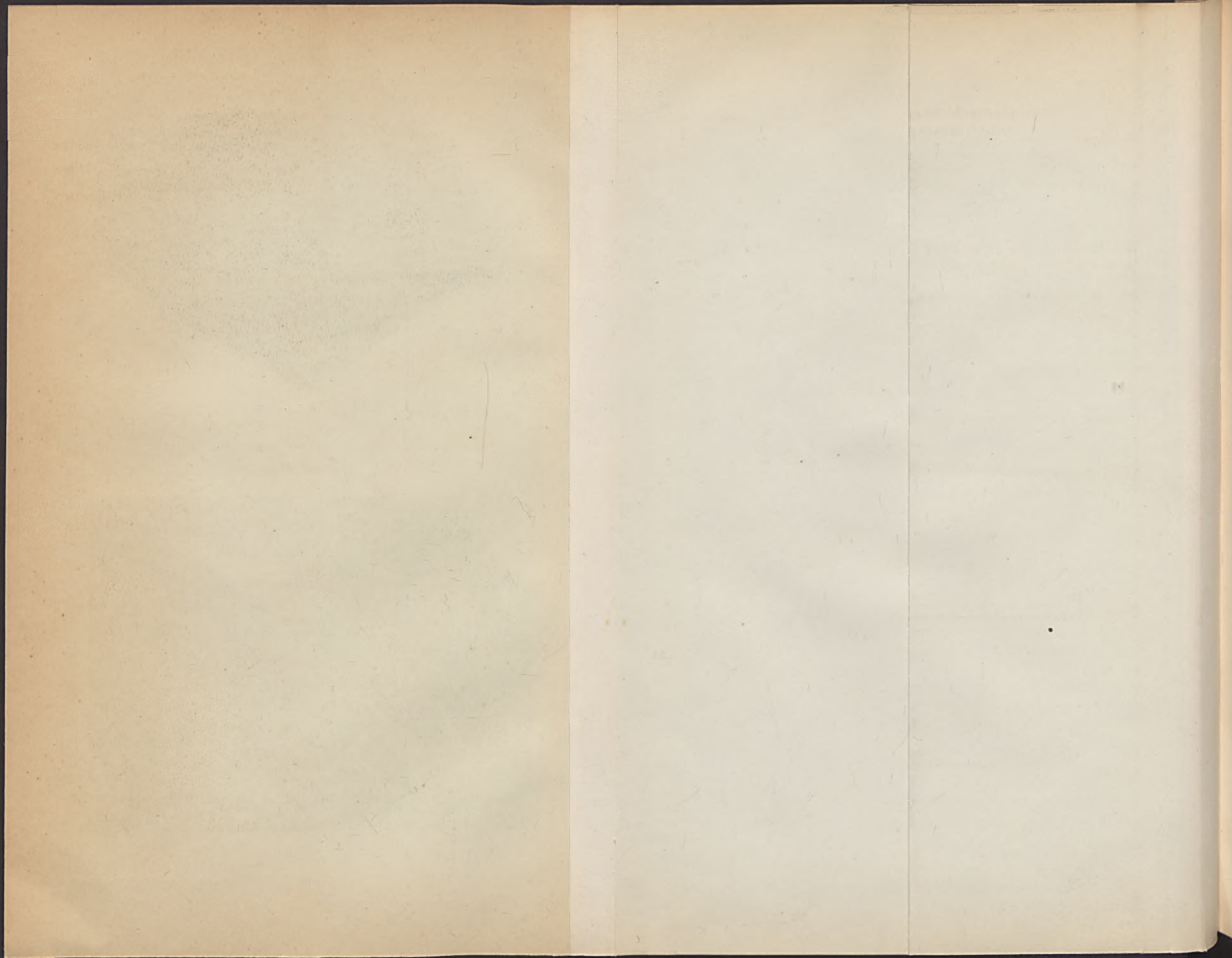
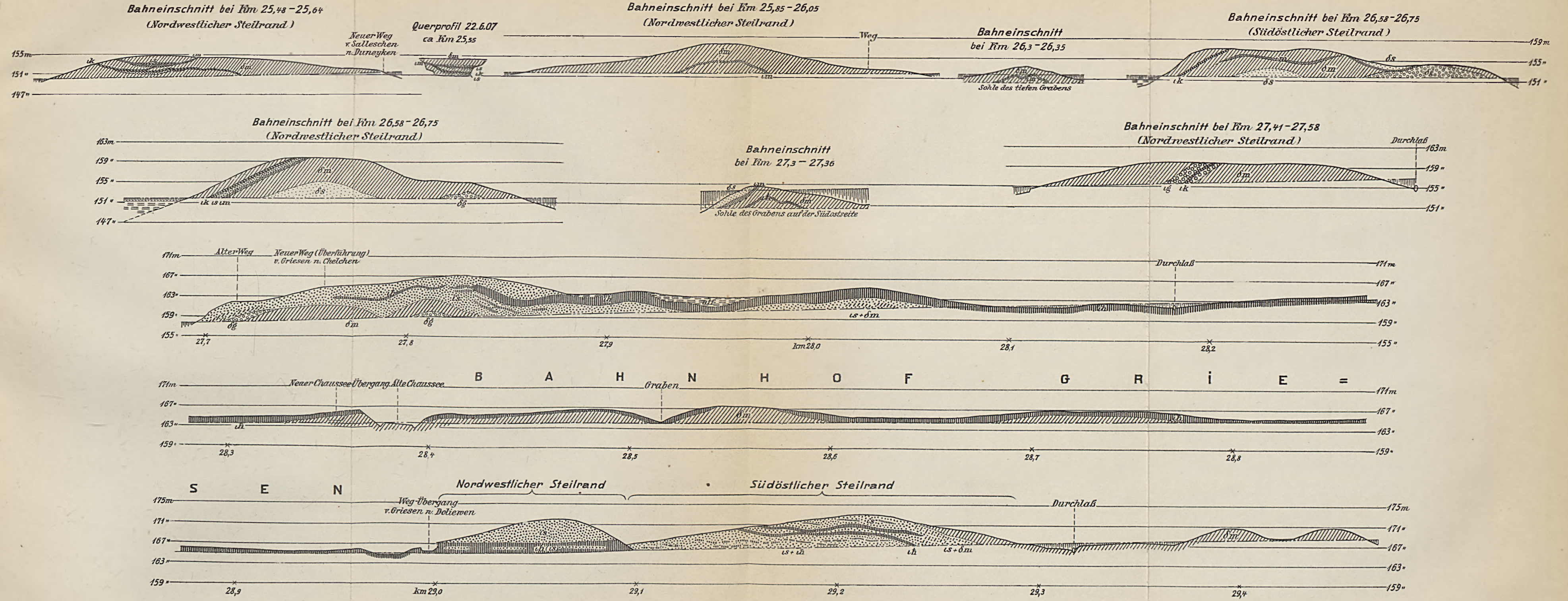
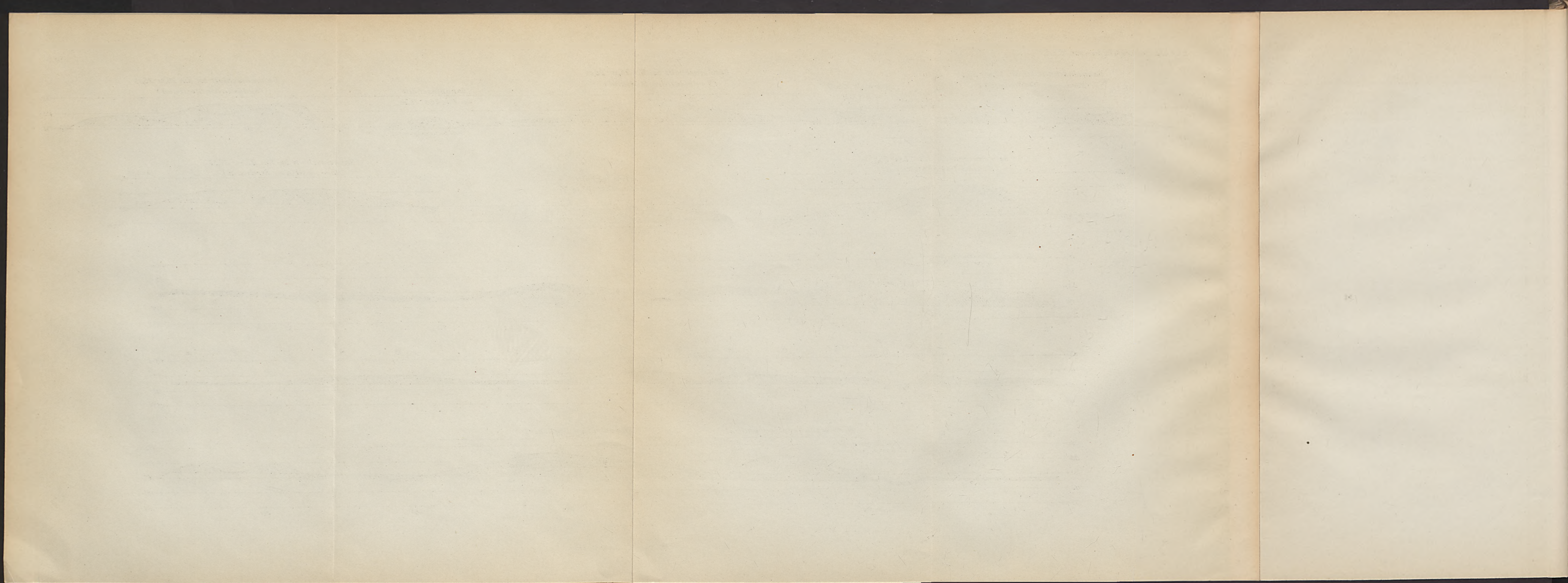
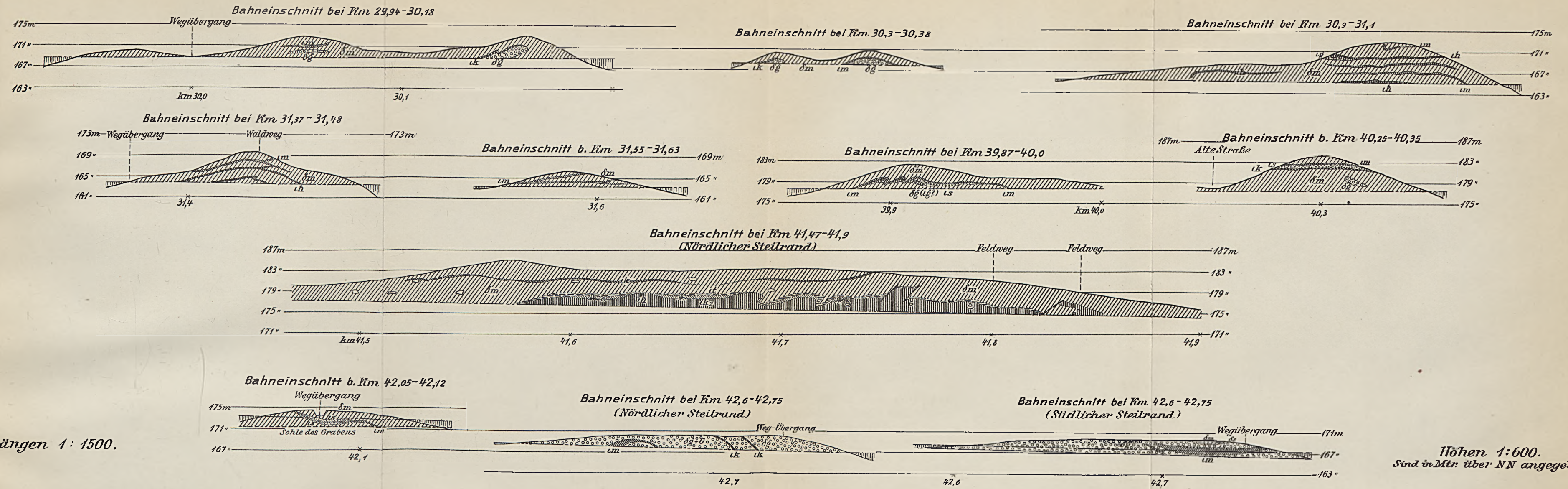


Fig. 2.





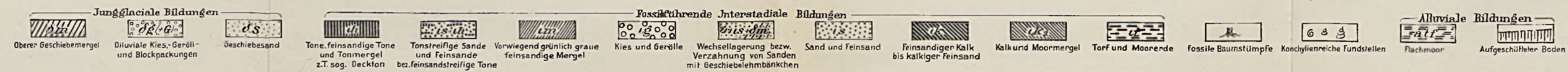




Längen 1:1500.

Höhen 1:600.
Sind in Mtr. über NN angegeben.

Farbenerklärung zu Tafel 3 u. 4.

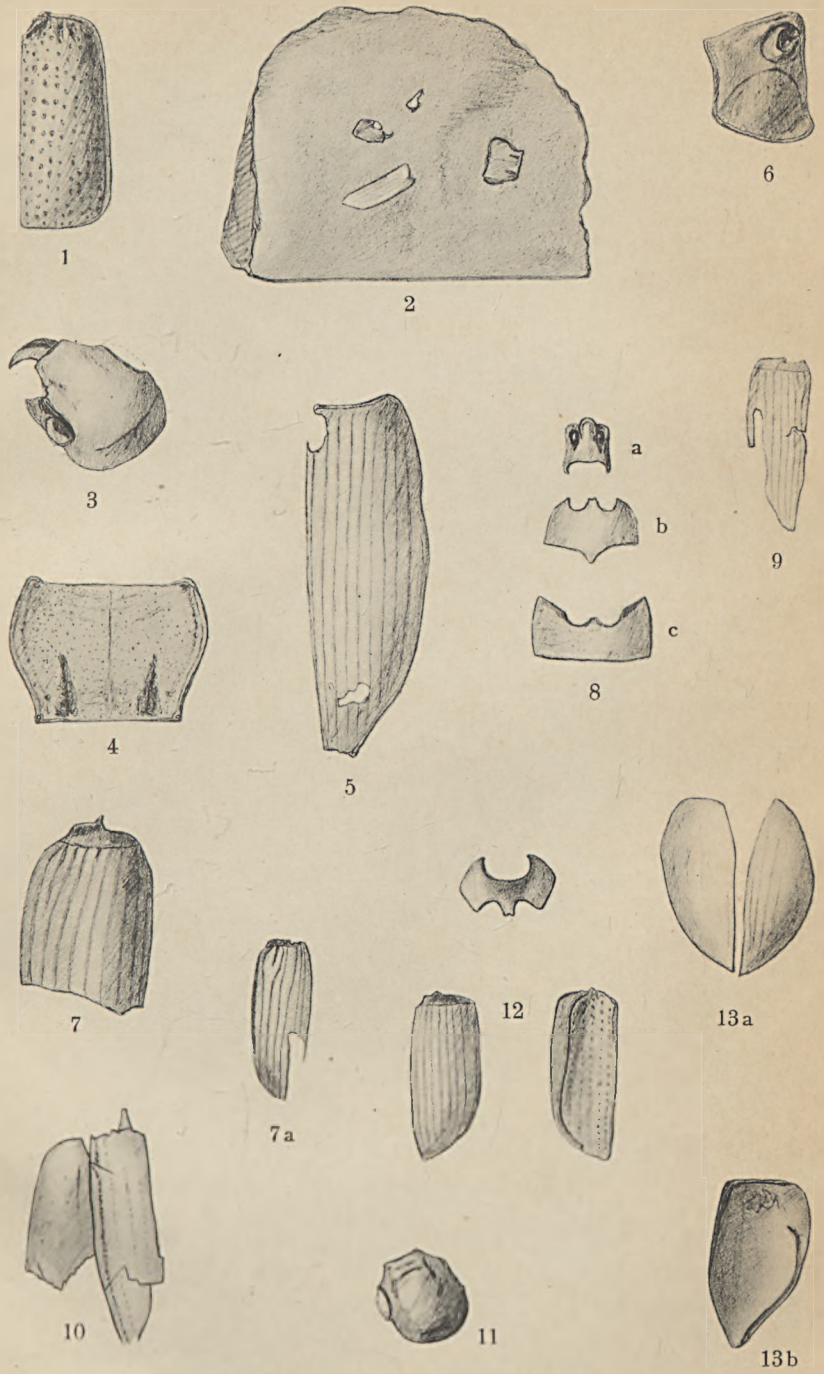


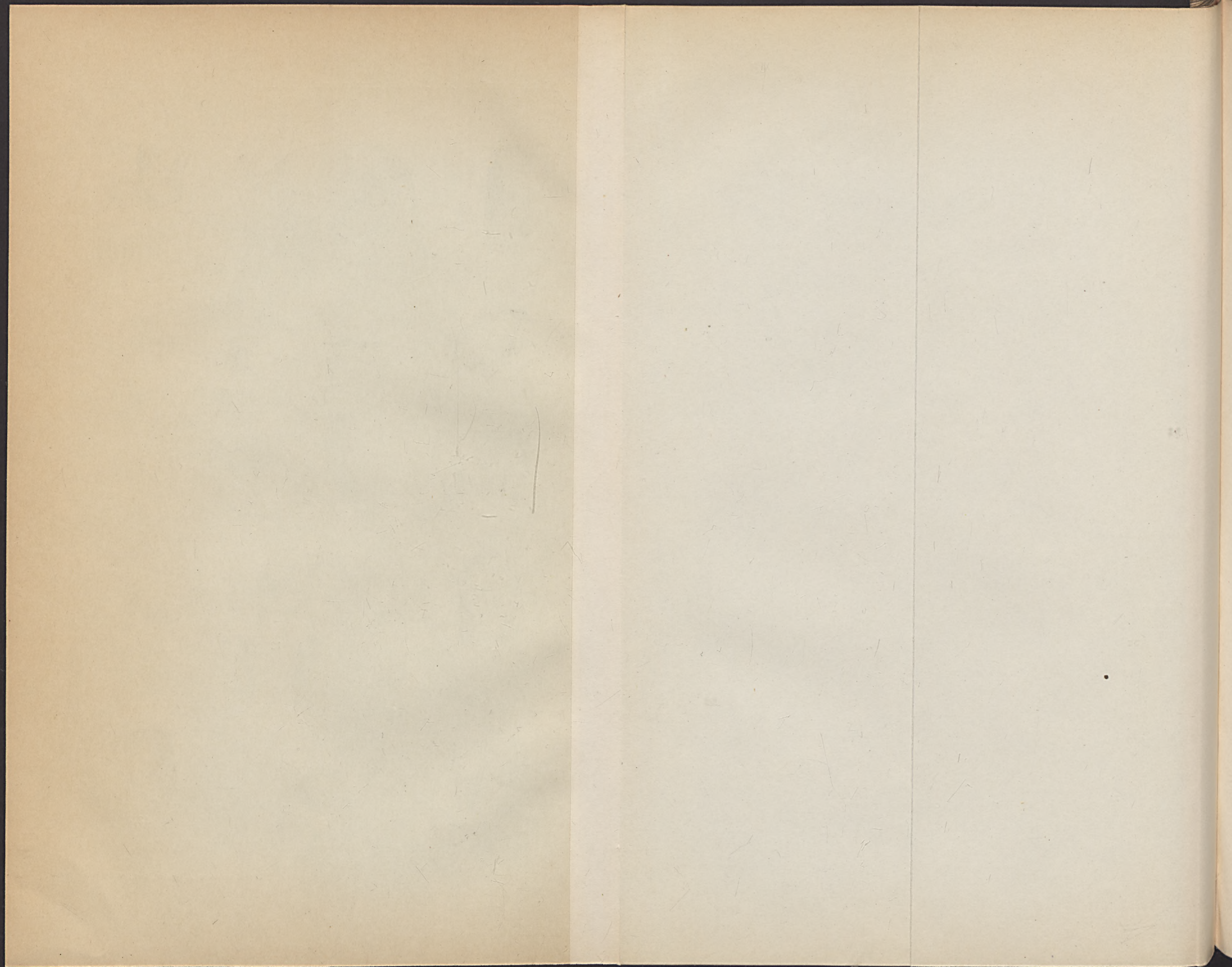


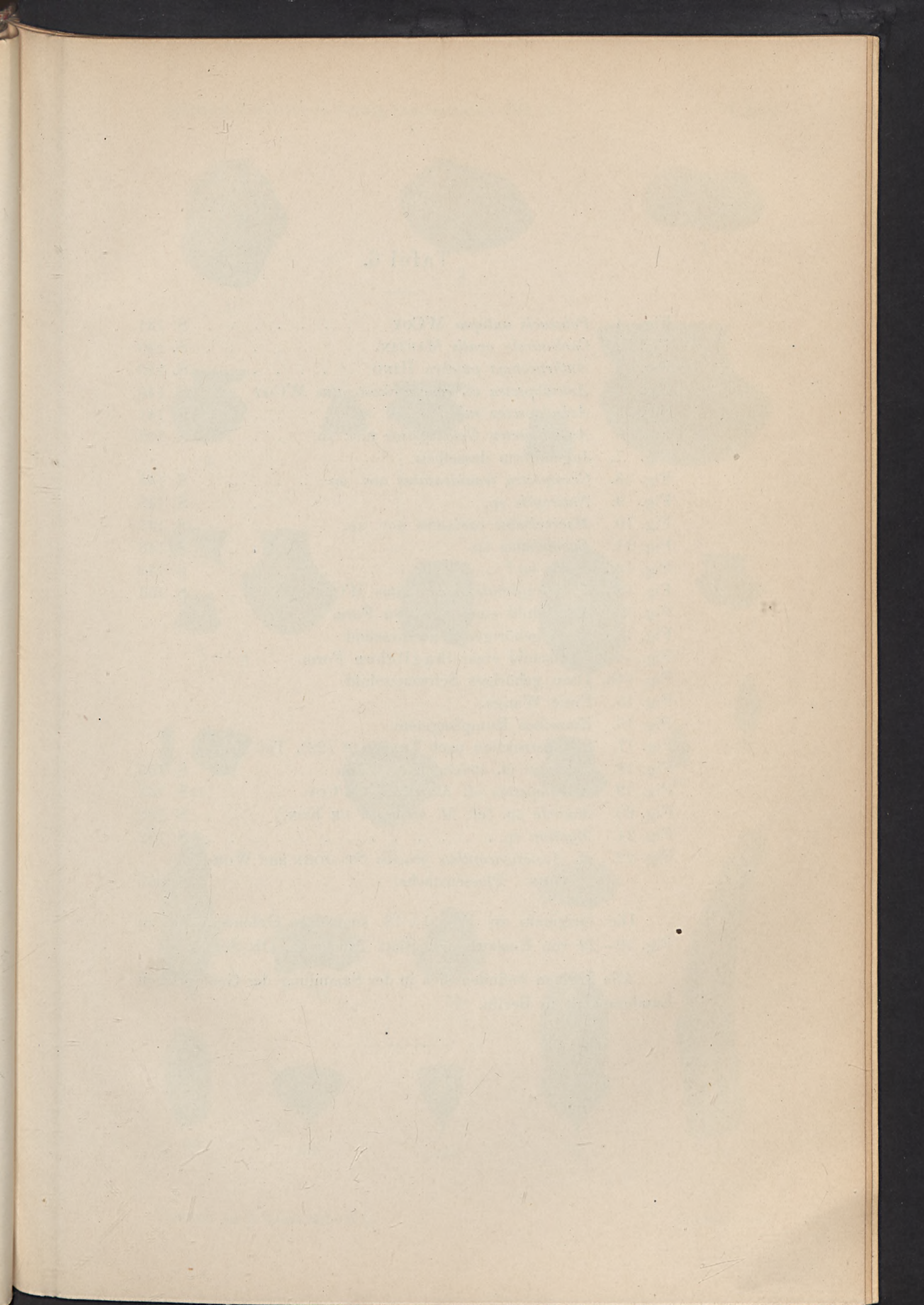


Tafel 5.

| | | |
|------------|---|--------|
| Fig. 1. | <i>Bembidium</i> cf. <i>punctulatum</i> DRAP. | S. 118 |
| Fig. 2—6. | <i>Pterostichus</i> (<i>Pseudomaseus</i>) <i>anthracinus</i> ILL. | S. 118 |
| Fig. 7. | <i>Carabidae</i> sp. | S. 119 |
| Fig. 8—11. | ?? <i>Carabidae</i> sp. | S. 119 |
| Fig. 12. | <i>Curculionidae</i> sp. | S. 120 |
| Fig. 13. | ?? <i>Curculionidae</i> sp. | S. 120 |







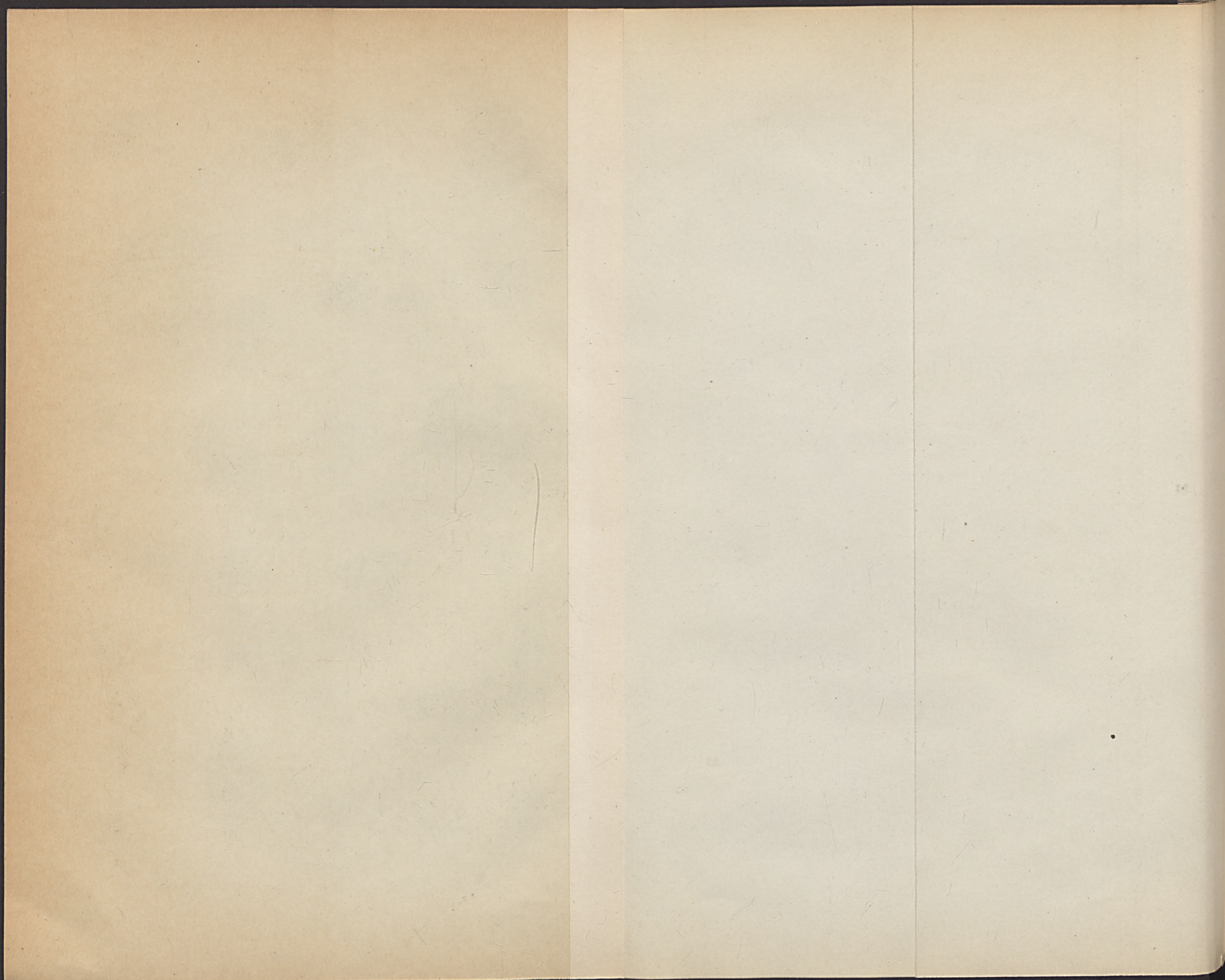
Tafel 6.

| | | |
|-------------|--|--------|
| Fig. 1. | <i>Palaeacis antiqua</i> M'COY | S. 131 |
| Fig. 2. | <i>Carbonicola ovalis</i> MARTIN. | S. 139 |
| Fig. 3. | <i>Anthracomya pulchra</i> HIND. | S. 140 |
| Fig. 4. | <i>Aviculopecten</i> cf. <i>concentricostriatus</i> M'COY | S. 140 |
| Fig. 5. | <i>Aviculopecten sulcatus</i> nov. sp. | S. 141 |
| Fig. 6. | <i>Aviculopecten Golonogensis</i> nov. sp. | S. 143 |
| Fig. 7. | Jugendform desselben. | |
| Fig. 8. | <i>Crenipecten tenuidentatus</i> nov. sp. | S. 145 |
| Fig. 9. | <i>Naticopsis</i> sp. | S. 149 |
| Fig. 10. | <i>Macrocheilus carinatus</i> nov. sp. | S. 147 |
| Fig. 11. | <i>Euomphalus</i> sp. | S. 148 |
| Fig. 12. | <i>Turbo</i> sp.? | S. 149 |
| Fig. 13—17. | <i>Griffithides mucronatus</i> M'COY | S. 151 |
| Fig. 13a. | Kopfschild einer breiten Form. | |
| Fig. 13b. | Dazu gehöriges Schwanzschild. | |
| Fig. 14a. | Kopfschild einer länglichen Form. | |
| Fig. 14b. | Dazu gehöriges Schwanzschild. | |
| Fig. 15. | Freie Wange. | |
| Fig. 16. | Einzelnes Rumpfsegment. | |
| Fig. 17. | Rekonstruktion nach TRAQUAIR (22), Taf. XVI. | |
| Fig. 18. | <i>Cladodus</i> cf. <i>striatus</i> AG. Zahn | S. 155 |
| Fig. 19. | <i>Aviculopecten</i> cf. <i>Murchisoni</i> M'COY | S. 163 |
| Fig. 20. | <i>Modiola</i> sp. (cf. <i>M. impressa</i> DE KON.) | S. 162 |
| Fig. 21. | <i>Myalina</i> sp. | S. 162 |
| Fig. 22. | cf. <i>Acondylacanthus gracilis</i> ST. JOHN and WORTHEN. Flossenstachel | S. 163 |

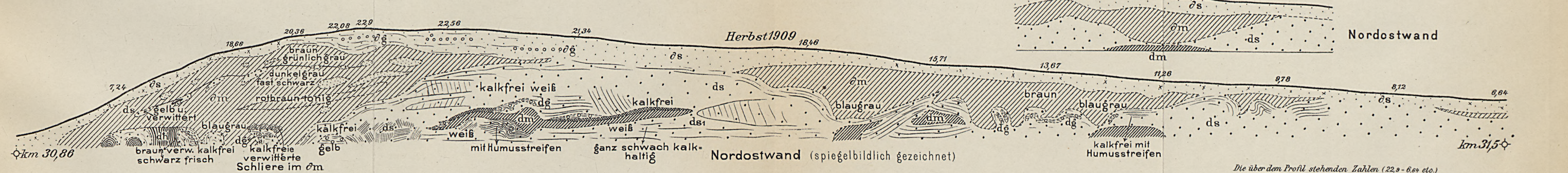
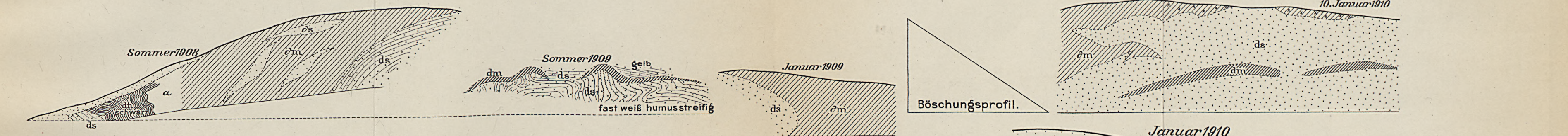
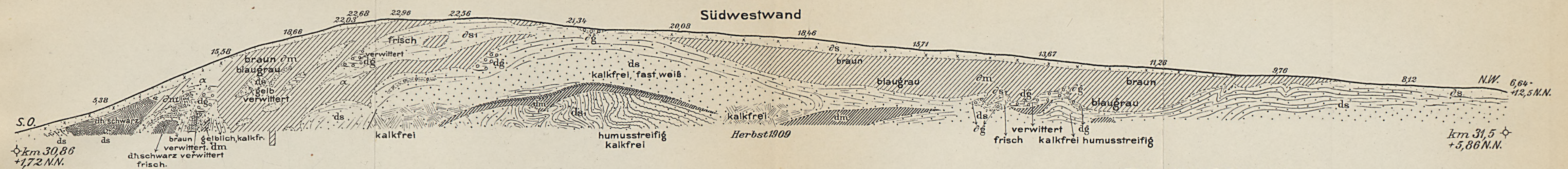
Die Originale zu Fig. 1—18 sind von Golonog, die zu Fig. 19—22 von Koslawagora, Blatt Tarnowitz, Ob.-Schles.

Alle Formen befinden sich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin.





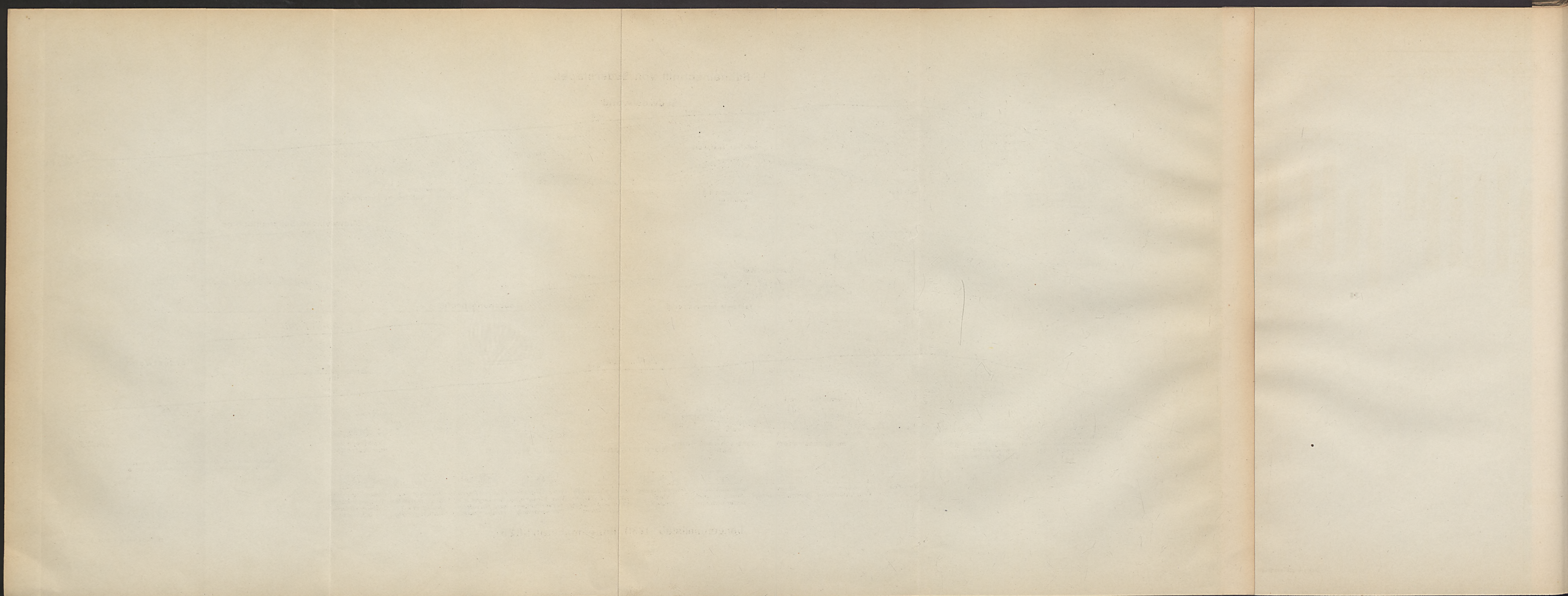
Bahneinschnitt von Süderstapel.



- Abbruch
- Oberer Geschiebesand
- Oberer Geschiebemergel
- Oberdiluvialer Sand, im und unter dem dm
- Oberdiluvialer Kies, frisch
- Unterdiluviale Sande, kalkfrei oft eisenschüssig verwittert
- Unterdiluviale Kies, hochgradig verwittert, eisenschüssig
- Unterer Geschiebemergel z.T. mit Verwitterungsrinde.
- Unterster Sande, kalkarm bis kalkfrei z.T. humusstreifig
- Unterdiluvialer Ton, verwittert: braun, frisch, schwarz.

Längenmaßstab 1:1250. Höhenmaßstab 1:625.

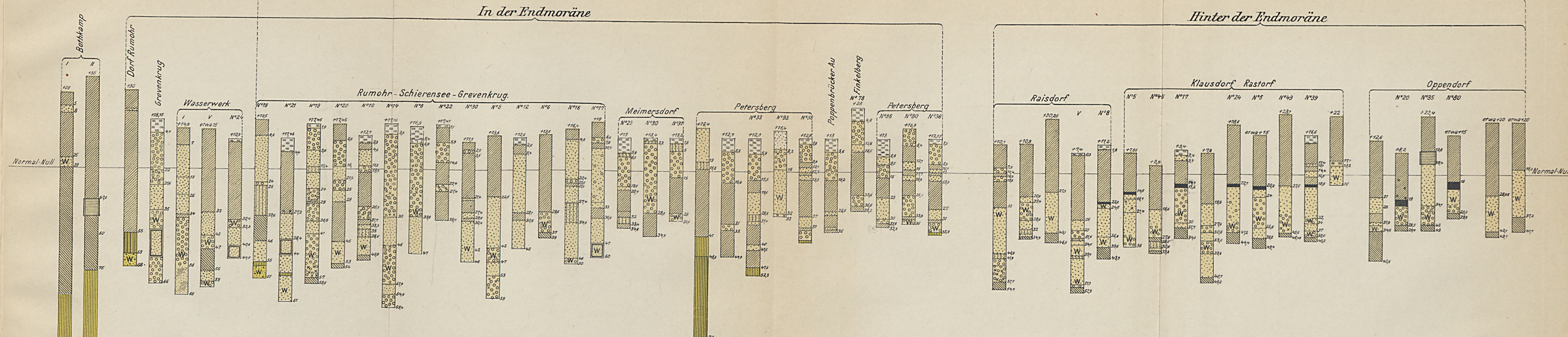
Die über dem Profil stehenden Zahlen (22,9 - 6,64 etc.) geben die Höhe über dem Bahnplanum in Metern an.



S

N

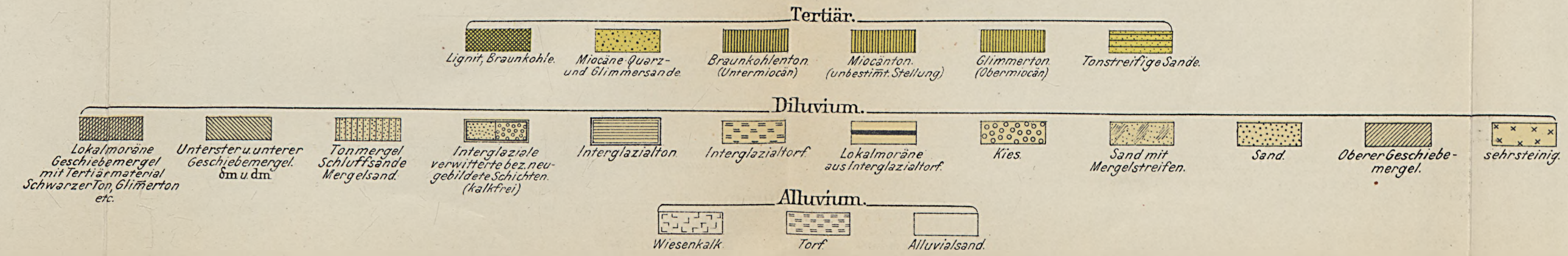
Bohrungen für das Wasserwerk.



Bohrungen südlich von Kiel.

1:1000. 0 10 20 30 40 Meter

Farben- und Zeichen-Erklärung.

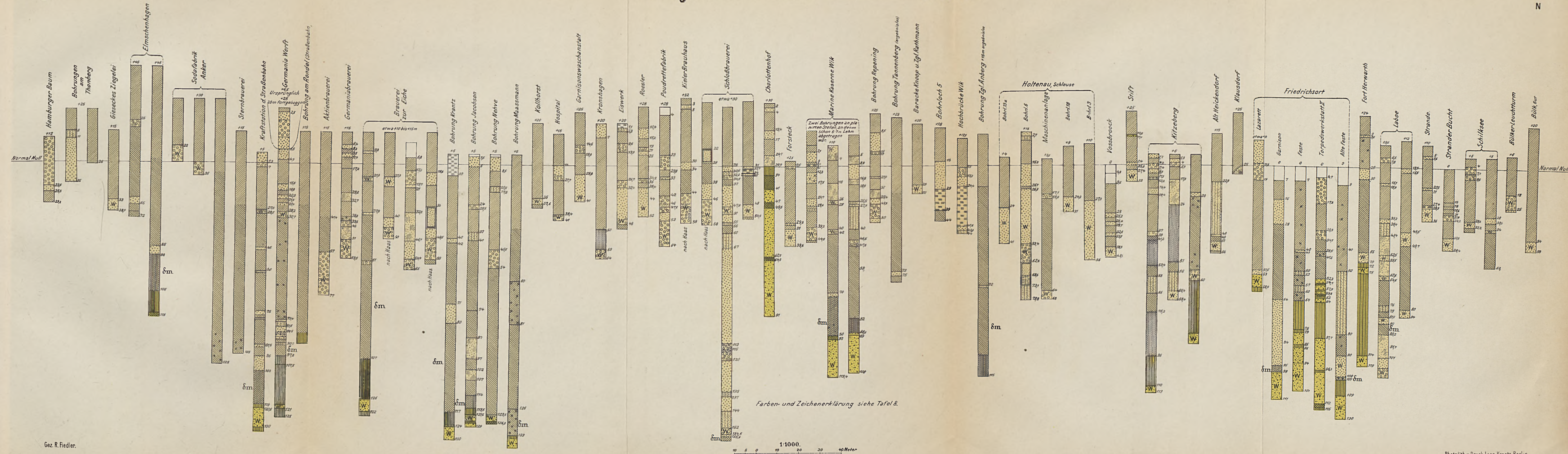


Wo kein Strich und keine Zahl zwischen den einzelnen Bildungen sich befindet, ist die Formationsgrenze zweifelhaft. W bedeutet wasserführend.

Gez. R. Fiedler.



Bohrungen in der Grundmoränenlandschaft bei Kiel.



Gez. R. Fiedler.

Photolith. u. Druck Leop. Kraatz, Berlin.



Das Liegende des Kupferschiefers.

Von Herrn **Franz Meinecke** in Eisenach.

Hierzu Tafel 10 und 4 Abbildungen im Text.

Einleitung.

Der Kupferschiefer der Unteren Zechsteinformation ist ein höchstens 1 m mächtiger schwarzer bituminöser Mergelschiefer, der sich trotz seiner geringen Mächtigkeit mit überraschender Gleichförmigkeit über ein großes Gebiet im mittleren und nördlichen Deutschland und bis nach England hinein verbreitet. Seine Erzführung, die im Mansfeldischen zu einem seit 700 Jahren blühenden Bergbau auf Kupfer und Silber Veranlassung gegeben hat, sein Bitumengehalt und seine eigenartige, reiche, fast nur aus Fischen bestehende Fauna haben diesem Gestein von jeher das lebhafteste Interesse des Bergmannes und des Geologen verschafft.

Da sich in der stratigraphischen Beurteilung der den Kupferschiefer unmittelbar unterlagernden Sedimente, die bald als Zechsteinkonglomerat, bald als Weißliegendes oder Grauliegendes bezeichnet werden, bisher immer wieder mancherlei Schwierigkeiten ergaben, und da eine lithologische Untersuchung dieser Sedimente für die Frage der Transgression des Zechsteinmeeres und der Entstehung des Kupferschiefers selbst von grundlegender Bedeutung sein mußte, stellte mir Herr Professor WALTHER die Aufgabe, diese den Kupferschiefer unterlagernden Gesteine in allen über und unter Tage erreichbaren Aufschlüssen in Mitteldeutschland nach den Grundsätzen der vergleichenden Lithologie zu untersuchen.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. WALTHER, dem ich die Anregung zu dieser Arbeit verdanke und der dieselbe

stets unermüdlich gefördert hat, gebührt in erster Linie mein ganz besonderer Dank.

Herr Professor Dr. LÜDECKE† hatte die Liebenswürdigkeit, mich bei der Ausführung einiger Analysen und der Untersuchung von Dünnschliffen zu beraten, wofür ich ihm wärmstens danke.

Bei meinen Untersuchungen bin ich ferner von vielen Seiten in liebenswürdigster Weise unterstützt worden, teils durch die Erlaubnis zur Befahrung von Gruben, teils durch Übersendung von Versteinerungen, teils durch Führung im Gelände. Für dieses freundliche Entgegenkommen möchte ich folgenden Herren auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank aussprechen:

- | | |
|----------------|--|
| in Berlin | Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. BEY- SCHLAG. Herrn Königl. Landesgeologen Professor Dr. ZIMMERMANN. |
| in Blankenburg | Herrn Lehrer OSCHÜTZ. |
| in Eisenach | Herrn Hofrat Dr. FRERICHS, Direktor des Großh. Realgymnasiums. |
| in Eisleben | Herrn Ober-Berg- und Hüttendirektor Berg- rat Dr. VOGELSANG. Herrn Direktor GEIPEL. Herrn Direktor LUDWIG. Herrn Direktor SCHOLZ. Herrn Stadtrat SCHEELE. Ferner zahlreichen Herren Grubenbeamten der Mansfelder Kupferschiefer Bauenden Ge- werkschaft. |
| in Gera | Herrn R. EISEL. Herrn Professor Dr. LÖSCHER. |
| in Halle a. S. | Herrn Berghauptmann SCHARF, der mir freundlichst gestattete, die reichhaltige Bibliothek des Kgl. Oberbergamtes zu Halle a. S. zu benutzen. Herrn Bergrat SCHRADER, früheren Ober- Berg- und Hüttendirektor zu Eisleben. Herrn Assessor KOSKA, früher in Eisleben. |

| | |
|--------------------|---|
| in Riechelsdorf | der Direktion der Kupferschiefer-Gewerkschaft »Egmont«, Riechelsdorfer Hütte. |
| in Salzungen | Herrn Direktor MERTENS. |
| in Schmalkalden | Herrn Bergwerksbesitzer FULDA. |
| in Unterwellenborn | Herrn Bergassessor CHELIUS, Direktor der Eisenwerk-Gesellschaft Maximilianshütte. Herrn Obersteiger MÖBIUS, Großkamsdorf. |

Das Oberrotliegende.

In dem Gebiet des Mansfelder Kupferschieferbergbaues wird die Unterlage der Zechsteinformation von Sedimenten des Oberrotliegenden gebildet, das, wie neuere Untersuchungen von F. BEY-SCHLAG und K. VON FRITSCH¹⁾ dargetan haben, sämtlichen Gliedern des Obercarbons und Unterrotliegenden diskordant aufgelagert ist.

Beide Forscher ziehen nur die Stufen ro2 bis ro5 der geologischen Spezialkarte²⁾ zum Oberrotliegenden, das jetzt folgendermaßen zu gliedern ist:

- ro5 sandige Schiefer über dem Porphyrkonglomerat,
- ro4 Porphyrkonglomerat,
- ro3 rundkörniger Sandstein,
- ro2 mittleres Konglomerat mit dem Melaphyrkonglomerat.

Von diesen vier Gliedern interessieren für die vorliegende Arbeit hauptsächlich die beiden oberen, das Porphyrkonglomerat und der hangende Sandsteinschiefer.

Das Porphyrkonglomerat ist das weitaus beständigste Glied des Oberrotliegenden am Ost- und Südostrande des Harzes. Mit großer Regelmäßigkeit begleitet es die Zechsteinformation vom Kyffhäuser und von Hainrode an bis nach Hettstedt, Wettin und bis in die Gegend von Halle. Ferner tritt es in der Bottendorfer Höhe, einer in der südöstlichen Fortsetzung des Kyffhäusers ge-

¹⁾ F. BEY-SCHLAG und K. VON FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. Abh. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt. N. F., Heft 10, Berlin 1900, S. 219–245.

²⁾ Man vergleiche die Erläuterungen zu folgenden Blättern der Geol. Spezialkarte von Preußen: Cönnern, Eisleben, Frankenhausen, Gerbstedt, Kelbra, Leimbach, Mansfeld, Wettin, Wippra.

legenen kuppelförmigen Heraushebung des Rotliegenden, wieder typisch entwickelt auf¹⁾. Die Porphyrkonglomerate im Oberrotliegenden des Flechtinger Höhenzuges entsprechen nach ihrer Lagerung ebenfalls dem Mansfelder Porphyrkonglomerat²⁾.

Dieses ist ein schüttiges, kiesiges Gestein, dessen Gerölle stellenweise, so besonders zwischen Hettstedt und Blankenheim, fast ausschließlich aus weißen Milchquarzen bestehen, die den Gehängen, unter denen das Gestein ansteht, eine helle rötlichweiße Farbe verleihen. Diese hellere Färbung sticht lebhaft von den satten rotbraunen Tönen des liegenden rundkörnigen Sandsteins und des hangenden Sandsteinschiefers ab und läßt die Stufe schon aus der Ferne deutlich hervortreten. Im Porphyrkonglomerat treten in diesem Gebiet im Rotliegenden zum ersten male Porphyrgerölle in größerer Menge auf, die z. T. mit dem jüngeren Halleischen Quarzporphyr übereinstimmen, z. T. aber Porphyren entstammen, die anstehend nicht bekannt sind. Diese Porphyrgerölle, die der Stufe den Namen gegeben haben, bilden zwar einen bezeichnenden, aber der Häufigkeit nach keineswegs stark hervortretenden Bestandteil. Erst mit der Annäherung an die anstehenden Porphyre von Wettin und Halle nimmt auch die Menge der Porphyrgerölle zu, während zugleich die Zahl der Quarzkiesel erheblich abnimmt. Seltener finden sich dunkle Kiesel-schiefer, helle Quarzite und rötliche Karneole. Zuweilen zeigen diese Karneole eigentümliche näpfchenartige Vertiefungen an der Oberfläche, in ähnlicher Weise, wie sie in manchen Wüstengebieten an Feuersteinen als Wirkung der Insolation beobachtet worden sind. Gegen den Harz hin werden neben den Quarziten und Kieselschiefern grünliche, von Quarzgängen durchtrümmerte Schiefer häufiger. Von den ihren Ursprung nicht ver-ratenden Milchquarzgeröllen abgesehen, kann man wohl von den übrigen Gesteinen, welche als Gerölle im Porphyrkonglomerat auftreten, mit einiger Sicherheit annehmen, daß ihre Heimat nicht weit von dem Orte ihrer Ablagerung entfernt gewesen ist.

¹⁾ Erl. zu Bl. Ziegelroda, Berlin 1882, S. 2—3.

²⁾ F. KLOCKMANN, Der geologische Aufbau des sog. Magdeburger Ufer-randes. Dieses Jahrbuch f. 1890, S. 219—224.

Das Bindemittel, in welches die Gerölle des Porphyrkonglomerates eingebettet sind, ist ein feinerer oder gröberer Sand, der viel unzersetzten Feldspat enthält. Nahe der oberen Grenze des Konglomerates, aber nicht selten auch in der Mitte, entstehen zuweilen durch Zurücktreten oder Kleinerwerden der Gerölle geschlossene Bänke von grob- bis feinkörnigen, mehr oder weniger arkoseartigen Sandsteinen, in denen die für das ganze Porphyrkonglomerat bezeichnende Diagonalschichtung besonders kräftig hervortritt, und die auch stets mehr Tongallen als das Konglomerat enthalten.

Als Bindemittel tritt ferner kohlensaurer Kalk auf; so kommt in dem Einschnitt der Halle-Sangerhäuser Bahn in der Nähe des Bahnwärterhäuschens Nr. 30 (am Goldgrunde) in der Mitte der Stufe eine etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige, graue, kalkige Lage vor, die durch regellos eingestreute Sandkörner und Gerölle konglomeratisch wird.

Von den Geröllen sind die Milchquarze fast immer gut gerundet, zuweilen aber nur kantengerundet, und dann deutet ihre Form ebenso wie die der Porphyngerölle nicht auf einen längeren Transport im Wasser hin.

Mehrfach wurden typische Kantengeschiebe aufgefunden; so wurde das Vorkommen zweifelloser Dreikanter bei Wettelrode unweit Mohrunen beobachtet, wo das in Grus zerfallene Porphyrkonglomerat in Kiesgruben zum Beschottern der Wege gewonnen wird. Prachtvolle Drei- und Vierkanter kommen im Porphyrkonglomerat bei Rottleben am Kyffhäuser vor, wo es in großen Sandsteinbrüchen als Unterlage des Kupferschiefers ausgezeichnet aufgeschlossen ist.

Viele Gerölle sind von Sprüngen durchsetzt, so daß sie meist beim Herauslösen aus dem Gestein in einzelne Stücke zerfallen. Diese Risse, die auch zuweilen wieder verheilt sind, waren bereits vor der Einbettung der Gerölle vorhanden; sie sind aber auch erst entstanden, nachdem die Gerölle bereits eine Zeitlang der Schleifwirkung des Windes ausgesetzt gewesen waren und ihre Kantengeschiebeformen erhalten hatten. Da diese Gerölle mit Sprüngen durchaus mit den durch Insolation zersprungenen Geröllen in der Sammlung des Herrn Professor WALTHER überein-

stimmen, möchte ich ihre Entstehung ebenfalls auf Insolation und nicht auf Druckwirkungen zurückführen.

Über dem Porphyrkonglomerat folgt das nur im westlichen Abschnitt der Mansfelder Mulde verbreitete jüngste Glied des Oberrotliegenden, die Stufe des Sandsteinschiefers (ro5). An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich im wesentlichen intensiv rotbraune, gutgeschichtete, teilweise glimmerige Schieferletten, die mit dünnen heller gefärbten Sandstein- und Kalkbänkchen wechselagern. Durch den beständigen Wechsel der Farbe entsteht eine Bänderung, die diese Schichten über Tage und in der Grube stets leicht erkennen läßt. Die Kalkstein- und Sandsteinbänkchen treten besonders zahlreich in der Mitte der Stufe auf, scheinen aber nirgends an ein bestimmtes Niveau gebunden zu sein. Allgemein verbreitet sind Rippelmarken (Wellenfurchen), Trockenrisse, Schrägschichtung und Tongallen, letztere besonders in den Sandsteinbänkchen. Den Kalkbänkchen sind regellos einzelne, im Bruch glasig glänzende Quarzkörner eingestreut.

Die weiteste Verbreitung von allen Gliedern des Oberrotliegenden zeigt das Porphyrkonglomerat. Zwischen Mohrungen und Hainrode lagert es sich auf die dort geringmächtigen Schichten der obercarbonischen Quarzitkonglomerate auf und greift nach Osten mit zunächst ganz allmählich zunehmender Mächtigkeit auf die höheren Schichten des Obercarbons, den Siebigeröder Sandstein, über. Bei Blankenheim schalten sich örtlich zwischen Porphyrkonglomerat und Obercarbon der rundkörnige Sandstein (ro3) und das mittlere Konglomerat (ro2) ein. Von Blankenheim an nimmt die Mächtigkeit des Porphyrkonglomerats rasch zu — bis auf etwa 16 m in maximo —, um dann nach Osten ungefähr gleich zu bleiben. Bei Wettin greift das Konglomerat auf Wettiner Schichten und Unterrotliegendes über. Aus dieser übergreifenden Lagerung über immer jüngere Schichten folgerten BEYSCHLAG und v. FRITSCHE beträchtliche interrotliegende Krustenbewegungen, die sich auch in anderen Gebieten nachweisen lassen.

Auf wesentlich kleinerem Raume kam der Sandsteinschiefer zur Ablagerung, der erst von Mohrungen an auftritt. Seine Mächtigkeit nimmt gleichfalls in östlicher Richtung allmählich zu;

sie ist am größten ungefähr auf einer Linie, die den Goldgrund mit Hettstedt verbindet; östlich davon wird er wieder allmählich schwächer, so daß er im Hermannschacht bei Helfta, in der Umrandung des Hornburger Sattels¹⁾ und zwischen Wettin, Dobis und Friedeburg bereits ganz fehlt.

Sämtliche Stufen des Oberrotliegenden besaßen früher eine größere Verbreitung als heute; sie lagerten einst noch weiter westlich über dem Obercarbon und griffen jedenfalls z. T. noch auf die paläozoischen Schiefer des östlichen Unterharzes über. Die Grenze ihrer heutigen Verbreitung nach Westen ist zwischen Blankenheim und Hettstedt eine Denudationsgrenze, an der sämtliche Abteilungen mit ihrer vollen Mächtigkeit abschneiden.

Eine Reihe von Zahlen werden diese Angaben über die Verbreitung und Mächtigkeit²⁾ noch näher erläutern.

| | Porphyrkonglomerat | Sandsteinschiefer |
|--------------------------------|--------------------|-------------------|
| Kyffhäuser | 1,50 m | — |
| Mohrungen | 5,00— 6,00 » | 1,00— 1,80 m |
| Obersdorf | > 5,00 » | 5 — 6 » |
| Goldgrund | 10,00 » | 7 » |
| Ottoschacht | 14 » | 5 » |
| Hoffnungschacht | 12 » | 4 » |
| Clotildeschacht | | 1,35 » |
| Hettstedter Bahn, Bude 144 . . | 11 » | 9,20 » |
| Kliebichtal | 7,60 » | > 7,25 » |
| Dippelsbachtal | 9,50 » | 7,75 » |
| Vietsbachtal | 10—11 » | ca. 13—14 » |
| Mansfeld, Schloßberg | | 13,70 » |
| Zirkelschacht | 14,50 » | 8,50 » |
| Niewandtschacht | | 12,75 » |
| Hermannschacht | 16,30 » | — |
| Pögritzmühle, Wettin | 6,00 » | — |

¹⁾ Die Bezeichnung ros am Hornburger Sattel (Bl. Schraplau der Geologischen Spezialkarte) ist zu streichen.

²⁾ Man vergleiche ferner die Mächtigkeiten des Oberrotliegenden in den Schachtprofilen auf Taf. II der Festschrift der Mansfelder Kupferschiefer Bauenden Gewerkschaft aus dem Jahre 1889.

Ein ähnliches Verhalten zeigt der unter dem Porphyrkonglomerat liegende »rundkörnige Sandstein« (ro3), der, soweit die Aufschlüsse ein Urteil gestatten, auf noch engerem Raume zur Ablagerung gekommen zu sein scheint, da er bereits bei Blankenheim, Hettstedt und Cönnern fehlt. Dagegen erreicht er, wie z. B. am Schloßberg bei Mansfeld, eine größere Mächtigkeit als Porphyrkonglomerat und Sandsteinschiefer zusammen. In mehreren Schächten wurde er ebenfalls 40—50 m mächtig durchteuft.

Dieses Schwanken in der Verbreitung und in der Mächtigkeit läßt sich am einfachsten durch die Annahme erklären, daß das Mansfelder Oberrotliegende kontinentale Senken oder Wannsen erfüllt und die zur Zeit seiner Bildung vorhandenen Unebenheiten des Untergrundes ausgeglichen hat.

Die tiefsten Gebiete dieser permischen Senke lagen ungefähr zwischen den Orten Blankenheim, Hornburg, Gerbstedt und Burgörner. Wieweit sie sich zwischen Blankenheim und Hornburg nach Südwesten erstreckte, ist zurzeit unmöglich festzustellen.

Zu Beginn der oberrotliegenden Zeit bestand demnach am Ostrande des heutigen Harzes eine Depression, in welche gelegentliche Regen den rotgefärbten¹⁾ Verwitterungsschutt benachbarter höherer Gebiete verfrachteten. Aus dem Wiederabsatz der groben Gerölle und eines Teiles der feineren Bestandteile geht

¹⁾ Über die Entstehung dieser stets im Bereiche der rotliegenden Landoberfläche auftretenden, auf der Anwesenheit des wasserfreien Eisenoxyds beruhenden Rötung aller Gesteine ist bisher keine allgemein befriedigende Erklärung gegeben worden.

J. WALTHER betrachtet sie als eine zur rotliegenden Zeit erfolgte Lateritisierung (Geol. Heimatkunde v. Thüringen, Jena 1906, S. 45—46). Ebenso nimmt P. KRUSCH Lateritisierung an (Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster usw. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, S. 277, 281—282).

E. ZIMMERMANN lehnt diese Erklärung ab. (Über die Rötung des Schiefergebirges usw. in Ostthüringen. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, Monatsber. S. 149—155.)

F. HORNING (Die Regionalmetamorphose am Harze. Stuttgart 1902, S. 93—103) führt die von ihm als »Regionalmetamorphose« bezeichnete Rotfärbung auf eine »Halurgometamorphose«, auf Oxydation der Eisenverbindungen durch marine Salzlauge, zurück.

hervor, daß zum Meere führende Abflußrinnen nicht vorhanden waren. Auf oft unterbrochenen Transportwegen, wie sie in abflußlosen Kontinentalgebieten bei periodischen Regen entstehen, wurden die Schuttmassen eine Strecke weit fortgeführt und dann über weite Flächen ausgebreitet.

Nach dem Verdunsten des Wassers blieb der Schutt längere oder kürzere Zeit trocken liegen. Von diesem Augenblick an arbeitete nur die Insolation weiter an der Zertrümmerung und Verwitterung der Gesteine. Der mit Sand beladene Wind fegte über die Kieswüste und schliff die weißen Kiesel zu Kantengeschrieben: es entstanden das diagonalgeschichtete Porphyrkonglomerat und die diagonalgeschichteten Arkosesandsteine.

In den tieferen Teilen der Senke bildeten sich vorübergehende flache Wasseransammlungen, in denen das von den Regengüssen als Trübe mitgeführte feine tonige Material zum Absatz kam. Das Spiel des Windes mit den Wellen ließ auf den Schichtflächen der roten Schiefertone Rippelmarken entstehen, bis schließlich die eintrocknenden tonigen Sedimente durch Trockenrisse in polygonal umgrenzte Stücke zerschnitten wurden. Leichtere Tonblättchen entführte der Wind, und als Tongallen wurden sie irgendwo in die gleichzeitig entstehenden Sandsteine oder Konglomerate eingebettet.

Zuweilen brachten die Regenwässer aus benachbarten Kalkgebirgen kohlen-sauren Kalk gelöst mit, der aus dem verdunstenden Wasser wieder ausgeschieden wurde.

Die vollständige Fossilfreiheit der gesamten Schichtenfolge des Oberrotliegenden in Mansfeld, der Mangel an reduzierenden humosen Stoffen und die jedenfalls zum Teil damit im Zusammenhang stehende rote Farbe der Gesteine und das Fehlen tierischen Lebens sind gleichfalls von großer Wichtigkeit für die Beurteilung der Umstände, unter denen die Bildung dieser Ablagerungen vor sich ging.

Auch in anderen Gegenden Deutschlands, in denen Oberrotliegendes auftritt, liegen ungeachtet aller Verschiedenheiten in der Einzelgliederung immer wieder ähnliche Verhältnisse vor. Überall

kam es zur Ablagerung klastischer rotgefärbter Gesteine, die bei beschränkter Verbreitung als Regel ein mehr oder weniger rasches Anschwellen zu bedeutenden, zum Teil ungewöhnlichen Mächtigkeiten und ein ebenso rasch erfolgendes Auskeilen zeigen, eine Erscheinung, die leicht verständlich wird, wenn man die oberrotliegenden Sedimente als die Ausfüllungsmassen der Depressionen des oberrotliegenden Festlandes deutet.

In der Verbreitung dieser Senkensedimente läßt sich eine gewisse Abhängigkeit von dem Bau des alten varistischen Gebirges der Carbonzeit nicht verkennen, da diese Senken häufig im Streichen der alten Falten gelegen sind und mit tektonischen Mulden zusammenfallen.

Nur ein Beispiel, bei dem diese Verhältnisse besonders deutlich hervortreten, sei noch angeführt. Auf den Glimmerschiefer des Ruhlaer Gebietes im Thüringer Walde folgt nach Nordwesten ein ungefähr 40–50 km breiter Streifen von Oberrotliegendem, dessen Mächtigkeit außerordentlich rasch bedeutend zunimmt. Nach den Ergebnissen einer bei Nentershausen im Riechelsdorfer Gebirge niedergebrachten Tiefbohrung beträgt sie dort fast 1150 m¹⁾; Nentershausen ist ungefähr 30 km von Ruhla entfernt. 25 km nördlich, bei Albungen a. Werra, und kaum 20 km westlich, bei Niederellenbach a. Fulda, hat sich das Rotliegende bereits wieder ausgekeilt, so daß der Untere Zechstein unmittelbar auf paläozoische Schiefer übergreift.

Die überall wiederkehrende Gleichartigkeit und Eintönigkeit der außerordentlich mächtigen, rotgefärbten, versteinerungsleeren Sedimente des Oberrotliegenden: von oft schichtungslosen moränenartigen Breccien und Konglomeraten (Wartburgkonglomerat bei Eisenach, Konglomerate bei Gera), von grob- und feinkörnigen diagonal geschichteten Arkosen und Sandsteinen mit Tongallen (Walkenrieder Sand des südharzer Rotliegenden, rundkörniger Sandstein von Mansfeld, rundkörniger Sandstein (ro) von Neuhaus bei Sonneberg)²⁾, von Schiefertönen mit Rippelmarken und Trocken-

¹⁾ Erläuterung zu Bl. Sontra. Berlin 1876, S. 32–35 Anhang.

²⁾ Erl. zu Bl. Sonneberg. Berlin 1885, S. 21–22.

rissen, das Vorkommen von Kantengeschoben bei Schramberg im mittleren Schwarzwald¹⁾, am Kyffhäuser, im Mansfeldischen und bei Görzdorf unweit Eisfeld²⁾, — alles dies spricht dafür, daß während der oberrotliegenden Zeit in Deutschland überall gleichartige klimatische und geographische Verhältnisse herrschten, die für die Entstehung von Sand- und Kieswüsten günstig waren, eine Anschauung, die zuerst A. WEITHOFER³⁾ für die roten versteinungsleeren Gebilde des Carbons und Rotliegenden in Böhmen und in Mitteleuropa überhaupt allgemeiner vertreten hat, der sich dann E. WÜST⁴⁾ speziell für das Carbon und Rotliegende des östlichen Harzvorlandes angeschlossen hat.

Unter dem Kupferschiefer treten in der Regel graugefärbte Gesteine von konglomeratisch-sandiger Beschaffenheit und geringer Mächtigkeit auf, die sich nur teilweise durch Struktur und Lagerung von den Gesteinen des Rotliegenden unterscheiden.

Man rechnet sie jetzt meist als Zechsteinkonglomerat zur Zechsteinformation und deutet sie als das bei der Transgression des Zechsteinmeeres entstandene Basal- oder Abrasionskonglomerat.

Die vergleichend lithologische Untersuchung führt nun zu dem Ergebnis, daß im Liegenden des Kupferschiefers drei nach Gesteinsbeschaffenheit und Entstehung verschiedene Facies auftreten:

1. eine durch das Wasser des Zechsteinmeeres veranlaßte Entfärbungs- und Ausbleichungszone, deren Gesteine man,

¹⁾ M. SCHMIDT, Mitt. üb. einige kleinere Funde a. d. östl. Schwarzwalde usw. Ber. üb. d. 38. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver. zu Konstanz 1905, S. 28—29.

²⁾ Vom Verfasser im Herbst 1908 aufgefunden.

³⁾ A. WEITHOFER, Geologische Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens. Verh. d. K. K. Geol. R.-A. zu Wien, 1902, S. 399—420.

Ders., Die Steinkohlenablagerungen Böhmens. Sitz.-Ber. d. Deutschen med.-nat. Ver. f. Böhmen »Lotos« 1904, N. F. Band XXIV, S. 1—9.

Ders., Üb. neuere Probleme, welche die klimatischen Verhältnisse der jüng. Steinkohlenformation in Mitteleuropa betreffen. Verh. d. nat. Ver. in Brünn, XLIV, 1905, S. B., S. 17—30.

⁴⁾ E. WÜST, Die erdgeschichtliche Entwicklung und der geologische Bau des östlichen Harzvorlandes. Halle a. S., 1908, S. 5—39.

- soweit sie aus gebleichten Schichten des Rotliegenden bestehen, als »Grauliegendes« bezeichnen kann;
2. ein feinkörniger, grauweißer, diagonalgeschichteter Sandstein, den die Mansfelder Bergleute »Weißliegendes« nennen, und der aus den verhärteten Dünen am Ufer des Zechsteinmeeres entstanden ist;
 3. sandige, konglomeratische oder breccienartige Gesteine, die durch das Zechsteinmeer umgelagert worden sind, marine Versteinerungen enthalten und sich daher als Sedimente dieses Meeres erweisen: das »Zechsteinkonglomerat« BEYRICH'S.

Diese drei Bezeichnungen werden aus stratigraphischen Gründen jetzt meist als gleichbedeutend angesehen. Früher waren jedoch lange Zeit die Ansichten über die stratigraphische Stellung und Selbständigkeit der so genannten Schichten geteilt.

Die erste wissenschaftlich untersuchte Schichtenfolge ist diejenige der Zechsteinformation im Gebiete der Mansfelder Mulde. Im Laufe langer Jahrhunderte unterschied hier der Bergmann mit feinem Gefühl für selbst geringfügige petrographische Abweichungen nach und nach die Schichten des Flözgebirges, denen das für ihn so wichtige Kupferschieferflöz eingelagert ist, und lernte ihre Aufeinanderfolge genau kennen.

Die unmittelbar unter dem Kupferschiefer auftretenden, zuweilen erzhaltigen Gesteine erhielten die Namen »Liegendes«, »weißes Liegendes« oder »Sanderz«¹⁾. Darunter folgte das »rote tote Liegende«, welches in das »zarte Tote« (den heutigen Sandsteinschiefer ro⁵) und das »wahre rote feste Tote« (das Porphyrokonglomerat) zerfiel²⁾.

¹⁾ Der Torgauer Arzt J. KENTMANN erwähnt bereits 1565 in seinem »Nomenclator rerum fossilium« S. 69 einen »lapis sterilis, in candido subcinereo, sub lapide aerario inuentus. Des schifers ligend / des schifers sandt oder boden«.

²⁾ G. F. MYLIUS, *Memorabilia Saxoniae subterraneae*, Leipzig 1709, scheint zum ersten Male die Bezeichnung: das »Weiße liegende« zu gebrauchen; darunter folgt »das Rothe oder Todte liegende«.

J. G. LEHMANN, *Versuch einer Geschichte von Flöz-Gebürgen*. Berlin 1756, S. 163, 170—173.

Auch in anderen Gegenden, in denen Kupferschiefer abgebaut wurde, hatten die Bergleute für die Gesteine des Liegenden bestimmte Namen. So wurde dieses Liegende auf dem Roten Berge bei Saalfeld »Sandflötz« genannt¹⁾, im Riechelsdorfer Gebirge »graues Liegendes« oder »Flötz«²⁾.

Für die zwischen dem Kupferschiefer und dem Rotliegenden auftretenden grauen sandigen oder auch konglomeratischen Schichten führte dann FREIESLEBEN die Mansfelder Bezeichnung »Weißliegendes« allgemein in die Literatur ein³⁾. Wie bereits CHARPENTIER⁴⁾ betrachtete auch er es als die unterste Schicht des Zechsteins.

Diese Anschauung FREIESLEBEN's fand nun zunächst keineswegs allgemeine Zustimmung. Vielmehr wurde das Mansfelder Weißliegende immer wieder zum Rotliegenden gestellt und als dessen oberste Schicht bezeichnet⁵⁾.

Nachdem dann bei Gera in entsprechenden von LIEBE »konglomeratischer Zechstein« genannten Schichten durch MACKROTH und DINGER marine Versteinerungen aufgefunden worden waren, welche die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Zechstein erwiesen⁶⁾,

¹⁾ J. C. FÜCHSEL, *Historia terrae et maris ex historia Thuringiae per monium descriptionem eruta*. Erfurt 1761, S. 61—62.

²⁾ RIESS, *Mineralog. und bergmännische Beobachtungen üb. einige hessische Gebirgsgegenden*. 1791, S. 35.

³⁾ J. C. FREIESLEBEN, *Geognostischer Beytrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges mit bes. Hinsicht auf einen Theil der Grafschaft Mansfeld und Thüringens*. I—IV. Freiberg 1807—1815. III, S. 238, 254.

⁴⁾ J. F. W. CHARPENTIER, *Mineralogische Topographie der Chursächsischen Lande*. Leipzig 1778, S. 370.

⁵⁾ Man vergleiche hierzu die geschichtlichen Bemerkungen in WEISS, *Mitteilung über das Weißliegende im Mansfeldischen*. Briefl. Mitt. an H. Br. GEINITZ, *N. Jahrb. f. Min.* 1874, S. 175—180.

⁶⁾ v. SCHAUROTH, *Ein Beitrag zur Paläontologie des deutschen Zechsteingebirges*. *Z. d. Deutsch. geol. Ges.* 1854, S. 539—577.

TH. LIEBE, *Der Zechstein des Fürstenthums Reuß-Gera*. Das. 1855, S. 406—437.

R. EISEL, *Zur Umgebung von Gera. Ein Beitrag des dasigen Zechsteingebirgs*. *Z. f. d. ges. Nat.* Halle, 1856, VIII, S. 16—28.

K. TH. LIEBE, *Notizen über den konglomeratischen Zechstein*. *Z. d. Deutsch. geol. Ges.* 1857, S. 407—414.

betonte auch F. SENFT¹⁾ nachdrücklich die Zugehörigkeit des »Grauliegenden oder Weißliegenden« von Eppichnellen unweit Eisenach zur Zechsteinformation, namentlich weil er Zechsteinversteinerungen darin beobachtet hatte. Aus denselben Gründen schloß sich der Monograph der deutschen Dyas, HANNS BRUNO GEINITZ, der Ansicht FREIESLEBEN's an²⁾.

Die Untersuchung der Zechsteinformation am südlichen Harzrande veranlaßte dann E. BEYRICH, ebenfalls die stratigraphische und paläontologische Selbständigkeit des Zechsteinkonglomerates hervorzuheben und dessen Zugehörigkeit zum marinen Zechstein zu betonen. Die Bezeichnung »Zechsteinkonglomerat« sollte die älteren Namen des Grauliegenden oder Weißliegenden ersetzen, die im Mansfeldischen und anderwärts mehrfach auch obersten Schichten des Rotliegenden beigelegt worden waren³⁾.

Dennoch entstanden kurz darauf Meinungsverschiedenheiten über die Zugehörigkeit des Weißliegenden von Mansfeld und Wettin zum Rotliegenden oder zum Zechstein zwischen LASPEYRES auf der einen, GEINITZ und WEISS auf der anderen Seite, ohne daß die Streitfrage entschieden wurde⁴⁾.

¹⁾ F. SENFT, Geognostische Beschreibung der Umgebung Eisenachs. Eisenach, 1858, S. 23—24.

Ders., Das nordwestl. Ende des Thür. Waldes. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1858, S. 329.

²⁾ H. BR. GEINITZ, Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. Leipzig 1861—62. II, S. 229.

Ders., Über die Grenzen der Zechsteinformation und der Dyas überhaupt. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1884, Prot. S. 674—676.

Ders., Zur Dyas in Hessen. Festschr. d. Ver. f. Naturk. in Kassel. 1886, S. 1—8.

³⁾ E. BEYRICH, Erl. zu Bl. Nordhausen. Berlin 1870, S. 13; zu Bl. Ellrich, S. 6—7.

⁴⁾ H. LASPEYRES, Geognostische Mitteilungen aus der Prov. Sachsen. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, S. 265—360, S. 267.

H. BR. GEINITZ, Besprechung im N. Jahrb. f. Min. 1873, S. 206—207.

H. LASPEYRES, Über das Rothliegende der Prov. Sachsen und dessen marinen Ursprung. Das. 1873, S. 402—406.

H. BR. GEINITZ, Nachschrift. Das. S. 406—407.

WEISS, Mitteilung über das Weißliegende im Mansfeldischen. Das. S. 175—180.

H. LASPEYRES, Geognostische Darstellung des Steinkohlengebirges und Rotliegenden in der Gegend nördlich von Halle. Abh. z. Geol. Spezialkarte von Preußen, Bd. I, 3, 1875, S. 472—474.

Das Grauliegende.

Fast unvermittelt erfolgt überall mit dem Auftreten der Zechsteininformation ein auffallender Farbenwechsel, indem auf die meist lebhaft rot oder braunrot gefärbten Sedimente des Rotliegenden helle, graugefärbte Gesteine folgen. Dieser plötzliche Farbenwechsel trägt nicht zum wenigsten dazu bei, die untere Grenze der Zechsteininformation scharf und bestimmt hervortreten zu lassen.

Die auf dem rotliegenden Festlande so weit verbreitete Rötung aller Gesteine beruht darauf, daß das Eisen als das rotgefärbte wasserfreie Oxyd auftritt. In den unmittelbar unter dem Zechstein lagernden Gesteinen ist das Eisen in der Form von Oxydulverbindungen vorhanden, welche die grauen, grünlichen oder bläulichen Farben dieser Gesteine bedingen. Es hat also in den vom Zechsteinmeer überfluteten Gebieten eine Ausbleichung und Entfärbung der roten Gesteine stattgefunden, indem das an organischen Stoffen reiche Seewasser des Zechsteinmeeres eine sehr energische Reduktionswirkung auf das die Gesteine rot färbende Eisenoxyd ausübte. Diese Ausbleichung war ein ganz allgemeiner Vorgang der ausnahmslos lockere und feste Gesteine betroffen hat, so daß sich eine entfärbte Zone sowohl an der Oberfläche der rotliegenden Sedimente als auch da, wo diese fehlen, über den älteren Schieferen, findet. Die Ausbleichung war auch keineswegs nur auf eine kurze Zeit bei dem ersten Einbruch des Meeres beschränkt, sondern dauerte noch während der Entstehung des Kupferschiefers und des Zechsteinkalkes an. Daher finden sich nicht nur unter dem Zechsteinkonglomerat ausgebleichte Gesteine des Untergrundes, sondern auch unter dem Kupferschiefer da, wo das Zechsteinkonglomerat fehlt, und ebenfalls unter dem Zechsteinkalk dann, wenn Zechsteinkonglomerat und Kupferschiefer nicht zur Ablagerung gekommen sind.

Da es sich immer nur um eine chemische Einwirkung handelt und zunächst noch keine Umlagerung erfolgte, so blieb naturgemäß die ursprüngliche Struktur der entfärbten Gesteine erhalten.

Von großem Einfluß auf die Tiefe der Zersetzung und Ausbleichung war die Beschaffenheit der Gesteine, der Umfang ihrer

früheren Verwitterung, ihre Korngröße, Spalten, kurz ihre Dichtigkeit und Durchlässigkeit. So ist das grobe Porphyrkonglomerat des Südostharzes mit seinen walnuß- bis faustgroßen Geschieben bis in größere Tiefen hinein ausgebleicht (Hermannschacht bis 3 m, bei Mohrungen fast bis 6 m mit den darüber liegenden Sandsteinen der jüngeren Stufe) als die feinkörnigen und dichteren Gesteine des Sandsteinschiefers (selten bis 2 m) oder gar feste Grauwacken. Dagegen wurden bereits tiefgründig verwitterte und zermürbte Gesteine, wie die Schiefer des Oberdevons oder Unteren Culms auf dem Roten Berge bei Saalfeld auch meist bis in beträchtliche Tiefen (1—8 m) gebleicht¹⁾; diese zersetzten Schiefer bilden das »weiße Gebirge« der Kamsdorfer Bergleute²⁾.

Mehrfach sind, wie z. B. am südöstlichen Rande des Harzes und am Kyffhäuser, ausgebleichte Schichten des Rotliegenden als Zechsteinkonglomerat gedeutet, also für ein marines Sediment gehalten worden³⁾.

Für solche entfärbte Gesteine des Rotliegenden unter dem Kupferschiefer, auf die man, wie WEISS und GEINITZ verschiedentlich hervorgehoben haben⁴⁾, die Bezeichnung Weißliegendes nicht übertragen darf, empfiehlt es sich, den fast ganz außer Gebrauch gekommenen Namen »Grauliegendes« wieder anzunehmen, mit dem der Riechelsdorfer Bergmann die im Liegenden des Kupferschiefers auftretenden gebleichten Quarzkonglomerate des Oberrotliegenden bezeichnete⁵⁾.

Das Grauliegende verdankt seine Entstehung einer von außen her erfolgten Einwirkung, und nur insofern, als sein Auftreten stets von den darüber lagernden Sedimenten der Zechsteinformation

¹⁾ E. ZIMMERMANN. Über die Rötung des Schiefergebirges und über das Weißliegende in Ostthüringen, a. a. O., S. 154.

²⁾ Die in permischer Zeit erfolgte Ausbleichung darf nicht verwechselt werden mit den an Rücken auftretenden Zersetzungserscheinungen, die naturgemäß sehr viel jüngeren Alters sind. An Störungen ist das Liegende der Zechsteinformation meist bis in beträchtliche Tiefe, aber nur zu beiden Seiten der Störung, graugrün gefärbt.

³⁾ Man vergleiche die Erläuterungen zu den Blättern Mansfeld, Wippra und Frankenhäusen.

⁴⁾ WEISS und GEINITZ, a. a. O.

⁵⁾ RIESS, a. a. O. — MOESTA, Erl. zu Bl. Sontra, Berlin 1876, S. 6—7.

abhängig ist, kann man ihm auch eine gewisse stratigraphische Bedeutung beimessen.

Die Verbreitung und Mächtigkeit des Grauliegenden geht aus folgender Zusammenstellung hervor, in der zugleich angegeben ist, welche Gesteine ausgebleicht worden sind:

| | | |
|---|-------------|---------------------------|
| Pögritzmühle bei Wettin ¹⁾ | 0,50—1,00 m | Porphyrkonglomerat |
| Dobis | 0,20—0,25 » | » |
| Eisenbahneinschnitt bei Oberwiederstedt | 1,50 » | Sandsteinschiefer |
| Eduardschacht, unterhalb der III. T. S. | 1,40 » | » |
| Zirkelschacht, linker Flügel der V. T. S. bei 550 m | 0,80 » | » |
| Einschnitt der elektrischen Kleinbahn am Schloßberg bei Mansfeld | 0,55—0,80 » | » |
| Hermannschacht, Querschlag v. Schacht II nach der V. T. S. | 3,00 » | Porphyrkonglomerat |
| Hornburg | 2,00 » | » |
| Straßenbiegung vor Mohrungen | 1,70—1,80 » | Sandstein (ro5) |
| | 1,50—2,00 » | Porphyrkonglomerat |
| Einschnitt der Straße von Mohrungen nach Großleinungen | 1,85—2,00 » | Sandstein (ro5) |
| | 4,00 » | Porphyrkonglomerat |
| Sandsteinbrüche bei Rottleben am Kyff- häuser | 1,50 » | » |
| Walkenried | bis 10 » | Walkenrieder Sand |
| Milbitzer Felsen bei Gera | 3,85 » | Konglomerat des Oberrotl. |
| Wasserriß zwischen Roschütz und Röpßen | 2,60—2,75 » | » » » |
| Pforten | bis 3 » | » » » |
| Eppichnellen bei Eisenach | 2,50—3 » | » » » |
| Alte Wart bei Schweina | bis 3 » | » » » |
| Riechelsdorf | | » » » |

Das Weissliegende.

In dem Gebiet zwischen den Ottoschächten bei Wimmelburg und dem Niewandtschacht bei Siersleben lagert unter dem Kupferschiefer ein weißlichgrauer, fester, zuweilen quarzitisch erscheinendes

¹⁾ Bei Wettin und Friedeburg stellte schon LASPEYRES fest (a. a. O.), daß unter dem Kupferschiefer das Porphyrkonglomerat ausgebleicht ist, und daß daher hier das Zechsteinkonglomerat vom Südrande des Harzes fehlt. Indem er aber dieses gebleichte Porphyrkonglomerat mit dem Mansfelder Weißliegenden gleichstellte, gab er die Veranlassung zu dem auf S. 16 erwähnten Streit über das Weißliegende zwischen ihm und GEINITZ und WEISS.

der Sandstein von gleichmäßig feinem Korn, mit einem geringen, nie fehlenden Kalkgehalt, mit sehr bezeichnender Diagonalschichtung und stark schwankender Mächtigkeit. An der Oberfläche treten häufig Rippelmarken auf. Diese Oberfläche ist in der Regel verkieselt und wird dann als »Hornschale« bezeichnet. Versteinerungen sind bisher noch niemals gefunden worden. Tongallen fehlen auch gänzlich.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß dieser Sandstein aus wenig gerundeten, meist noch sehr eckigen Quarzkörnchen besteht, deren Größe nicht allzu sehr verschieden ist. In den Zwischenräumen hat sich Kalkspat ausgeschieden (nach mehreren untersuchten Proben etwa 10 % des gesamten Gesteins), der aber vermutlich sekundär und von oben her eingedrungen ist. Tonige Beimengungen fehlen gänzlich. Es hat also bei der Entstehung dieses Gesteins eine Auslese von annähernd gleich großen Quarzkörnchen und eine Sonderung von tonigen und anderen Beimengungen stattgefunden, Merkmale, die nach WEINSCHENK¹⁾ für zusammengewehten Flugsand bezeichnend sind.

Dieses Gestein, welches außer im Mansfeldischen bisher nur noch an einer einzigen Stelle in Thüringen aufgefunden wurde, wird vom Kupferschieferbergmann als »Weißliegendes« bezeichnet.

FREIESLEBEN, der diesen Namen in die geologische Literatur einführte, gebrauchte ihn allerdings auch für alle anderen im Liegenden des Kupferschiefers auftretenden tonigen, sandigen oder konglomeratischen Gesteine von grauer Farbe, die nach meinen Ausführungen als Grauliegendes zu bezeichnen sind. Daher ist es zweckmäßig, den Namen »Weißliegendes«, dem heutigen Sprachgebrauch des Bergmannes entsprechend, nur für das hier geschilderte Gestein beizubehalten²⁾.

Überall, wo nun das Weißliegende auftritt, zeigt es ein starkes Schwanken seiner Mächtigkeit. Stellenweise keilt es sogar gänzlich aus, so daß der Kupferschiefer auf Grauliegendem auflagert; nach

¹⁾ E. WEINSCHENK, Grundzüge der Gesteinskunde 1907, II, S. 227.

²⁾ Diese Beschränkung hat auch früher schon WEISS gegenüber LASPEYRES betont.

kürzerer oder längerer Unterbrechung setzt dann das Weißliegende wieder ein.

Die infolge dieses Schwankens der Mächtigkeit entstehenden Anschwellungen des Weißliegenden nennt der Bergmann »Flözberge«; sie sind Auflagerungsformen des Weißliegenden und bildeten Unebenheiten des Untergrundes, auf dem sich der Kupferschiefer ablagerte. Daher werden durch sie auch starke Unregelmäßigkeiten in der Mächtigkeit und Lagerung des Kupferschieferflöztes veranlaßt.

Die erste Erwähnung dieser Flözberge findet sich bei CHARPENTIER 1778, der schon damals als Grund ihres Auftretens Unebenheiten des Untergrundes unter dem Kupferschiefer bezeichnete. Er schied sie scharf von den Rücken, deren Wesen als Verwerfungen er ebenfalls schon richtig erkannte. CHARPENTIER schilderte die Flözberge mit folgenden Worten¹⁾:

»Es trägt sich nicht selten zu, daß sich bei Aushauung des Schiefers das Flötz nach und nach bis auf eine gewisse Höhe erhebet, und alsdann von dieser auf der entgegengesetzten Seite wieder nach und nach herabfällt und endlich wieder eine horizontale Lage einnimmt. Diese Erhöhung nennet der dasige Bergmann einen Buckel. Findet man gegenheils anstatt einer Erhöhung ein Einsinken des Flötzes, so wird dieses eine Mulde genennet Die Ursachen dieser Veränderungen hat man unstreitig in der unebenen Oberfläche des dem Flötze zum Grunde dienenden Sandsteins zu suchen.«

Später versuchte dann FREIESLEBEN²⁾ alle ihm bekannt gewordenen Veränderungen der Lagerung des Kupferschiefers scharf zu sondern und zu definieren, ohne jedoch CHARPENTIER's frühere Ausführungen über diesen Gegenstand zu erwähnen. Er schied die eigentlichen Rücken oder Wechsel, die dadurch entstehen,

»daß Spalten, Klüfte oder Gänge Veränderungen in der Lage, Mächtigkeit und Erzführung des Flötzes bewirkten«, von den »Erscheinungen, die sich kaum anders erklären lassen, als

¹⁾ a. a. O. S. 370—373.

²⁾ FREIESLEBEN, a. a. O. III, S. 65—66, 82—83, 282—283; IV, 21—31.

durch Störungen und Unregelmäßigkeiten (sit venia verbo) entweder bey oder alsbald nach der Entstehung jener Flötze.«

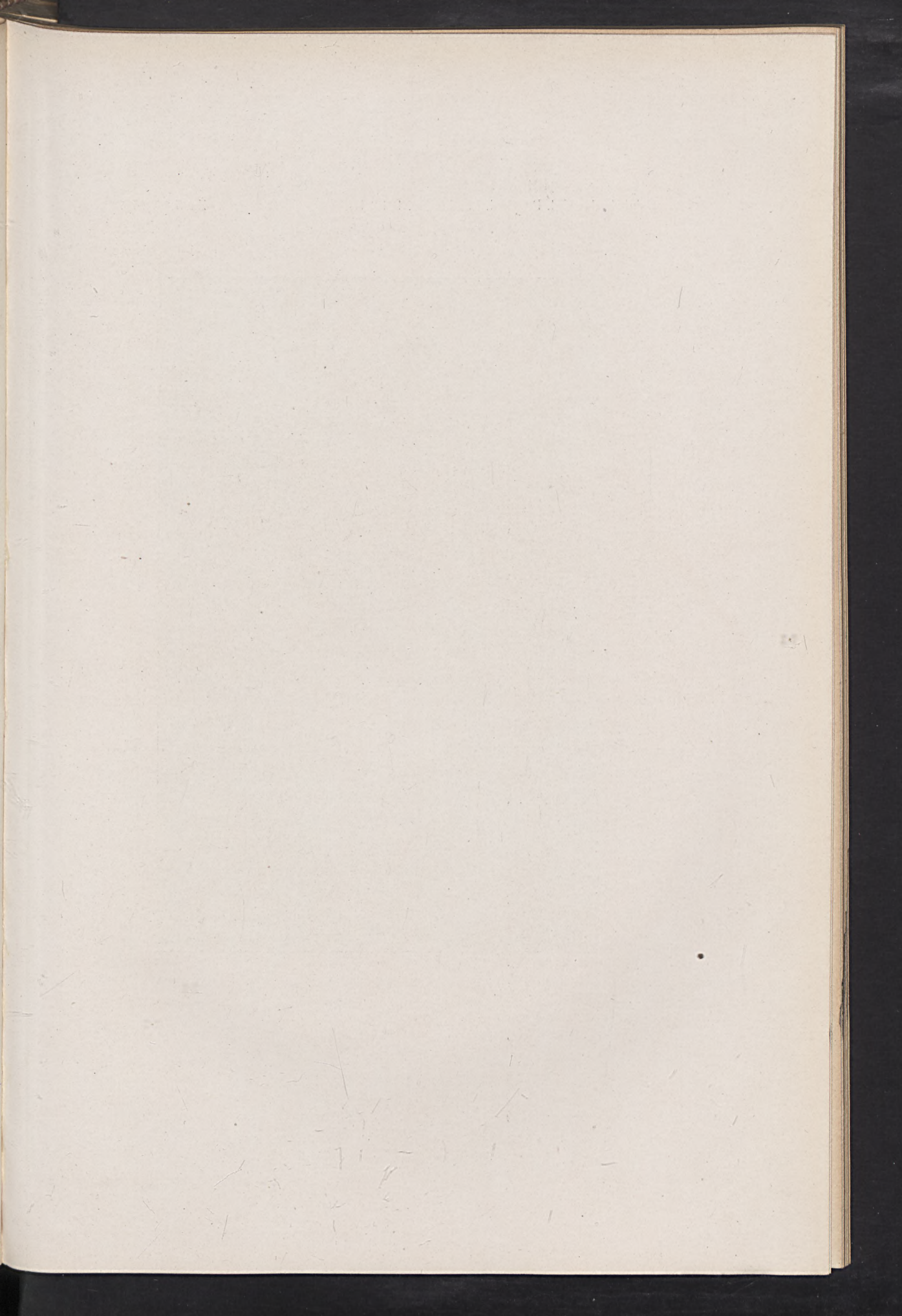
Ein Teil der Störungen, die vom Bergmann als Verfalle, Berge, Mulden, zuweilen auch als Horste bezeichneten Erscheinungen, beruhen auf Unebenheiten des Untergrundes, ein anderer Teil, die Überschläge, Gräben, Gabelflöze und Gewirre werden auf »Waltung« während oder bald nach der Entstehung zurückgeführt, als das Gestein noch weich war. Die zuletzt aufgeführten Störungen sind ebenso wie die Verfalle, die man heute Flexuren nennt, tektonischer Entstehung, während mit den Bergen, Buckeln oder Horsten zweifellos die jetzt als Flözberge bezeichneten Erscheinungen gemeint sind, wenn auch FREIESLEBEN noch nicht wie später W. v. VELTHEIM¹⁾ wußte, daß an den Flözbergen das Weißliegende mächtiger ist. Ebenso sicher ist aber auch, daß FREIESLEBEN mehrfach tektonische Aufwölbungen mit den von ihm richtig als permische Auflagerungsformen gedeuteten Flözbergen oder Buckeln verwechselt hat.

Vielleicht ist es hierauf zurückzuführen, daß man seitdem immer wieder bis auf den heutigen Tag Lagerungsstörungen des Kupferschiefers an Rücken, die also durch Verwerfungen und Faltungen entstanden sind, mit den permischen Flözbergen verwechselt hat. So sind z. B. die von SCHRADER²⁾ erwähnten Flözberge im 23. Lichtloche des Zabenstedter Stollens, im 25. Lichtloche des Schlüsselstollens und im 81. Lichtloche des Froschmühlenstollens nach den von ihm gegebenen Profilen Faltungen an Rücken. Selbst noch in der neuesten Untersuchung von G. KÖHLER³⁾

¹⁾ W. v. VELTHEIM, Über das Vorkommen der metallischen Fossilien in der alten Kalkformation im Mansfeldischen und im Saalkreise. KARSTENS Archiv f. Bergbau- u. Hüttenkunde, XV, 1827, S. 89–170. hat dieses wichtige Verhalten S. 141 kurz erwähnt.

²⁾ SCHRADER, Der Mansfeldsche Kupferschieferbergbau. Zeitschr. f. d. Berg- u. Hütten-Wesen 1869, S. 251–253, 263–264. Diese Ansichten sind auch in die Festschriften der Mansfelder Gewerkschaft aus den Jahren 1881, 1889 und 1907 übernommen worden. — H. MENTZEL sucht das Auftreten der Flözberge mit den Melaphyren im Rotliegenden in Zusammenhang zu bringen. Berg- u. Hüttenmännische Zeitung 1864, XXIII.

³⁾ G. KÖHLER, Die »Rücken« in Mansfeld und in Thüringen, sowie ihre Beziehungen zur Erzführung des Kupferschieferflötzes. Inaug.-Diss. Leipzig 1905. S. 7.





Flözberg im Einschnitt der Berlin-Kasseler Bahn oberhalb Ahlsdorf.
Figur 1.

Zechsteinkalk

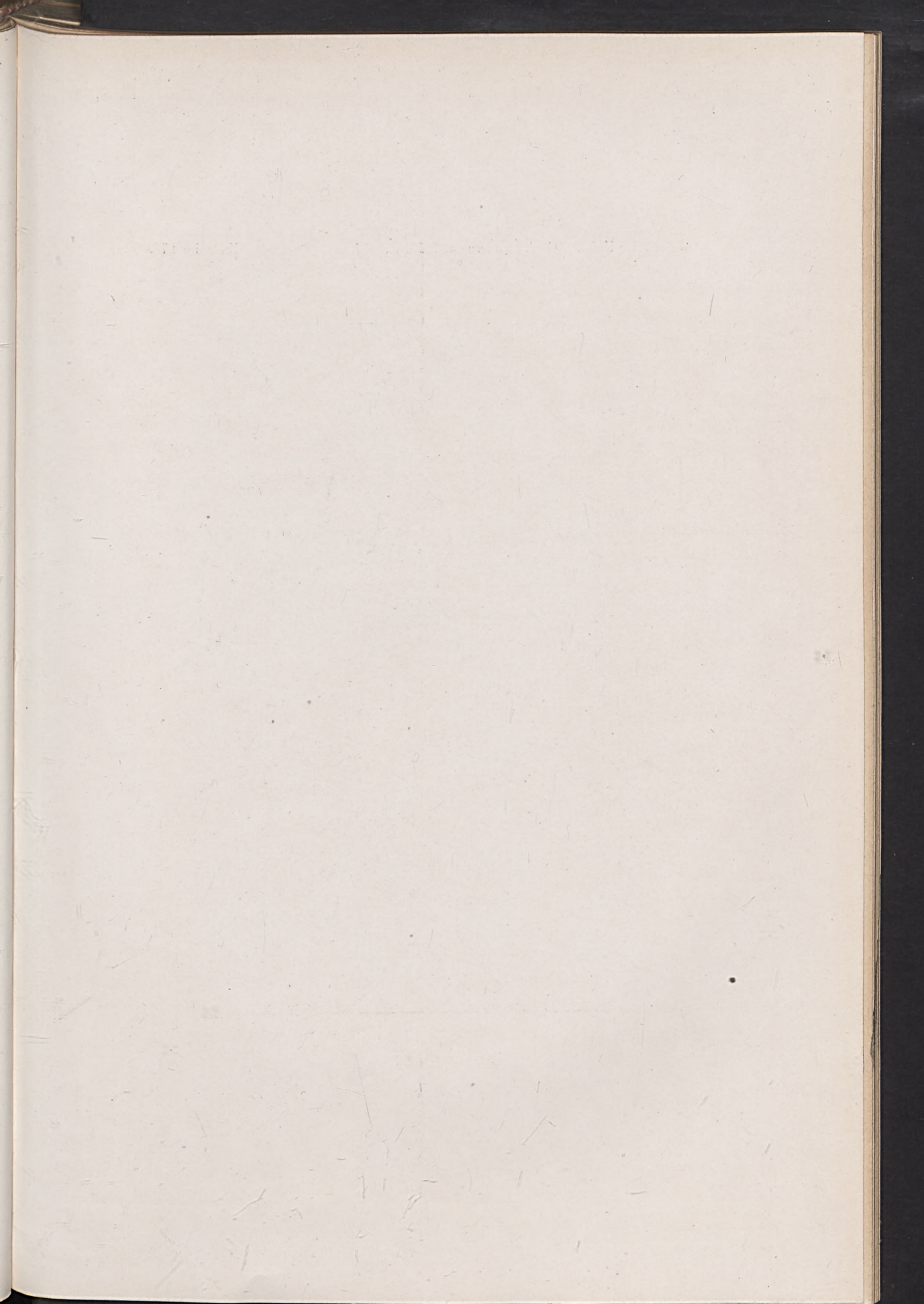
Weißliegendes

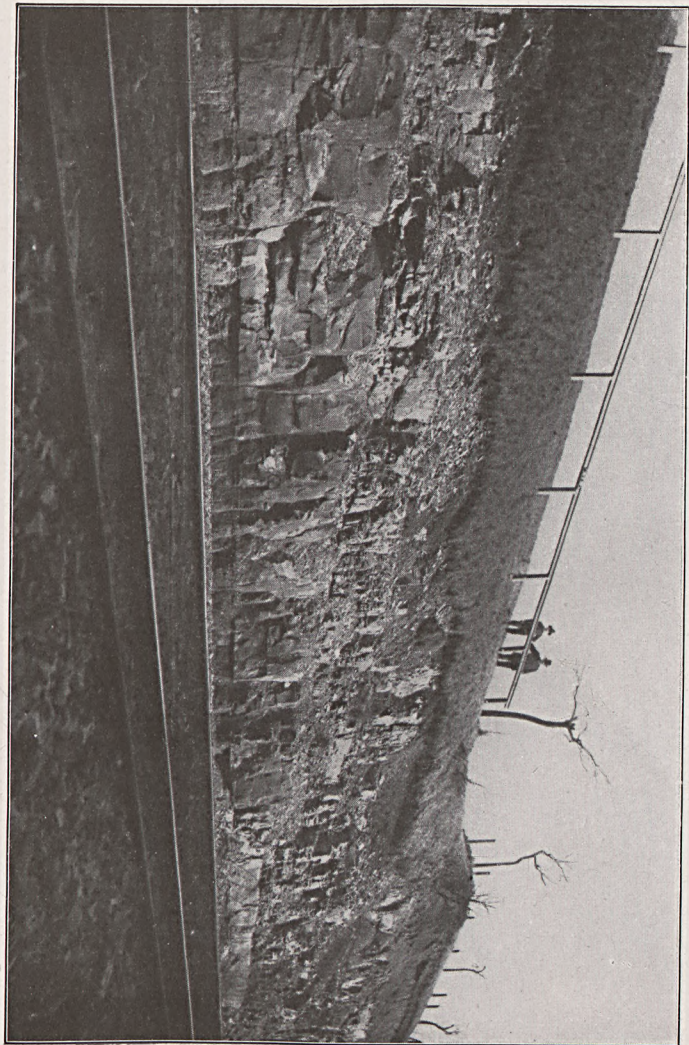
Kupferschiefer

Sandsteinschiefer (J05)



Flözberg im Einschnitt der Berlin-Kasseler Bahn oberhalb Ahlsdorf.
Figure 1.





Figur 2.

Flözberg im Einschnitt der Berlin-Kasseler Bahn oberhalb Ahlsdorf.

Kupferschiefer

Zechstein

Weißliegendes

Sandsteinschiefer (ros)

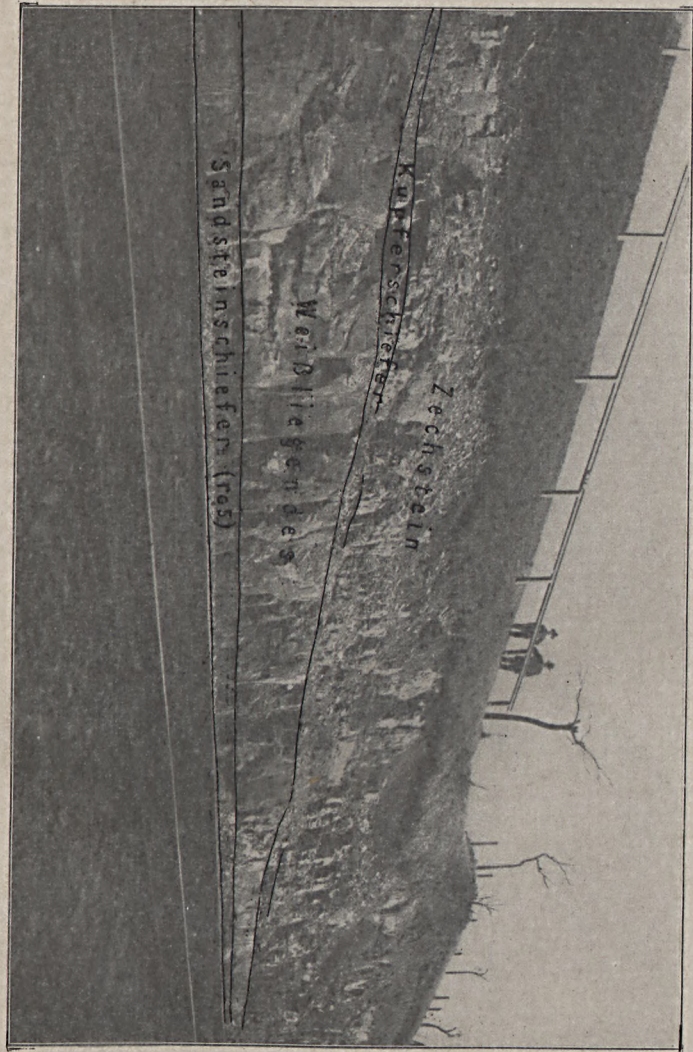


Figure 2.

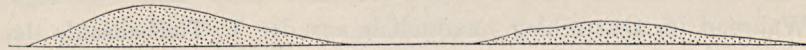
Flözberg im Einschnitt der Berlin-Kasseler Bahn oberhalb Ahlsdorf.

über die Rücken werden die Flözberge zu den tektonischen Störungen gerechnet. KÖHLER sagt:

»Die Begriffe »Flözberg« und »Flözrücken« decken sich mit den allgemeinen Bezeichnungen »Falte« und »Faltenverwerfung«. Während die Falte zwei Erscheinungen in sich begreift — nämlich Sattel und Mulde, — hat der Mansfelder Bergmann für jede Erscheinung den besonderen Namen »Flözberg« und »Flözgraben«.

Um den Gegensatz zwischen den Flözbergen und den wesentlich jüngeren tektonischen Aufwölbungen und Faltungen des Kupferschieferflözes auch im Namen bereits zum Ausdruck zu bringen, empfiehlt es sich, für die tektonischen Faltungen den Namen »Rückenberge« einzuführen.

Figur 1.



Profil der beiden Flözberge im Eisenbahneinschnitt von Ahlsdorf.

Die Mächtigkeit des Weißliegenden (punktiert) ist $2\frac{1}{2}$ fach überhöht.

Maßstab für die Länge 1 : 1000.

Ein sehr lehrreiches Profil durch zwei Flözberge bietet der Einschnitt der Berlin-Kasseler Bahn oberhalb Ahlsdorf bei dem Bahnwärterhäuschen am Dippelsbachtal. In dem Steinbruch unterhalb des Häuschens fehlt das Weißliegende noch, so daß der Kupferschiefer unmittelbar auf nur wenige Zentimeter tief ausgebleichten Schichten des Sandsteinschiefers aufliegt. Im fortlaufenden Profil schaltet sich dann im Einschnitt zwischen Kupferschiefer und Rotliegendem der feinkörnige weiße Sandstein des Weißliegenden ein, das auf eine Länge von 220 m zwei Flözberge bildet, wobei der Sandstein von 0 auf 2,60 m zu- und wieder auf 0 abnimmt, um nochmals 1,73 m mächtig zu werden und nochmals auszukeilen. Stellenweise ist Diagonalschichtung sehr gut entwickelt. Besser als viele Worte werden nebenstehendes Profil und die Photographieen (Figur 1 und 2) der Flözberge auf der östlichen Seite des Einschnitts das Schwanken der Mächtigkeit des Weißliegenden erläutern.

Ähnliche Profile sind in den Mansfelder Gruben außerordent-

lich häufig. So beobachtete ich auf dem Ottoschacht in der IV. Tiefbausohle, Strecke 3, im Flözgraben nach 12 m eine Zunahme der Mächtigkeit des Weißliegenden von 0,70 auf 1,80 m. Nach gefälliger Mitteilung des Herrn Obersteiger BORKENSTEIN — Ottoschacht — erreicht es auf Schafbreiter Revier an Flözbergen bis 4 m Mächtigkeit.

In der V. Tiefbausohle im Niewandtschacht legt sich am 1. Rücken auf dasetwa 60 cm mächtige, milde tonige Grauliegende eine zunächst nur 5 cm starke, sandige, sehr feste Bank mit Schrägschichtung auf, die nach Süden allmählich an Mächtigkeit zunimmt und nach 220 m bereits 1,90 m stark ist, dann aber leider nicht mehr zu verfolgen ist.

Am ausgezeichnetsten ist die Entwicklung der Flözberge im Flachen des Hohenthalschachtes unterhalb der V. nach der VII. Tiefbausohle. Das Flache durchfährt etwa acht Flözberge. Während im Querschlag unmittelbar vor der V. Tiefbausohle das Weißliegende 0,75—0,80 m mächtig ist, habe ich an mehreren Flözbergen Mächtigkeiten von über 3 m gemessen. Nach gefälliger Mitteilung des Herrn Obersteiger LAUTERWALD erreicht es an dem großen Flözberg in der VII. Tiefbausohle sogar etwa 10 m Mächtigkeit.

Das Weißliegende enthält keine Fossilien. Es ist ein diagonalgeschichteter Quarzsandstein von gleichmäßig feinem Korn, der frei von tonigem Material ist und in jeder Beziehung rezenten Dünensanden gleicht. Die Flözberge sind nicht etwa die durch Erosion zerteilten Reste einer ursprünglich einheitlichen und gleichmäßig starken Decke, sondern, wie sich aus ihrer mantelförmigen Schichtung ergibt, lokale Anschwellungen des Weißliegenden. Sie liegen auf festländischem Grunde, an dessen Aufbau sich keine marinen Zwischenschichten beteiligen, und wurden gebildet vor dem Hereindringen des den Kupferschiefer absetzenden Wassers. Daraus schließe ich, daß das Weißliegende einen verhärteten Dünensand darstellt. Während in anderen Gebieten unter der landeinwärts vordringenden Brandungswoge des Meeres das Zechsteinkonglomerat entstand, häufte sich im Mansfeldschen örtlich Dünensand zu Flözbergen an, die als Dünenketten das Gestade des Meeres umsäumten.

No. 1000

U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE

U.S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE
BUREAU OF PLANT INDUSTRY
WASHINGTON, D. C.



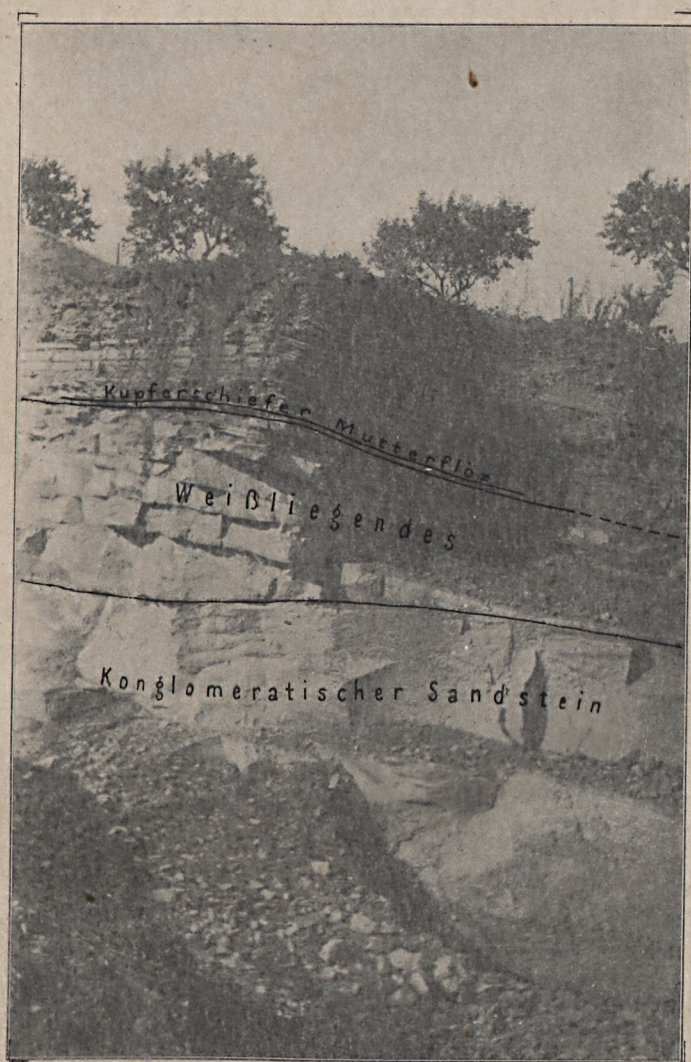
Figur 3.

**Weißliegendes mit Diagonalschichtung, einen Flözberg bildend.
Steinbruch zwischen Lichte und Unterschöblingen bei Königsee
in Thüringen.**

Kupferschiefer Mutterflöz

Weißliegendes

Konglomeratischer Sandstein



Figur 3.

Weißliegendes mit Diagonalschichtung, einen Flözberg bildend.
Steinbruch zwischen Lichte und Unterschöblingen bei Königsee
in Thüringen.

Ähnliche Bildungen treten nur noch in der Nähe von Königsee in Thüringen auf zwischen den Orten Lichte und Unterschöblingen. Dort ist in einem Steinbruch an der diese beiden Orte verbindenden Straße als Liegendes ein etwa 4,5—5 m mächtiger, weißgrauer, feinkörniger, in dicke Bänke abgesonderter Sandstein aufgeschlossen, der Brocken von grünlichem cambrischen Schiefer und von Milchquarz, die nicht abgerollt und gerundet sind, eingestreut enthält. Darüber folgt bis $\frac{5}{4}$ m stark ein mit dem Mansfelder Weißliegenden vollständig übereinstimmender, feinkörniger, fester Sandstein von weißgrauer Farbe, der auch hier einen geringen Kalkgehalt besitzt und, wie die Figur 3 zeigt, ausgezeichnet diagonal geschichtet ist und Flözberge bildet.

In anderen Gegenden war mein Suchen nach Flözbergen ohne Erfolg. Da diese Erscheinung leicht zu erkennen ist, glaube ich annehmen zu dürfen, daß diese Bildungen über Tage nur in einem größerem Gebiet zwischen Eisleben und Leimbach und in einem kleineren bei Königsee in Thüringen vorkommen.

Das Zechsteinkonglomerat.

Von den bisher besprochenen Bildungen durchaus verschieden sind Gesteine von bald breccienartiger, bald konglomeratischer oder sandiger Beschaffenheit im Liegenden des Kupferschiefers, welche durch das Zechsteinmeer aufbereitet und umgelagert worden sind und örtlich marine Versteinerungen enthalten. Für diese Schicht führte E. BEYRICH die Bezeichnung »Zechsteinkonglomerat« ein.

Aber auch über dem Kupferschiefer an der Basis des Zechsteinkalkes oder der ihn vertretenden Bryozoenriffe treten ähnliche Gesteine von der gleichen petrographischen Ausbildung auf, die, da sie jünger als das eigentliche Zechsteinkonglomerat unter dem Kupferschiefer sind und eine andere Fauna enthalten, nicht mit diesem Namen bezeichnet werden dürfen. BEYRICH's Zechsteinkonglomerat ist ein stratigraphischer Begriff und darf nicht im lithogenetischen Sinne als Bezeichnung einer bestimmten Facies gebraucht werden.

Es ist bisher erst an wenigen Stellen gelungen, im Zechsteinkonglomerat eine kleine Fauna aufzufinden, welche die marine Entstehung desselben beweist: bei Gera, Ilmenau und Eppichnellen unweit Eisenach.

Am reichsten und längsten bekannt ist diese kleine Fauna aus der Umgebung von Gera¹⁾. Den besten Aufschluß für die gesamte vollständig entwickelte Schichtenfolge des untersten Zechsteins bis zum Rotliegenden bietet dort z. Z. das östliche Gehänge des Märzenberges an der von Untermhaus nach Milbitz führenden Straße wenige Schritte vor dem Übergang über die Weimar-Geraer Bahn. Diese Stelle sei kurz als Milbitzer Felsen bezeichnet.

I. Profil am Milbitzer Felsen.

Hangendes: Zechsteinkalk; darunter folgen:

| | |
|-------------|---|
| 0,60—0,70 m | Produktusbank voll <i>Productus horridus</i> und <i>Spirifer alatus</i> , |
| 0,35 » | Kupferschiefer, |
| 0,27 » | Mutterflöz, |
| 0,90 » | Zechsteinkonglomerat, |
| 2,25 » | gelb verwitterndes Grauliegendes, |
| 1,60 » | blaugraues Grauliegendes, Rotliegendes. |

Ganz allmählich entwickelt sich aus dem Grauliegenden durch Feinerwerden der Gerölle und durch Zunahme sandiger Beimengungen und des Kalkbindemittels das typische Zechsteinkonglomerat, das in seinen oberen Teilen einen grob- bis feinkörnigen konglomeratischen, sehr festen blaugrauen Sandstein mit reichlichem kalkigen Bindemittel darstellt, der durch Verwitterung bräunlich gelb und lockerer wird. Vereinzelt treten Gerölle von Quarz und eckige Schieferbruchstückchen auf. Versteinerungen

¹⁾ Außer den bereits auf S. 15 genannten Schriften sind noch folgende als wichtig für die Umgebung von Gera zu erwähnen:

LASPE, Fragmente zur Orographie des Elsterthales in der Gegend von Gera. LEONHARDS Mineralog. Taschenbuch, V, 1811, S. 116—146.

K. v. SCHAUROTH, Ein Beitrag zur Paläontologie des deutschen Zechsteingebirges. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1854, S. 539—577.

Ders., Ein neuer Beitrag zur Paläontologie des deutschen Zechsteingebirges. Das., 1856, S. 211—245.

H. BR. GEINITZ, Über zwei neue Versteinerungen und die Strophalosien des Zechsteins. Das., 1857, S. 207—210.

E. ZIMMERMANN, Erl. zu Bl. Gera. II. Aufl. Berlin 1897, S. 35—40.

scheinen nur in den oberen Lagen (etwa bis $\frac{1}{4}$ m unter der oberen Grenze) aufzutreten. Zugleich finden sich hier häufig in der Nachbarschaft der Fossilien Nester und Putzen von Schwefelkies, Buntkupfer, Bleiglanz und Zinkblende.

Zum Vergleich seien noch einige Profile von anderen Stellen angeführt.

II. Schiefergasse bei Milbitz.

Produktusbank,
0,33 m Kupferschiefer,
0,28 » Mutterflöz,
0,75 » Zechsteinkonglomerat,
gelbes Grauliegendes.

III. Hohlweg am Ausgang von Tinz an der Straße nach Roschütz.

Produktusbank,
0,15 m Kupferschiefer,
0,25 » Mutterflöz,
0,75—0,80 » Zechsteinkonglomerat.

IV. Wasserriß zwischen Roschütz und Röpsen.

Bituminöser, uneben spaltender, harter Mergelschiefer mit kleinen Gervillien,
0,16 m Kupferschiefer,
0,15 » Mutterflöz mit Buntkupfer und Kupferkies, allmählich ins Liegende und Hangende übergehend,
0,60 » Zechsteinkonglomerat.
2,60—2,75 » Grauliegendes,
Rotliegendes.

Die Schiefergasse bei Milbitz ist der berühmte Fundort der kleinen Fauna des Zechsteinkonglomerates, die um die Mitte des vorigen Jahrhunderts durch Pfarrer MACKROTH und Staatsrat DINGER aufgefunden wurde. Die genauere Lage dieser Stelle ist jedoch seitdem wieder verloren gegangen.

Am Milbitzer Felsen gelang es mir nun, die seit einer Reihe von Jahren nicht mehr gefundenen Fossilien wieder zu entdecken, nachdem mir Herr Professor LÖSCHER in Gera diesen Aufschluß gezeigt hatte¹⁾.

¹⁾ Herr Prof. LÖSCHER hat sich durch die Ausbeutung dieser Stelle ein großes Verdienst erworben und verpflichtet mich zu großem Dank, indem er mir die später von ihm gesammelten Versteinerungen zur Bearbeitung überließ. Der größere Teil befindet sich in der Fürstlichen Landessammlung zu Gera; die von mir gesammelten sind dem Geologischen und Mineralogischen Institut zu Halle überwiesen worden.

Welche Formen an den einzelnen Fundorten, ferner bei Ilmenau und bei Eppichnellen in der Nähe von Eisenach gefunden worden sind, ergibt sich aus folgender tabellarischen Zusammenstellung.

| | Schiefergasse ¹⁾ | Milbitzer Felsen | Ilmenau | Eppichnellen |
|---|-----------------------------|------------------|---------|--------------|
| <i>Productus Cancrini</i> DE VERN. | + | | | |
| <i>Strophalosia Leplayi</i> GEIN. | + | + | | |
| <i>Rhynchonella Geinitziana</i> DE VERN. | + | + | | + |
| <i>Lingula Credneri</i> GEIN. | + | | + | |
| <i>Panopaea Mackrothi</i> GEIN. | + | | | |
| <i>Pleurophorus costatus</i> BROWN. | + | | | |
| <i>Pseudomonotis speluncaria</i> v. SCHLOTH. | + | + | | |
| <i>Bakewellia ceratophaga</i> v. SCHLOTH. | ? | | | |
| » <i>antiqua</i> MÜNSTER | + | | | |
| » <i>cf. antiqua</i> MÜNSTER | | + | | |
| » <i>cf. Sedgwickiana</i> KING | | + | | |
| <i>Pecten sericeus</i> DE VERN. | + | | | |

Mindestens die Hälfte der bisher gefundenen Versteinerungen entfällt auf *Strophalosia Leplayi*; dann kommen *Rhynchonella Geinitziana*, *Pseudomonotis speluncaria* und *Productus Cancrini*. Die übrigen Formen sind immer nur in wenigen Exemplaren gefunden worden. Vielleicht könnten jedoch neue, umfangreichere Aufsammlungen am Milbitzer Felsen noch sehr interessante Aufschlüsse über diese älteste Fauna des deutschen Zechsteins ergeben.

Der Charakter dieser kleinen Zechsteinkonglomeratfauna ist nun teilweise ein eigenartiger und von dem der Fauna des über dem Kupferschiefer auftretenden Unteren Zechsteins abweichender. Zwar treten verschiedene Formen auch im Zechsteinkalk wieder auf; 5 jedoch sind in Deutschland auf diese Schicht beschränkt und finden sich in jüngeren Ablagerungen nicht wieder. Andererseits fehlt aber bemerkenswerterweise im Zechsteinkonglomerat gerade das Leitfossil des deutschen und englischen Zechsteins: *Productus horridus*.

¹⁾ Nach GEINITZ, Dyas, II, S. 319—342.

Die bei Gera nur im Zechsteinkonglomerat vorkommenden Formen sind:

Productus Cancrini
Strophalosia Leplayi
Rhynchonella Geinitziana
Panopaea Mackrothi
Pecten sericeus.

Die Verbreitung dieser und einiger anderer bezeichnender Arten des deutschen Zechsteins in den obersten Schichten des Obercarbons und im Perm von Rußland ist in nebenstehender Tabelle übersichtlich zusammengestellt¹⁾.

| | Obercarbon der Wolga, Kama u. Oka, des Ural u. Timan | Artinsk- und Kungurstufe | Perm der russischen Geologen | Kalkstein von Soligalitsch | Zechstein von Purmallen | Zechstein- konglomerat | Zechstein- kalk |
|------------------------------------|--|-----------------------------|---------------------------------|-------------------------------|----------------------------|---------------------------|--------------------|
| <i>Fenestella retiformis</i> . . . | + | | + | + | | | + |
| <i>Lingula Credneri</i> . . . | | | | | | + | |
| <i>Spirifer alatus</i> | | + | | | | | + |
| <i>Spiriferina cristata</i> . . . | | + | + | + | | | + |
| <i>Productus Cancrini</i> . . . | | + | + | + | + | + | |
| » <i>horridus</i> | | | | | + | | + |
| <i>Strophalosia Leplayi</i> . . . | | | | | | + | |
| <i>Rhynchonella Geinitziana</i> . | | + | | + | | + | |
| <i>Dielasma elongata</i> | cf. | + | + | + | + | | + |
| <i>Panopaea Mackrothi</i> . . . | | | | | | + | |
| <i>Pleurophorus costatus</i> . . | | + | + | + | + | + | + |
| <i>Pseudomonotis speluncaria</i> . | | + | + | + | | + | + |
| <i>Bakewellia ceratophaga</i> . . | + | + | + | + | + | + | + |
| » <i>antiqua</i> | + | + | + | | + | + | + |
| <i>Pecten sericeus</i> | + | + | + | + | | + | |
| <i>Nautilus Freieslebeni</i> . . . | | | | + | | | + |

¹⁾ Als Grundlage dazu hat mir gedient: TH. TSCHERNYSCHEW, Der Permische Kalk im Gouvernement Kostroma. Verh. d. Russ.-Kaiserl. Mineralog. Ges. zu St. Petersburg. XX, 1885, S. 265—317. (Forts. siehe S. 280)

Danach sind *Productus Cancrini*, *Rhynchonella Geinitziana*, *Pecten sericeus* allgemein verbreitet in den von den russischen Geologen als Artinsk- und Kungurstufe und Perm bezeichneten Schichten am Westabhang des Ural im Gebiet der Kama und Ufa usw., sowie in dem Kalkstein von Soligalitsch, Gouvernement Kostroma im mittleren Rußland.

Zusammen mit diesen Formen treten dort überall auf und reichen z. T. noch in das Obercarbon hinab

Pseudomonotis speluncaria

Dielasma elongata

Spiriferina cristata

Bakewellia ceratophaga

» *antiqua*

Pleurophorus costatus

Fenestella retiformis u. a.,

welche zugleich wichtige und allgemein verbreitete Formen des deutschen Zechsteinkalkes bilden.

Eigenartig ist das Vorkommen des *Productus Cancrini* zusammen mit *Productus horridus* in dem Bohrloche von Purmallen bei Memel.

Die Fauna des Zechsteinkonglomerates zeigt daher ebenso wie die des Zechsteinkalkes ein ausgesprochen russisches Gepräge; ihre Einwanderung kann, wie FRECH¹⁾ besonders betont hat, nach Deutschland nur von Rußland aus erfolgt sein.

A. KRASNOPOLSKY, Allgemeine Geol. Karte von Russland. Blatt 126, Perm-Solikamsk. Mém. du Comité Géologique, XI, 2. 1889.

N. SIBIRZEV, Allg. Geol. Karte v. Rußland, Blatt 72. WLADIMIR, Nishny-Nowgorod, Murom. Mém. Com. Géol. XV, 2, 1896.

A. STUCKENBERG, Allg. Geol. Karte v. Rußland, Bl. 127. Gebiet der Kama. Mém. Com. géol. XVI, 1, 1898.

TH. TSCHERNYSCHEW, Die Obercarbonischen Brachiopoden des Ural und Timan. Mém. Com. Géol. XVI, 1902.

A. STUCKENBERG, Die Fauna der obercarbonischen Suite des Wolgadurchbruches bei Samara. Mém. Com. Géol. Nouv. Sér. Livr. 23, St. Petersburg 1905, S. 111—144 Résumé.

G. BERENDT, Zechsteinversteinerungen aus dem Bohrloche in Purmallen bei Memel. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1883, S. 652—653.

¹⁾ F. FRECH, *Lethaea geognostica*, II, 3. Die Dyas, S. 553—555.

Nachdrücklich ist darauf hinzuweisen, daß keine einzige Art des Zechsteinkonglomerates auf einen bestimmten Horizont des russischen Perms beschränkt ist; fast alle gehen mehr oder weniger durch die gesamte Schichtenfolge durch, ein Umstand, der nicht erlaubt, die einzelnen Stufen des deutschen Zechsteins mit der russischen Schichtenfolge näher zu parallelisieren.

Das Zechsteinkonglomerat von Ilmenau, in welchem ebenfalls Spuren tierischen Lebens nachgewiesen worden sind, besteht nach ZIMMERMANN¹⁾

»in möglichst engem Anschluß an die jeweilige Unterlage . . . vorwiegend aus Porphygeröllen, -brocken und -bröckchen, meist vom Typus des Rumpelsberg-Quarzporphyrs, die teils anstehendem Porphy, teils dem oberrotliegenden Konglomerat entnommen sein mögen; daneben führt es noch besonders, reichlicher als letztgenanntes Konglomerat, Bröckchen von Gangquarz. . . . Die Abrundung und Größe der Gerölle schwankt: neben einzelnen gut gerundeten kommen meist ziemlich scharfeckige, neben faust-, ja bis kopfgroßen auch solche vor, die als ziemlich feiner Sand zu bezeichnen sind; die klein- und feinkörnigen Gesteine sind namentlich im oberen Schichtenteile zu finden, der außerdem am allerreichsten kohlen-sauren Kalk führt.«

In diesen unmittelbar unter dem Kupferschiefer auftretenden feinsandigen Lagen fand K. v. SEEBACH *Lingula Credneri* GEIN.²⁾ Belegstücke befinden sich auch in der Sammlung des Geologischen und Mineralogischen Instituts zu Halle.

Das letzte Vorkommen mariner Versteinerungen im Zechsteinkonglomerat bieten die ausgezeichneten Aufschlüsse an der Werrabahn bei der Haltestelle Eppichnellen unweit Eisenach. Das hier 1,40—1,80 m mächtige Zechsteinkonglomerat ist ein fester konglomeratischer Sandstein von weißgrauer Farbe und mit kalkig-dolomitischem Bindemittel. Die meist erbsen- bis bohngroßen Gerölle sind teils eckig, teils ziemlich gerundet und abgerollt; sie

¹⁾ Erl. zu Bl. Ilmenau, Berlin 1908, S. 133.

²⁾ GEINITZ, *Dyas II*, S. 224.

bestehen vorwiegend aus Quarz, seltener aus Feldspat, Glimmerschiefer, Quarzit und Granit. Vereinzelt kommen auch bis hühnereigröße, unvollkommen enteckte und entkantete Gerölle derselben Gesteine vor. Einzelne Lagen sind feinsandig und lockerer und verwittern leicht zu einem bröckligen Sand. Die Menge der Quarzgerölle ist wesentlich größer als in dem darunter liegenden Grauliegenden und Rotliegenden.

Unmittelbar unter dem Kupferschiefer ist das Zechsteinkonglomerat in der Regel sandig und mehrere Zentimeter tief mit ursprünglich geschwefelten Kupfererzen imprägniert, die am Ausgehenden stets zu schön grünem Malachit oder zu blauer Lasur verwittert sind. Die in diesem sandigen Schlieg enthaltenen Gerölle ragen teilweise noch in den Kupferschiefer hinein. In diesen Lagen treten die von F. SENFT zuerst entdeckten Versteinerungen auf, nämlich *Rhynchonella Geinitziana* DE VERN. Aber trotz eifriger Suchens scheinen auch hier keine neuen Versteinerungen wieder aufgefunden worden zu sein.

Zuweilen tritt ähnlich wie an Flußkiesen Diagonalschichtung auf, die auch W. FRANTZEN an einem Bohrkern durch das Zechsteinkonglomerat aus einer Tiefbohrung bei Kaiseroda beobachtete¹⁾.

Es haben sich also bisher nur an wenigen, überdies eng begrenzten Stellen marine Versteinerungen im Zechsteinkonglomerat gefunden. Da entsteht nun die Frage, wie man in anderen Gebieten mit Sicherheit das Vorhandensein dieses Gliedes feststellen kann, wenn marine Versteinerungen fehlen.

Es gehören hierher zunächst alle Konglomerate, die konkordant vom Kupferschiefer überlagert werden und bei fehlendem Rotliegenden selbst diskordant auf paläozoischen und älteren Schichten lagern²⁾. In solchen Fällen besitzt das Zechsteinkonglo-

¹⁾ W. FRANTZEN, Der Zechstein in seiner ursprüngl. Zusammensetzung usw. in den Bohrlöchern bei Kaiseroda. Dieses Jahrbuch f. 1894, S. 106.

²⁾ Daß jedoch diese Bestimmung nur mit Vorsicht und Kritik angewendet werden darf, lehrt das ausgebleichte Porphyrkonglomerat von Rottleben am Kyffhäuser, welches vom Kupferschiefer scheinbar konkordant überlagert wird und diskordant auf obercarbonischen Sandsteinen liegt und aus diesem Grunde früher als »Zechsteinkonglomerat« aufgefaßt worden ist. (Erl. zu Bl. Frankenhäusen. Vgl. S. 28.)

merat in der Regel mehr eine breccienartige oder konglomeratische als eine sandige Beschaffenheit.

Schwieriger ist es dagegen, das Zechsteinkonglomerat in Gebieten nachzuweisen, wo es konkordant oder scheinbar konkordant rotliegende oder obercarbonische Sedimente überlagert, da dann die Ähnlichkeit mit zu Grauliegendem entfärbten Gesteinen der Unterlage oft so groß werden kann, daß eine Abtrennung nur nach sorgfältigster Prüfung und Berücksichtigung kleiner Unterschiede vorgenommen werden kann.

Als unterscheidende Merkmale können gelten: die durch die marine Aufbereitung und Umlagerung entstandene andere Schichtung und Struktur des Zechsteinkonglomerats, stärkere Abrollung und Rundung der Gerölle, unter denen in der Regel mehr Quarz als im Rotliegenden, bezüglich Grauliegenden auftreten wird¹⁾²⁾, ein größerer Kalkgehalt, der häufig eine größere Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung im Gefolge haben wird.

Auf Grund solcher Erwägungen kann man das Zechsteinkonglomerat überall am Rande des nordwestlichen Thüringer Waldes, bei Schweina, Kupfersuhl, Neuenhof und Eisenach nachweisen und vom Grauliegenden unterscheiden³⁾. Gute Aufschlüsse sind außer bei Eppichnellen das Gehänge des östlich von Eckardts- hausen verlaufenden Grundes und der tiefe Wasserriß an der Nordseite der Alten Wart zwischen Schweina und Waldfish.

Diskordante Auflagerung des Zechsteinkonglomerats über steilgestellten Schichten des Mittelrotliegenden findet z. B. zwischen Schmerbach und Fischbach im Gothaischen unweit Waltershausen statt. In einem Aufschluß südlich des Dorfes Fischbach lagert auf etwa 30—40⁰ nach Norden einfallenden Sandsteinen und Konglomeraten der Goldlauterer Stufe mit weit geringerer Neigung das etwa 0,60 m mächtige, aus einem feinkörnigen, pflanzenfüh-

¹⁾ Daß auch zuweilen im Rotliegenden und Grauliegenden ziemlich gut gerundete Gerölle und darunter besonders viel Quarz auftreten, beweisen die vom Winde angeschliffenen Kiesel des Porphyrkonglomerates zwischen Mansfeld und Sangerhausen, welches dort zu Grauliegendem entfärbt worden ist.

²⁾ Man vergleiche auch den Bericht von F. BEYSCHLAG: Über geologische Aufnahmen auf den Blättern Salungen und Altmorschen. Dieses Jahrbuch f. 1886, S. XLII.

³⁾ Man vergleiche auch W. FRANTZEN, a. a. O. S. 106—107.

renden, quarzitisches festen Sandstein bestehende Zechsteinkonglomerat, unter dem ein grandiges Konglomerat etwa 80 cm tief ausgebleicht ist, das ebenfalls noch diskordant zu den älteren Schichten lagert und vermutlich ein ausgebleichtes oberrotliegendes Konglomerat darstellt.

In der Hohle neben der von Schmerbach nach Winterstein führenden Straße bildet das Zechsteinkonglomerat nur noch eine wenige Zentimeter (höchstens bis 20 cm) mächtige, aus eckigen Quarz- und Porphyrgeröllen bestehende Breccie, die ebenfalls stärker geneigte Schichten der Goldlauterer Stufe diskordant überlagert und nach Westen hin auskeilt.

Einige Worte verdient die Entwicklung und Verbreitung des Zechsteinkonglomerats in dem Gebiet zwischen Saalfeld und Pössneck, wo es paläozischen Schiefen und Grauwacken aufliegt. Während es in der unmittelbaren Nachbarschaft von Saalfeld und am Bohlen fehlt, und die dort an der Basis des Zechsteinkalkes auftretende, bis über 1 m Mächtigkeit erreichende graugrüne, aus Schieferbruchstücken des Untergrundes bestehende Breccie stratigraphisch über dem dort fehlenden Kupferschiefer liegt¹⁾, ist es an anderen Stellen auf dem Roten Berge vielfach anstehend zu beobachten und namentlich auch durch den Bergbau nachgewiesen worden. So tritt es bereits in dem etwa eine Viertelstunde vom Bohlen entfernten oberen Mühlthal oberhalb Oberritz zusammen mit dem Mutterflöz und dem Kupferschiefer auf. In der südlichen Seitenschlucht des Mühlthals ist es als ein gelblichweißer konglomeratischer Sandstein 4—5 m mächtig gut aufgeschlossen, ebenso in dem Wasserriß im Wutschental oberhalb der alten Kupferhütte, wo es aus einer 3—4 m mächtigen grauen Breccie besteht. Nicht selten findet man es auch auf alten Halden zusammen mit dem Mutterflöz entstammenden Gesteinsbruchstücken.

Sehr deutlich zeigt sich auf dem Roten Berge die Abhängigkeit des Materials des Zechsteinkonglomerats von den Gesteinen

¹⁾ Diese Breccie ist daher eine jüngere Bildung als das Zechsteinkonglomerat. Bei der oft unsicheren Orientierung solcher stratigraphisch über dem Niveau des Kupferschiefers liegenden Konglomerate ist eine stratigraphische Bezeichnung für dieselben nicht leicht zu geben.

des Untergrundes und die Abhängigkeit seiner Verbreitung von der Gestaltung desselben. Während es in der Regel nur eine geringe Mächtigkeit besitzt, erreicht es zuweilen an Stellen, wo anscheinend vor seiner Bildung Vertiefungen waren, nach SPENGLER¹⁾ 25 Fuß, nach ZIMMERMANN²⁾ bis 10 m Mächtigkeit.

Bei Saalfeld sollen darin auch *Productus Cancrini* und *Rhynchonella Geinitziana* aufgefunden worden sein³⁾.

Zwischen Könitz und Bucha fehlt es unter dem Mutterflöz. Sein Auftreten ist dann erst wieder bei Pössneck beobachtet worden, wo es in der Nähe des alten Felsenkellers aus einem etwa $\frac{1}{2}$ m mächtigen konglomeratischen Sandstein mit eckigen Schiefer- und Grauwackenbruchstücken bestand⁴⁾.

Verfolgt man die Zechsteinformation am südlichen Harzrande von Osten nach Westen, so beobachtet man, daß zunächst zwischen Sangerhausen und Breitungen, ebenso wie am Südrande des Kyffhäusers, das Zechsteinkonglomerat fehlt; als Unterlage des Kupferschiefers tritt hier ausschließlich Grauliegendes auf. Erst von Breitungen an stellt sich das Zechsteinkonglomerat ein und läßt sich von da, abgesehen von einer Unterbrechung bei Bad Lauterberg, am ganzen Rande des Südharzes bis in die Gegend von Seesen verfolgen.

Der erste gute Aufschluß ist ein Steinbruch an dem von Breitungen nach Ufrungen führenden Wege. Die dort kaum geröteten festen Grauwacken und phyllitischen Schiefer, der Stufe der Wieder Schiefer angehörend, sind an dieser Stelle unter dem Zechsteinkonglomerat bis $\frac{1}{2}$ m tief zersetzt, mürbe und braun gefärbt. Darüber liegt ein 20—25 cm mächtiger Sandstein mit konglomeratischen Lagen, und dann folgt mulmiger Kupferschiefer.

¹⁾ SPENGLER, Beschreibung der Gebirgslagerstätten und Bergbau-Verhältnisse der Gegend von Kamsdorf in Thüringen. 1868. Manuskriptensammlung des Kgl. Oberbergamts zu Halle a. S.

²⁾ E. ZIMMERMANN, Geologie von S.-Meiningen, 1903, S. 396.

³⁾ Erl. zu Bl. Saalfeld, Berlin 1888, S. 30—31.

⁴⁾ ZERRENNER, Über die in der Umgegend von Pössneck auftretenden Gebirgsarten und die Verbreitung der die Zechsteinformation paläontologisch charakterisierenden Petrefakten. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1851, S. 303—314.

E. ZIMMERMANN, Geologie von S.-Meiningen, 1903, S. 393.

In dem Gebiet zwischen Rottleberode und Ilfeld sind gute Aufschlüsse des Zechsteinkonglomerats nicht allzu häufig. Aber man kann doch immerhin feststellen, daß es überall vorhanden ist, und daß seine Beschaffenheit von Ort zu Ort wechselt. Bald ist es ein gelber feinkörniger Sandstein mit nur vereinzelt Geröllen, bald ein mehr grandiges Konglomerat oder eine Breccie mit vereinzelt Lagen feinkörnigen gelblichen Sandsteins. Seine Gerölle sind stets klein, und seine Mächtigkeit ist überall gering, in der Regel etwa $\frac{1}{2}$ m oder höchstens $\frac{3}{4}$ m. Immer liegt es auch diskordant auf seiner Unterlage auf, mag diese nun aus paläozoischen Schiefen oder aus unterrotliegenden Sedimenten oder aus Porphyrit bestehen.

Zwischen Ellrich und Walkenried tritt als Liegendes der Zechsteinformation der das oberste Glied des dortigen Oberrotliegenden bildende »Walkenrieder Sand« auf, ein lockerer, feinkörniger, rosaroter Sandstein mit prachtvoller Diagonalschichtung. Zwischen Ellrich und Walkenried wird er in einer Anzahl von Sandgruben gewonnen, in denen häufig die Auflagerung des Zechsteinkonglomerats gut aufgeschlossen ist. Wie man auch gegenüber der Klosterruine Walkenried am Ufer der Wieda beobachtet, wo das Zechsteinkonglomerat 0,70—0,90 m mächtig ansteht, überlagert es den Walkenrieder Sand ungleichförmig und erfüllt zuweilen flache rinnenartige Vertiefungen. Es ist teils konglomeratisch, teils eine Breccie und enthält dünne Einschaltungen gelben feinkörnigen Sandsteins.

In der Umgebung von Bad Sachsa ist es überall als grobe Breccie ausgebildet, da hier altes Ufergebiet vorliegt.

Nach längerer Unterbrechung auf Blatt Lauterberg, wo der Untere Zechstein in der Riffacies entwickelt ist, erscheint es wieder auf Blatt Osterode als grobes Konglomerat mit Geröllen von Kieselschiefer, Tonschiefer, Grauwacke, Quarz, Kalk, Quarzit usw., also von Gesteinen, die in nächster Nähe anstehen. Stellenweise treten die Gerölle zurück, und der Kalkgehalt steigert sich so, daß reine, blaue, splittrige Kalke mit vereinzelt Geröllen an seine Stelle treten. Das Zechsteinkonglomerat kann aber auch zuweilen fehlen, so daß dann unmittelbar der Kupferschiefer transgrediert¹⁾.

¹⁾ Erl. zu Bl. Osterode, Berlin 1907, S. 19.

Bei Gittelde überlagert das Zechsteinkonglomerat diskordant Culmgrauwacken. In dem Einschnitt der Seesener Bahn besteht es aus einem 0,40—0,50 m mächtigen, grandigen Konglomerat aus Gesteinen des Untergrundes.

In der Umgebung von Seesen, wo dem Oberrotliegenden zugeordnete Konglomerate meist die Unterlage der Zechsteinformation bilden, habe ich, da die Aufschlüsse z. Z. sehr ungünstig sind, nirgends anstehendes Zechsteinkonglomerat beobachtet. Nach KAISER und SIEGERT¹⁾ besteht es aus einem etwa 1 m mächtigen Konglomerat von eckigen Grauwacken, Kieselschiefen und Milchquarzen, die durch ein stark kalkhaltiges, toniges Bindemittel verkittet sind.

Während das Zechsteinkonglomerat im Riechelsdorfer Gebiet, wie bereits MOESTA nachgewiesen hat, fehlt²⁾, tritt es an anderen Stellen in Hessen verschiedentlich wieder auf. So ist es aus der Umgebung von Allendorf a. W. bekannt, wo es als konglomeratischer Sandstein Unebenheiten seiner aus paläozoischen Schiefen bestehenden Unterlage ausgleicht, zuweilen aber auch fehlt³⁾. In ganz ähnlicher Weise, wie bei Allendorf auftretendes altes Gebirge das Liegende der Zechsteinformation bildet, tritt Schiefergebirge nochmals bei Niederellenbach a. d. Fulda unter dem Zechstein auf⁴⁾. In der Umrahmung dieser Grauwackeninsel inmitten der Bildungen des Zechsteins und der Trias ist z. Z. das Zechsteinkonglomerat bei Oberellenbach am linken Gehänge des Osterbaches durch einen Versuchsstollen auf Kupferschiefer gut aufgeschlossen. Es ist ein etwa 1¹/₄ m mächtiges, braun verwitterndes, grobes Konglomerat, das in einer sandigen Grundmasse bis faust-, selten kopfgroße Geschiebe von Grauwacke vom Typus der in der Umgebung anstehenden, sowie eines blauen, dichten, teilweise spätigen Kalkes enthält. In diesen kantengerundeten Kalkgeröllen beob-

¹⁾ E. KAISER und L. SIEGERT, Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande. Dieses Jahrbuch f. 1905, S. 353—369. — Erl. zu Bl. Seesen, Berlin 1907, S. 23.

²⁾ F. MOESTA, Über die geologische Untersuchung der Provinz Hessen. Sitzungsber. d. Gesellsch. zur Beförd. d. ges. Naturwiss. zu Marburg, 1872, S. 4—24 d. — Erl. zu Bl. Sontra, Berlin 1876, S. 7.

³⁾ Erl. zu Bl. Allendorf, Berlin 1876, S. 16—17.

⁴⁾ Erl. zu Bl. Altmorschen, Berlin 1891, S. 6—7.

achtete ich Crinoidenstielglieder und Korallendurchschnitte, wonach dieses anstehend nicht bekannte Gestein vermutlich devonischen Alters ist. Die Häufigkeit dieser Kalkgeschiebe spricht dafür, daß der Kalkstein nicht weit von dieser Stelle unter jüngeren Ablagerungen verborgen ansteht.

In der Gegend von Fulda ist das Zechsteinkonglomerat neuerdings in verschiedenen Tiefbohrungen aufgefunden worden, so bei Hattenhausen südlich von Fulda als $\frac{3}{4}$ m mächtige Breccie, und in der Nachbarschaft des Spessarts bei Orb¹⁾.

Das Gebiet des Spessarts und der Wetterau ist das südlichste bekannte Vorkommen des Zechsteinkonglomerats. Nach BÜCKING und VON REINACH²⁾ tritt es dort als Liegendes des Kupferlettings auf, der dem Kupferschiefer anderer Gegenden entspricht.

Im nordwestlichen Deutschland ist das Zechsteinkonglomerat ebenfalls von verschiedenen Punkten bekannt, so namentlich in der Umgegend von Osnabrück. Während nun am Piesberg das Zechsteinkonglomerat zu fehlen scheint oder kaum angedeutet ist³⁾, besteht es am Hüggel nach HAACK⁴⁾ aus einem mürben, braunen Konglomerat mit bis walnußgroßen Milchquarz- und Kieselschiefergeröllen, das unter Tage fest und dunkel gefärbt ist und ein kalkiges Bindemittel besitzt. Seine Mächtigkeit beträgt gewöhnlich nur 10 cm, wird aber gelegentlich auch größer.

An der Ibbenbürener Bergplatte tritt nach HEINE⁵⁾ als unterste Schicht der Zechsteinformation im Westen und Nordwesten (bei Uffeln, Steinbeck und Bockraden) eine bis 2 Fuß mächtige kalkfreie Breccie aus Sand- und Quarzgeschieben auf, die jedenfalls dem Zechsteinkonglomerat entspricht. Dagegen fehlt es im Süden und Südosten der Bergplatte, da dort nach den Beobachtungen

¹⁾ A. BÜCKING, Über einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön. Festschr. A. v. KÖNEN, 1907, 1—18.

²⁾ Ders., Der nordwestliche Spessart. Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1892, S. 133—137. — Erl. zu Bl. Hüttengesäß, Berlin 1899, S. 9—10.

³⁾ E. HAARMANN, Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Dieses Jahrbuch f. 1909, XXX, 1. Teil, S. 11.

⁴⁾ W. HAACK, Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Das. f. 1908, I. Teil, S. 465—466.

⁵⁾ HEINE, Geognostische Untersuchungen der Umgegend von Ibbenbüren. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1861, S. 149—242.

von HÖRNECKE¹⁾ der Kupferschiefer im Bereich der Zechen Friedrich Wilhelm, Perm und Hektor diskordant hellgrau gefärbte Schichten des Obercarbons überlagert.

Ähnliche Verhältnisse zeigen die zur Aufschließung des im Norden des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens gelegenen Produktiven Carbons unternommenen Tiefbohrungen und Schachtanlagen²⁾. Auch hier fehlt stellenweise das Zechsteinkonglomerat, so daß der Kupferschiefer diskordant das Obercarbon überlagert, während es dagegen an anderen Punkten nachgewiesen wurde.

Das Zechsteinkonglomerat besteht somit immer aus klastischen Gesteinen von geringer Mächtigkeit, aus Breccien, Konglomeraten oder konglomeratischen Sandsteinen, deren Gerölle durch ein kalkiges Bindemittel verkittet werden. Die stets der nächsten Umgebung entstammenden Gerölle sind nie stark abgerollt, am meisten noch in den Gebieten, wo lockere Sedimente des Oberrotliegenden aufgearbeitet wurden; sie sind eckig dagegen in ufernahen Gebieten, in denen das Zechsteinkonglomerat stets zu groben Breccien wird.

Der Kalkgehalt und die örtlich auftretenden marinen Versteinerungen beweisen, daß das Zechsteinkonglomerat ein marines Sediment ist; es ist das Basalkonglomerat des das rotliegende Festland überflutenden Zechsteinmeeres. Dabei wurde lockerer Untergrund aufgearbeitet, dessen Schutt durch die Brandungswoge mehr oder weniger stark abgerollt wurde. Die hie und da auftretende Diagonalschichtung läßt erkennen, daß das Meer-

¹⁾ F. HÖRNECKE, Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und Zechsteins an der Ibbenbürener Bergplatte. Inaug.-Diss. Gießen. Halle a. S. 1901, S. 7, 13—14, 26—30.

²⁾ Man vergleiche hierzu:

G. MÜLLER, Über Dyas und Trias an der holländischen Grenze. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1902. Prot. S. 110—111.

A. MIDDELSCHULTE, Über die Deckgebirgsschichten des Ruhrkohlenbeckens und deren Wasserführung. Ztschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 1902, S. 320—345.

G. MÜLLER, Über die neueren Aufschlüsse im westlichen Gebiete des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinland u. Westfalen, 1904, S. 200—211.

Ders., Das Ergebnis einiger Tiefbohrungen im Becken von Münster. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1904, S. 7—9.

P. KRUSCH, Beitrag zur Geologie des Beckens von Münster, mit besonderer Berücksichtigung der Tiefbohraufschlüsse nördlich der Lippe im Fürstlich Salm-Salmschen Regalgebiet. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, S. 264—272.

wasser sich zuweilen in lebhafter Bewegung befand. Nach der scharf lokalisierten Verbreitung des Zechsteinkonglomerates muß man annehmen, daß bei der allgemeinen Senkung des oberrotliegenden Festlandes am Schluß der oberrotliegenden Zeit einzelne rinnen- oder kanalartige Vertiefungen zuerst unter den Spiegel des Meeres gerieten, in die das Meerwasser hineinströmte, um darin das Zechsteinkonglomerat abzusetzen.

Unter dem Einfluß der von RAMSAY und v. RICHTHOFEN begründeten Anschauungen über die Abrasionswirkung des Meeres ist mehrfach die Abrasion durch die Brandung des Zechsteinmeeres stark überschätzt und ihr z. T. die Abtragung der mitteldeutschen Alpen zugeschrieben worden. So wurde z. B. die im ostthüringischen Schiefergebirge auftretende Einebnungsfläche als eine durch die Abrasion des Zechsteinmeeres entstandene Abrasionsfläche bezeichnet¹⁾. Wenn man indessen erwägt, daß die Menge des im Zechsteinkonglomerat verarbeiteten Schuttes so überaus gering ist und ferner beobachtet, daß die Brandung nicht einmal wenige Meter hohe Klippen zerstört hat (z. B. in der Gegend von Neustadt a. O., am Bohlen u. a. O.), so drängt sich unabweislich der Schluß auf, daß die Abrasionswirkung des Zechsteinmeeres nur sehr geringfügig war. Andererseits erreichen die vorher gebildeten kontinentalen Sedimente des Obercarbons und Rotliegenden in der Regel so gewaltige Mächtigkeiten, daß man in ihnen ohne Schwierigkeit die abgetragenen Massen der carbonischen Falten erblicken muß. Aus der Art der Auflagerung der transgredierenden Ablagerungen des untersten Zechsteins geht vielmehr hervor, daß die Oberfläche des oberrotliegenden Festlandes bereits vor dem Einbruch des Zechsteinmeeres eine weite, wellige Fastebene gewesen sein muß, über die stellenweise im Streichen der alten Falten noch niedrige Erhebungen emporragten, die erst von den Sedimenten des Unteren, Mittleren (wie z. B. bei Schwarzburg in dem

¹⁾ Man vergl. F. REGEL, Thüringen. I. Bd., Jena 1892, S. 231. — E. ZIMMERMANN, Geologie von S.-Meiningen, S. 391. — Die im Frankenwald und im Thüringer Wald auftretende Einebnungsfläche besitzt, wie ich bereits bei meinen vor 2—3 Jahren erfolgten Untersuchungen erkannte, alttertiäres Alter. Dieselbe Anschauung ist von E. PHILIPPI in einer nachgelassenen während des Druckes meiner Arbeit erschienenen Abhandlung »Über die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen« (Z. d. Deutsch. geol. Ges., 1910, S. 305—404) eingehend begründet worden.

Eisenbahneinschnitt unterhalb der Fasanerie) oder Oberen Zechsteins bedeckt wurden. Die Überflutung der rotliegenden festländischen Einebnungsfläche durch das Zechsteinmeer ist somit eine Transgression ohne Abrasion und wird daher richtiger als Ingression bezeichnet¹⁾.

Obwohl das Zechsteinkonglomerat vielfach gut aufgeschlossen ist, so haben sich bisher doch nur an drei eng umschriebenen Stellen marine Versteinerungen gefunden. Daraus ergibt sich, daß fossile Reste im Zechsteinkonglomerat sehr selten sind, und daß das nach Deutschland hereinströmende Zechsteinmeer zunächst nur an wenigen, jedenfalls ruhigen Stellen für die Entwicklung des Tierlebens günstige Bedingungen bot. Bemerkenswert ist, daß die wenigen eingewanderten Formen, und gerade diejenigen des offenen permischen Meeres in Rußland, meist nicht klein oder verkümmert aussehen; so erscheint *Pseudomonotis speluncaria* namentlich in Exemplaren, die derselben Form des Zechsteinkalkes an Größe mindestens gleichkommen.

Das Mutterflöz.

In dem Gebiet zwischen Königsee und Gera im östlichen Thüringen schaltet sich zwischen das Zechsteinkonglomerat und den Kupferschiefer noch eine kalkig-mergelige, zum Teil dolomitische Schicht ein, die auf dem Roten Berge bei Saalfeld von den Bergleuten Mutterflöz genannt wurde²⁾.

Bei Gera trifft man dieses Glied in allen Aufschlüssen des Unteren Zechsteins an; es bietet hier interessante Verschiedenheiten der Facies, indem sich von Norden nach Süden gegen das alte Ufer hin eine dolomitische Ausbildung entwickelt, mit der eine Zunahme der Mächtigkeit und eine allmähliche Verkümmernng des Kupferschiefers Hand in Hand geht. Zugleich stellt sich in den dolomitischen Schichten eine individuenreiche, artenarme Fauna von Zweischalern ein³⁾.

¹⁾ F. v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886, S. 618.

²⁾ SPENGLER, a. a. O. S. 67.

³⁾ R. EISEL, Zur Umgebung von Gera. Über dasige Dolomite als Äquivalente des Kupferschiefers. a. a. O. S. 345—350.

K. TH. LIEBE nahm für die dolomitische Zweischalernfacies Entstehung an der Küste, für die mergelig-kalkige Brachiopodenfacies Entstehung in tieferer See an. (Erl. zu Bl. Gera, II. Aufl. Berlin 1897, S. 36.)

In den Aufschlüssen im Norden der Stadt Gera besteht das Mutterflöz aus einem blaugrauen, kompakten, gewöhnlich in zwei Platten abgesonderten, versteinungsleeren Kalk, der sich allmählich aus dem Zechsteinkonglomerat durch Verschwinden der klastischen Bestandteile entwickelt und nach oben in den Kupferschiefer übergeht. Am Milbitzer Felsen ist diese Schicht 27 cm, in der Schiefergasse 28 cm, bei Tinz noch 25 cm und zwischen Roschütz und Röpsen nur 15 cm mächtig, so daß sie in östlicher Richtung auskeilt.

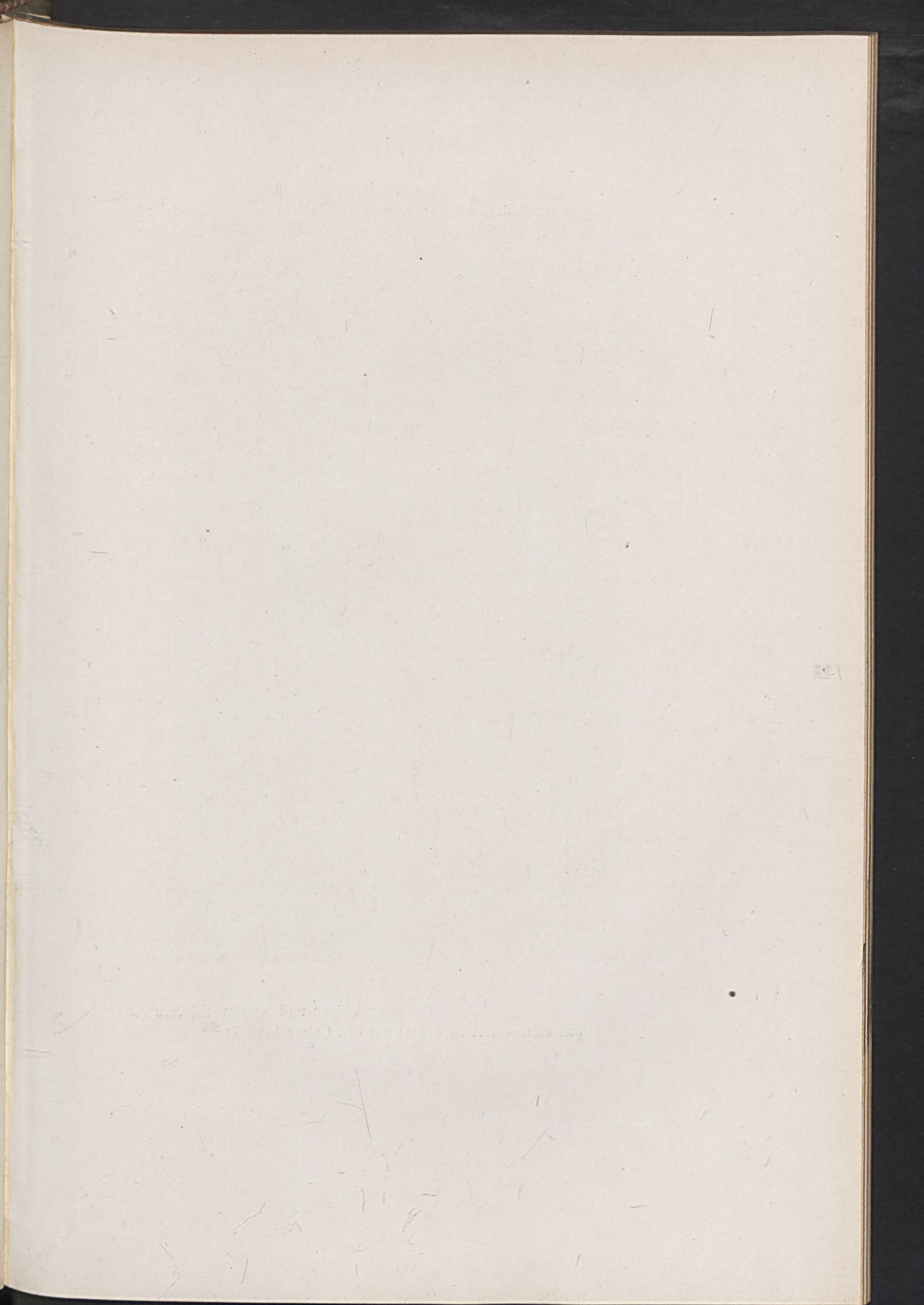
Anders ist die Ausbildung im Süden der Stadt. Bei Zschippnern besteht das Mutterflöz aus zwei, zusammen über 1 m mächtigen Bänken, die dort in mehreren Steinbrüchen gewonnen werden.

Die untere Bank ist dolomitisch, krystallinisch-körnig, 0,65—0,67 m mächtig und enthält *Gervillia antiqua*, *Pleurophorus costatus* und *Schizodus obscurus*. Die obere, 0,50—0,55 m mächtige Kalkbank sieht frisch rauchgrau aus und wird an der Luft hellblaugrau; sie ist nicht krystallinisch, sondern dicht und führt Styolithen, Buntkupfer und spärliche Pflanzenreste. In den unmittelbar bei Zschippnern gelegenen Brüchen folgt zwischen der oberen Bank und der zahlreiche *Productus horridus* enthaltenden untersten Bank des Zechsteinkalkes (Produktusbank) der 10—11 cm mächtige Kupferschiefer, der aber in der Richtung auf Collis und Pforten auskeilt, so daß bei Pforten diese drei Bänke zu einer einheitlichen, untrennbaren, dolomitisch ausgebildeten Schichtengruppe verschmelzen, deren untere Lagen in dem ausgezeichneten Aufschluß der Ronneburger Bahn bei Pforten und an dem nach der Pfortener Brauerei führenden Fußwege besonders reich an *Gervillia antiqua*, *Pleurophorus costatus* und *Schizodus obscurus* sind, wogegen in den oberen Lagen durch herausgewitterte Steinkerne von *Productus horridus* entstandene Hohlräume andeuten, daß hier eine Vertretung der Produktusbank vorliegt.

Zwischen Gera und Pössneck ist das Mutterflöz nur von einer einzigen Stelle bei Pössneck bekannt, wo es nach ZERRENNER und ZIMMERMANN¹⁾ als eine einige Zentimeter mächtige Kalksteinbank zwischen Zechsteinkonglomerat und Kupferschiefer auftritt.

¹⁾ ZERRENNER, a. a. O. S. 307.

E. ZIMMERMANN, Geologie von S.-Meiningen, 1903, S. 393.





Figur 4.

Diskordante Auflagerung des Mutterflözes und Kupferschiefers
auf steilgestellten Schichten des Culms bei Könitz.

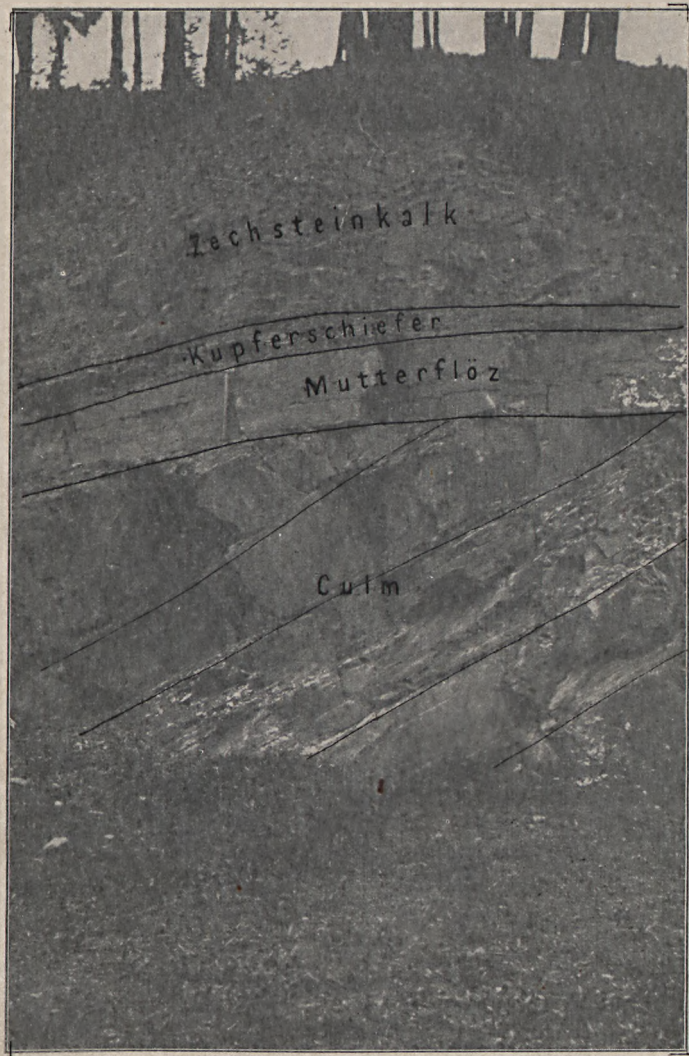
Zechsteinkalk

Kupferschiefer

Mutterflöz

Culm





Figur 4.

Diskordante Auflagerung des Mutterflözes und Kupferschiefers
auf steilgestellten Schichten des Culms bei Könitz.

Sehr gut entwickelt zeigt es sich dann nach kurzer Unterbrechung wieder auf dem Roten Berge¹⁾ zwischen Könitz und dem Mühlthal bei Oberrnitz, wogegen es am Bohlen und bei Saalfeld fehlt. Oberhalb Könitz lagert es in einem kleinen Steinbruch gegenüber der nach Bucha führenden Straße 0,45—0,50 m mächtig diskordant auf steilgestellten Schiefen des Culms. Wie auch auf Figur 4 zum Ausdruck kommt, fehlt das Zechsteinkonglomerat; das Mutterflöz enthält an der Basis nur ganz vereinzelt Gerölle.

Im Felde der der Gewerkschaft Lützwow gehörigen Schwerpatgrube in dem kleinen von Bucha herabkommenden Tälchen beobachtete ich in einer alten, noch mit Schlägel und Eisen ausgehauenen Strecke das allmähliche Auskeilen des Mutterflözes und des Kupferschiefers.

Im Schacht der Eisensteingrube »Unterer Ritter« bei Großkamsdorf ist das Mutterflöz 0,75 m mächtig, und in der bereits erwähnten Schlucht am oberen Ende des Mühlthals erreicht es seine größte Mächtigkeit von 1,60 m. Hier besteht es aus einem grauen mergeligen Kalkstein, der ganz allmählich durch Zunahme des Ton- und Bitumengehaltes in den Kupferschiefer übergeht und häufig *Lingula Credneri* enthält.

Auf einer Halde an dem vom Roten Berge nach Fischersdorf führenden Fahrwege gelang es mir, in gelblichbraunen Kalken des Mutterflözes folgende Versteinerungen aufzufinden:

Productus horridus SOW. mit zum Teil gut erhaltenen langen Stacheln.

Lingula Credneri GEIN.

Pseudomonotis speluncaria v. SCHLOTH.

Bakewellia antiqua MÜNST.

cf. *Phyllopora* sp.

¹⁾ SPENGLER, a. a. O. S. 67.

R. RICHTER an HEINRICH BEYRICH, Bricfl. Mitt. Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1856, S. 20.

Ders., Aus dem thüringischen Zechstein. Das. 1867, S. 216—236.

Ders., Das thüringische Schiefergebirge. Das. 1869, S. 419 und namentlich Tabelle S. 426—429.

F. BEYRSCHLAG, Die Erzlagerstätten der Umgebung von Kamsdorf in Thüringen. Dieses Jahrbuch f. 1888, S. 329—377.

Erl. zn Bl. Saalfeld, Berlin 1888, S. 31 und 34.

Alle Formen sind klein; *Phyllopora* kommt nur in kleinen Stückchen vor.

RICHTER gibt außerdem aus dem Mutterflöz an:

Fenestella Geinitzi OWB.

Strophalosia lamellosa GEIN.

» *Morrisiana* SOW.

Pseudomonotis pinnaeformis GEIN.

Aucella Hausmanni GOLDF.

Pleurophorus costatus BROWN.

Schizodus Schlotheimi GEIN.

Dentalium Speyeri GEIN.

Turbo helycinus v. SCHLOTH.

Nautilus Freieslebeni GEIN.

Cythere Richteriana JONES.

» *tyronica* JONES.

» *nuciformis* JONES.

Doch erscheint es mir von allen diesen Formen, mit Ausnahme von *Pleurophorus costatus*, zweifelhaft, ob sie tatsächlich dem Mutterflöz entstammen. Bei der bekannten Zersplitterung der RICHTER'schen Sammlung dürfte es leider unmöglich sein, die Richtigkeit dieser Angaben noch nachzuprüfen.

Das westlichste Vorkommen des Mutterflözes in Thüringen liegt in der Umgebung von Königsee¹⁾. In dem bereits auf S. 25 beschriebenen Aufschlusse zwischen Lichte und Unterschöblingen tritt es 15 cm und 23 cm mächtig als blaugraue bituminöse Kalkbank über dem Weißliegenden auf. Über dem dort aufgeschlossenen Flözberge verschwächt es sich bis auf 3 cm. Ein weiteres Vorkommen erwähnt LORETZ von Garsitz. Versteinerungen sind hier nicht beobachtet worden.

Bei Seesen am westlichen Harzrande treten zwischen Zechsteinkonglomerat und Kupferschiefer 0,40—1,00 m mächtig dichte blaue, oben plattige bituminöse Kalke auf²⁾, die, obwohl in

¹⁾ H. LORETZ, Der Zechstein in der Gegend von Blankenburg und Königsee am Thüringer Walde. Dieses Jahrbuch f. 1889, S. 221—245.

Erl. zu Bl. Königsee, Berlin 1892, S. 25—26.

²⁾ E. KAISER und L. SIEGERT, a. a. O. S. 356—357.

ihnen keine Versteinerungen beobachtet worden sind, doch nach Lagerung und Gesteinsbeschaffenheit durchaus dem Mutterflöz entsprechen.

Neuerdings ist auch am Hüggel das Vorkommen des Mutterflözes mit ähnlichen Versteinerungen wie bei Gera und Saalfeld nachgewiesen worden¹⁾. Durch Zurücktreten der Gerölle entwickelt sich hier wie in Thüringen aus dem Zechsteinkonglomerat ein 0,25—0,40 m mächtiger plattiger graubrauner oder dunkler bituminöser Kalk mit

Bakewellia ceratophaga v. SCHLOTH.

Schizodus cf. *truncatus* KING.

» sp.

Pleurophorus costatus BROWN.

Ähnliche dunkle bituminöse Kalke von geringer Mächtigkeit treten nach HEINE²⁾ auch an der Ibbenbürener Bergplatte auf, wo das Zechsteinkonglomerat vorhanden ist.

Die Verbreitung der mit Sicherheit bisher bekannten Arten des Mutterflözes ergibt sich aus folgender Übersicht.

| | Gera | Roter Berg | Hüggel |
|------------------------------------|------|------------|--------|
| <i>Phyllopora</i> sp. | | + | |
| <i>Lingula Credneri</i> | | + | |
| <i>Productus horridus</i> . . . | | + | |
| <i>Pseudomonotis speluncaria</i> . | | + | |
| <i>Bakewellia antiqua</i> . . . | + | + | |
| » <i>ceratophaga</i> . . | | | + |
| <i>Schizodus obscurus</i> . . . | + | | |
| » cf. <i>truncatus</i> . . | | | + |
| » sp. | | | + |
| <i>Pleurophorus costatus</i> . . | + | + | + |

Fünf dieser Formen finden sich bereits im Zechsteinkonglomerat, nämlich

¹⁾ W. HAACK, a. a. O. S. 465—466.

²⁾ HEINE, a. a. O. S. 169.

Lingula Credneri

Pseudomonotis speluncaria

Bakewellia antiqua

» *ceratophaga*

Pleurophorus costatus.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Productus horridus*, der hier zum ersten Male im deutschen Zechstein auftritt. Auch die übrigen Arten kommen alle im Zechsteinkalk vor.

Häufig sind von diesen wenigen Formen nur *Bakewellia antiqua*, *Pleurophorus costatus* und *Schizodus obscurus*.

Das Mutterflöz enthält daher zwar eine zum Teil individuenreiche, aber doch artenarme, dürftige Fauna, aus der die Formen des offenen Meeres aus dem Zechsteinkonglomerat verschwunden sind. Anscheinend liegt in dieser kleinen Fauna ein Relikt der Fauna des Zechsteinkonglomerats vor, deren aussterbende Formen durch solche, die an die sich ändernden Verhältnisse besser angepaßt waren, ersetzt wurden (*Productus horridus*).

Das Mutterflöz ist petrographisch wie faunistisch eine Übergangsbildung vom Zechsteinkonglomerat zum Kupferschiefer. Der nach dem Hangenden überall steigende Bitumengehalt bereitet auf die allmählich eintretende Versumpfung des deutsch-englischen Zechsteinbeckens vor, die zur Vernichtung der kaum erst eingewanderten Fauna, von der nur die genügsame *Lingula Credneri* weiter üppig gedieh, führte und während der Entstehung des Kupferschiefers ihren Höhepunkt erreichte.

Halle a. S., den 5. April 1910.

Geologische Beschreibung des Dammersfeldes in der Rhön und seiner süd- westlichen Umgebung.

Von Herrn **Otto Dreher** in Straßburg i. E.

Hierzu Tafel 11.

Literatur.

1. BÜCKING, H., Über die Ergebnisse seiner Aufnahmen in der Rhön. Dieses Jahrb. für 1892, XIII. Berlin 1893, S. XXXVI ff.
2. Ders., Über die vulkanischen Durchbrüche in der Rhön und am Rande des Vogelsberges, in GERLAND's Beiträgen zur Geophysik VI. 1903, S. 267 ff.
3. Ders., Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. Sitzungsbericht der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften XXXVI. 1907, S. 669 ff.
4. Ders., Geologie der Rhön. Separat-Abdruck aus der Festschrift für die silberne Jubelfeier des Verbandes deutscher Touristenvereine. Fulda 1908.
5. GÜMBEL, C. W., Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes; abgedruckt in »Bavaria« IV. München 1865, S. 68 ff.
6. Ders., Geologie von Bayern II. Cassel 1894, S. 652 ff.
7. JÄGER, F. A., Briefe über die hohe Rhöne Frankens. Arnstadt 1803, S. 79 ff.
8. LENK, H., Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Inaug.-Dissert. Würzburg 1887.
9. LUDWIG, R., Über die jüngeren Kalk-, Ton-, Sandstein-, Sand-, Geschieb- und Lehmlagerungen der Obergrafschaft Hanau. Jahresbericht der Wetterauischen Gesellschaft für die gesammte Naturkunde, über das Gesellschaftsjahr 1850—51. Hanau 1851.
10. Ders., Geogn. Beobachtungen in der Gegend zwischen Gießen, Fulda, Frankfurt a. M. und Hammelburg. Darmstadt 1852.
11. SANDBERGER, F., Zur Naturgeschichte der Rhön. Sonderabdruck aus der Gemeinnützigen Wochenschrift. Jahrg. 1881, Würzburg. No. 1—6.
12. v. SEYFRIED, E., Geogn. Beschreibung des Kreuzbergs. Sonderabdruck a. diesem Jahrb. für 1896, XVII. Berlin 1897.

13. DERS., Zur Kenntnis der vulkanischen Gebilde und der Tektonik im Südwesten der Rhön. Dieses Jahrb. für 1904, XXV.
14. SOMMERLAD, H., Über Hornblende führende Basaltgesteine, Neues Jahrb. für Mineralogie usw. 1883. II. Beilageband, S. 139 ff.
15. SOELLNER, J., Geogn. Beschreibung der Schwarzen Berge. Sonderabdruck a. diesem Jahrb. für 1900. Berlin 1901.
16. THÜRACH, Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkone und Titan-Mineralien in den Gesteinen. Inaug.-Dissert. Würzburg 1884.
17. VOIGT, J. C. W., Mineralogische Beschreibung des Hochstifts Fuld. Leipzig 1783, S. 71 ff.
18. WALTHER, F. W., Topische Geographie von Bayern. München 1844, S. 262 ff.

Topographischer Überblick.

Das Dammersfeld ist der südwestlichste Ausläufer der Langen Rhön. Es ist mit dieser durch eine Reihe einzelner Kuppen verbunden, unter denen der Himmeldankberg, der Reßberg und der Eierhauk die bedeutendsten sind.

Der Hauptsache nach ist das Dammersfeld ein von Wiesen bedecktes Hochplateau, das nach den Tälern (Kleine Sinn, Döllau, Gichenbach, Heiligen Graben) mehr oder weniger steil abfällt. Seine Höhe beträgt durchschnittlich 840—850 m (Wiesenhaus 848,2 m). Überragt wird es um 90—100 m im Norden von der Dammersfeld-Kuppe (trigonometr. Punkt 928,0), die nächst der Wasserkuppe (950,4 m) der höchste Berg der Rhön ist. Ausläufer der Kuppe nach Norden sind die Ottersteine (821,3 m) und der Bremerkopf (797 m).

Das Dammersfeldplateau findet nach Nordwesten seine Fortsetzung in dem Dreifeldplateau mit den beiden höchsten Erhebungen der Dreifeldskuppe (838 m) und der Dalherdaerkuppe (800,6 m). Weiter nach Nordwesten senkt sich der Höhenzug nach dem Sandsteinplateau der Hohen Kammer (700 m) und fällt von da ziemlich steil nach dem Tal der Döllau ab.

Die Wasserscheide zwischen Rhein (Kleine Sinn) und Fulda (Döllau) folgt nicht diesem Zuge, sondern verläuft vom Dammersfeld aus nach Westen über den Maria Ehrenberg (674,3 m) und die Große Haube (658,0 m).

Nach Süden sind dem Dammersfelde jenseits der Kleinen Sinn die beiden Auersberge vorgelagert: Der Große Auersberg (810 m) im Südosten und der Kleine Auersberg (808,0 m) im Südwesten. Über sie verläuft die Wasserscheide zwischen der Großen und Kleinen Sinn.

Geologische Übersicht.

An dem Aufbau des Dammersfeldes und seiner Umgebung beteiligen sich Schichten des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers, tertiäre Tuffe und Eruptivgesteine.

Von dem Unteren Buntsandstein treten nur die höheren Lagen zu Tage, und zwar in der Umgegend von Kothen und Motten. Am weitesten verbreitet sind die roten, meist grobkörnigen Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins; eine geringere Ausdehnung zeigen die weißen, feinkörnigen Sandsteine, welche einem höheren Niveau des Mittleren Buntsandsteins zugehören, und die Schiefertone des Röts.

Der Muschelkalk tritt nur mit seiner untersten Abteilung, dem Wellenkalk, an einzelnen Stellen des Dammersfeldes und am Großen Auersberg in normaler Lage über dem Buntsandstein unter den eruptiven Bildungen hervor. Dagegen sind Schichten des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalks und des Unteren und Mittleren Keupers in nur geringer Ausdehnung in dem Bruchgebiet zwischen Motten und Uttrichshausen erhalten.

Die Höhe des Dammersfeldes und die Kuppen der umliegenden Berge werden gebildet von tertiären Tuffen und Basalt. Dieser tritt auch an den Abhängen der Täler hier und da in einzelnen Durchbrüchen an die Oberfläche. Nur an einer Stelle, nämlich an der Dalherdaer Kuppe, findet sich Phonolith.

I. Buntsandstein.

1. Unterer Buntsandstein.

Von dem Unteren Buntsandstein ist in dem untersuchten Gebiete nur die obere Abteilung, die Stufe der feinkörnigen Sand-

steine (su²), aber nicht in ihrer vollen Mächtigkeit, aufgeschlossen. Die das Liegende bildenden Bröckelschiefer treten nirgends zu Tage. Die Schichtenfolge besteht vorwiegend aus roten, blaßroten oder auch grauweißen Sandsteinen, die mit dunkelroten Schiefer-tonen wechsellagern. Sie gleicht der Ausbildung, welche BÜCKING¹⁾ aus dem benachbarten Gebiete und aus dem Spessart beschrieben hat.

Die Sandsteine sind durchweg feinkörnig und besitzen ein toniges Bindemittel; nach oben zu werden sie kieselig. Diagonale Schichtung, verbunden mit einem Aufblättern und Zerfallen, ist häufig zu beobachten, besonders schön in dem Steinbruch 400 m östlich vom Fuchsenhof bei Motten. Die Sandsteinbänke werden bis 0,5 m mächtig, also nicht so bedeutend wie im Spessart. Zwischen ihnen liegen dünne, gewöhnlich nur wenige cm dicke Lagen von dunkelroten, seltener grünen Schiefertönen. In einem Hohlweg westlich von Kothen geht eine Sandsteinbank durch zunehmenden Tongehalt nach oben allmählich in dunkelbraune Schiefertone über. Die dünnen Sandsteinschiefer und die Schiefertone sind gewöhnlich mit vielen Glimmerschüppchen bedeckt.

Die besten Aufschlüsse finden sich in den Hohlwegen der näheren Umgebung von Kothen. Auch die Steinbrüche bei Speicherts, nördlich von Kothen und östlich vom Fuchsenhof bei Motten gewähren gute Einblicke in die Schichtenfolge. Hier wurden die festen Bänke der feinkörnigen Sandsteine zeitweise als Bausteine gewonnen. Sie eignen sich insofern gut dazu, als sie leicht zu bearbeiten sind; doch steht ihrer allgemeinen Verwendung das leichte Aufblättern und der rasche Zerfall hindernd im Wege.

2. Mittlerer Buntsandstein.

Der Mittlere Buntsandstein läßt sich in zwei, im allgemeinen gut charakterisierte Abteilungen gliedern. Zu der unteren gehören rote, vorwiegend grobe Sandsteine, und der oberen Abteilung werden die meist weißen, vorwiegend feinkörnigen Sandsteine zugezählt.

¹⁾ BÜCKING, H., Erläuterungen zu Blatt Gersfeld der Geol. Karte von Preußen. Berlin 1910. — Derselbe, Der nordwestliche Spessart. Abhandl. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1892.

Die untere Abteilung (sm1) ist am Südwestabhange der Hohen Kammer ungefähr 250 m mächtig. Sie beginnt, ebenso wie im Bereiche des Blattes Gersfeld, mit einem braunroten oder blaßroten sehr groben Sandstein, der mehr oder minder konglomeratisch entwickelt ist. Er enthält kleine, oft erbsengroße Gerölle von weißem oder wasserhellem Quarz, Karneol und trübem Feldspat. Ab und zu werden die Kiesel größer, wie z. B. westlich von Kothen, wo sie einen Durchmesser von 25 mm erreichen.

Die weitere Schichtenfolge setzt sich zusammen aus einem Wechsel von groben und feinkörnigen Sandsteinen, denen oft dunkelrote Schiefertone zwischengelagert sind. Stellenweise treten die feinkörnigen Sandsteine in größerer Mächtigkeit auf, wie die Aufschlüsse an der Harfen-Mühle östlich von Neuglashütten und an dem linken Ufergehänge der Kleinen Sinn, etwas westlich von der Harfen-Mühle, erkennen lassen.

Das Bindemittel ist teils kieselig, teils tonig. Bisweilen tritt es sehr zurück, so daß die Sandsteine leicht zu Sand zerfallen, z. B. südsüdöstlich von der Ziegelhütte bei Altenhof ungefähr 250 m nördlich von der Kartengrenze (nördlich von Motten). Hier sieht man in einer Sandgrube über festerem grobem Sandstein verschiedenen gefärbte mittel- bis feinkörnige Sande, die Linsen von grobem Sand und grobem Sandstein enthalten. Darüber liegen feinkörnige dünne (ca. $\frac{1}{2}$ —1 cm), mürbe Sandsteinschichten, denen grobe Sande zwischengelagert sind. Auch an dem Wege, der von Uttrichshausen nach der Großen Haube führt, sind in einer Grube mürbe Sandsteine aufgeschlossen, denen festere Bänke eingeschaltet sind.

Beim Schmelzhof liegt an dem Wege nach Kothen ein großer Block roten groben Sandsteins mit eigentümlichen hohlkugeligen Gebilden, wie sie BÜCKING¹⁾ aus dem benachbarten Gebiete beschreibt, und wie sie auch an anderen Orten auftreten. Auch kurz hinter Werberg, am Wege nach Speicherz, konnten solche Gebilde beobachtet werden, ohne daß es jedoch möglich war, den genauen Horizont zu bestimmen.

¹⁾ BÜCKING, H., Erläuterungen zu Blatt Gersfeld der Geolog. Karte von Preußen. Berlin 1910.



Die festen Bänke der vorliegenden roten groben Sandsteine, wie sie z. B. in der Nähe des Buchbrunnens nördlich von Werberg anstehen, eignen sich zu Bausteinen. Da aber zunächst noch die Findlinge im Gehängeschutt benutzt werden, und vor allen Dingen die weißen Sandsteine der nächst höheren, jetzt zu besprechenden Abteilung ein noch besseres und bequem zu gewinnendes Material liefern, so ist man noch nicht zu regelrechtem Steinbruchbetrieb geschritten.

Die obere Abteilung des Mittleren Buntsandsteins (sm₂), in dem Kartengebiet ungefähr 30—50 m mächtig, setzt sich zusammen aus meist feinkörnigen, weißen und roten Sandsteinen.

Sie beginnt mit weißen festen Sandsteinen, die im Gelände als Felszone oder als Steilanstieg oft scharf hervortreten. Auf der Hohen Kammer beim Höhenpunkt 662 stehen sie in 2—3 m mächtigen Bänken an, und auch SW. vom Ebertshof sind sie in Form von schönen Felspartien aufgeschlossen. Die Bänke lösen sich mit der Zeit in einzelne Blöcke auf, die in großer Anzahl das Gelände bedecken; einzelne von ihnen haben bis zu 15 cbm Inhalt, z. B. im Disbach-Wald südlich von Rothenrain. Manche Bänke der weißen Sandsteine, deren Niveau allerdings nicht mit genügender Sicherheit festgestellt werden konnte, führen weiße Kiesel, teils in unregelmäßiger Anordnung, teils in dünnen, bald auskeilenden Lagen. Bisweilen sieht man die Kiesel derartig angehäuft, daß die Sandsteine außerordentlich konglomeratisch werden, so z. B. in dem Tälchen nordöstlich vom Steinküppel bei Altglashütten.

Die höheren Teile der Stufe werden gebildet von hellroten bis graubraunroten, feinkörnigen, meist dünnplattigen Sandsteinen mit tonigem Bindemittel. Gut aufgeschlossen sind sie nur in dem Tälchen nordöstlich vom Steinküppel bei Altglashütten. Auch weiße Sandsteine kommen in höherem Niveau vor, wie der kleine Steinbruch westlich von Reußendorf zeigt.

Schiefertone liegen in wenig mächtigen Lagen spärlich zwischen den oberen Sandsteinbänken, z. B. im Tälchen nordöstlich vom Steinküppel. Auch an der unteren Grenze der Stufe finden sich in dem Holler-Wald, südwestlich vom Großen Auersberg, in 670 m

Meereshöhe in einem Graben am Wege rote Letten, und in dem vorhin erwähnten Steinbruch westlich von Reußendorf wird der weiße Sandstein von grünen Schiefertonen überlagert, die als die Grenzzone gegen den Röt aufzufassen sind.

Die weißen kieseligen Sandsteine dieser Stufe liefern in dem Kartengebiet die besten und widerstandsfähigsten Bausteine. Durch die bedeutende Länge mancher Blöcke (bis zu 6 m) eignen sie sich auch zu Brückenstegen über kleinere Bäche. Da an den Abhängen des Dammersfeldes, in der Umgebung von Rothenrain und an anderen Stellen die Sandsteinblöcke, die sogen. Findlinge, noch in außerordentlich großer Zahl herumliegen, so hat man sich bis jetzt hauptsächlich auf die Verwendung dieser Steine zu Bauzwecken beschränkt und nur in ganz vereinzelt Fällen kleine, unbedeutende Steinbrüche angelegt.

3. Röt.

Der Obere Buntsandstein oder der Röt (so) kommt in seiner ganzen Mächtigkeit von ungefähr 70—80 m nur auf dem Dammersfeld und am Nordwestabhang des Großen Auersberges vor. Andere Stellen, wo er nur mehr zum Teil erhalten ist, sind der Kleine Auersberg, am Ebertshof, nordwestlich von Altglashütten und nordöstlich von Motten.

Braunrote Schiefertone bilden die Hauptmasse des Röts, und besonders in seiner oberen Abteilung setzen sie Schichten von mehreren Metern Mächtigkeit zusammen. Durch Reduktion des Eisenoxyds sind die Tone lokal mehr oder minder grünlich gefärbt.

Grüne Schiefertone sind vorwiegend in der unteren Abteilung der Schichtenfolge zwischengelagert. Nach oben zu werden sie seltener. Ihre Mächtigkeit konnte nicht sicher festgestellt werden.

Die unregelmäßigen Klüfte und Sprünge in den Schiefertonen sind im Reppach-Wald, am Südabhange des Dammersfeldes, wo sich die besten Aufschlüsse finden, mit Kalkspat ausgefüllt. Rote feinkörnige, beinahe dichte Sandsteine, die oft kleine Löcher enthalten und Glimmer führen, sind anscheinend auf die tieferen Lagen beschränkt. Die Mächtigkeit der Bänkchen konnte nur an

herumliegenden Stücken festgestellt werden; sie beträgt durchschnittlich 5–8 cm.

Fossilien finden sich im Reppach-Wald in ungefähr 795 m Meereshöhe in einem grünen festen Mergel. Es sind Steinkerne von *Myophoria vulgaris*, *Myophoria elegans* und unbestimmbare Reste, die *Myoconcha* und *Trigonodus* vermuten lassen.

Die dichte gelbe Kalkbank, welche an anderen Orten die Grenze gegen den Muschelkalk bildet, findet sich auch hier. Wie der Aufschluß am Nordabhang der Dreifeldskuppe zeigt, wird sie unmittelbar unterlagert von gelblichgrauen, zelligen und mergeligen Kalken.

Die obere Rötgrenze ist ein guter Wasserhorizont. Die Niederschläge im Bereiche der basaltischen Bildungen und des Muschelkalkes sammeln sich auf den undurchlässigen Schiefer-tonen des Röts und treten hier als starke Quellen zu Tage. Die Quelle nördlich von der Dreifeldskuppe, die Quelle der Kleinen Sinn westlich vom Rückberg und die Quelle, die den Silberhof mit Wasser versorgt, entspringen in diesem Horizont.

II. Muschelkalk.

Von dem Muschelkalk ist nur die untere Abteilung des Wellenkalkes in normaler Lagerung entwickelt, und zwar auf dem Dammersfeld und am Norwestabhang des Großen Auersberges. Unterer Muschelkalk kommt außerdem ebenso wie Mittlerer und Oberer Muschelkalk in der Bruchzone Motten-Uttrichshausen vor, und auch im Tale der Döllau nordöstlich von Uttrichshausen ist Oberer Muschelkalk nachweisbar.

1. Unterer Muschelkalk (mu).

Unterer Wellenkalk (mu1).

Der Untere Wellenkalk besteht vorwiegend aus wulstigen und flaserigen Kalken, die beim Zerfallen als Kalkkies das Gelände bedecken (Großer Auersberg). Bei Motten, in dem Steinbruch südwestlich vom Kretzenhof, sind dunkelgraue feste konglomeratische Kalke in einer Mächtigkeit von 1,60 m aufgeschlossen; darüber

liegen ungefähr 1 m wulstige Kalke. Die Bänke fallen mit 18° nach OSO. ein. In dem Kalkbruch östlich von der Streitenbergs-Mühle waren im Sommer 1908 mehrere Bänke von grauem wulstigem Wellenkalk aufgeschlossen, die mit 35° nach NNO. einfielen. Jetzt ist der Aufschluß zum größten Teil verschüttet. Südöstlich von diesem Kalkbruch fand ich in einer kleinen Grube Bruchstücke einer Gastropodenbank; sie enthält spärliche Steinkerne von *Turbo gregarius*.

Von charakteristischen Bänken des Unteren Muschelkalks wurde nur eine Oolithbank am Nordwestabhang des Großen Auersberges beobachtet. Hier liegen am Weg, der vom Silberhof nach der Kuppe führt, große Stücke eines gelbbraunen Ooliths herum, in denen *Ceratites Buchi* vorkommt. Daneben finden sich *Mytilus vetustus* und *Pecten Albertii*.

Etwas abseits von der Straße Motten-Uttrichshausen, ungefähr 500 m südwestlich vom Grenzstein 400, tritt im Felde nahe am Waldrand wulstig abgesonderter Muschelkalk zu Tage, der vereinzelt *Lima lineata* führt. Es konnte nicht sicher festgestellt werden, ob Unterer oder Oberer Wellenkalk vorliegt. Von den Schaumkalkbänken, die wegen der unmittelbaren Nachbarschaft des Mittleren Muschelkalkes hier zu erwarten wären, ist nichts zu sehen. Auf der Karte wurde das Vorkommen zum Unteren Wellenkalk gestellt.

2. Mittlerer Muschelkalk (mm).

Der Mittlere Muschelkalk weicht von seiner gewöhnlichen Ausbildung insofern ab, als er in Uttrichshausen, am Weg nach Zillbach, in ungefähr 395 m Meereshöhe, in Form von hellgrauen, zuckerkörnigen Dolomiten entwickelt ist. Ähnliche Dolomite finden sich auch in dem Muschelkalkvorkommen in der Nähe der Straße Motten-Uttrichshausen. Hier stellen sich außerdem noch gelbe zellige Dolomite ein, wie sie auch im Felsenkeller des Sibillenhofes bei Altenhof, etwas nördlich vom Kartenrande, anstehen.

In der Nähe der Landesgrenze, wenige Schritte südlich von der Straße Motten-Uttrichshausen, kommen sowohl auf bayrischem

als auch auf preußischem Gebiete große Vertiefungen im Boden vor, in denen aber von anstehendem Gestein nichts zu sehen ist. Es handelt sich hier wohl um Erdfälle, die dem Bereich des Mittleren Muschelkalkes angehören, und die in anderen Gegenden in dieser Stufe nicht selten sind. Da aber nur der aus Sandsteinstücken bestehende Gehängeschutt an diesen Stellen zu beobachten ist, wurde es unterlassen, Mittleren Muschelkalk einzuzeichnen.

3. Oberer Muschelkalk (mo).

Der Obere Muschelkalk kommt in seinen beiden Abteilungen, dem Trochitenkalk und den Nodosenschichten, sowohl bei Uttrichshausen als auch an der Straße Motten-Uttrichshausen vor. Nodosenschichten treten auch noch nordwestlich von Motten beim Grenzstein Nr. 5 unter dem Gehängeschutt hervor; östlich vom Grenzstein 399, nordwestlich von Motten, kommen ebenfalls unter dem Gehängeschutt feste Kalke zum Vorschein, die wahrscheinlich der Stufe der Nodosenschichten angehören. Sicheres läßt sich wegen der mangelhaften Beschaffenheit der Aufschlüsse nicht sagen.

Der Trochitenkalk (mo₁) setzt sich, soweit es die schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, aus mehreren Bänken eines festen grauen Kalkes zusammen, der meist reich an Stielgliedern von Crinoiden ist. Nach herumliegenden Stücken zu urteilen überschreitet die Mächtigkeit der Bänke nicht $\frac{1}{4}$ m. Anstehend findet man den Trochitenkalk in dem Wege, der von Uttrichshausen auf die Hardt führt, bei 385 m Meereshöhe. Von hier aus läßt er sich, da er einen schwachen Anstieg im Gelände bildet, nach dem Dorfe zu verfolgen.

Die Nodosenschichten (mo₂) bestehen aus einem Wechsel von festen, blaugrauen Kalkbänken mit dunkelgrauen, schiefrigen Mergellagen; nach oben zu stellen sich statt der plattigen Kalke dunkle Mergel mit eingelagerten Kalklinsen (Knauern) ein, die sogenannten Tonplatten. An der Straße Motten-Uttrichshausen sind vorwiegend Kalkknauern zu sehen, während bei dem Bau von Jauchegruben in Uttrichshausen auch die plattigen Kalke und Mergel zu Tage kamen. Von Versteinerungen konnte ich in dem

Schutt außer einem *Ceratites nodosus* noch *Gervillia socialis* und *Terebratula cycloides* auffinden.

III. Keuper.

Der Keuper ist nur in einzelnen, in Verbindung mit Muschelkalk in die Tiefe gesunkenen Gebirgsstücken erhalten geblieben. Unterer Keuper liegt an der schon mehrfach erwähnten Stelle an der Straße Motten-Uttrichshausen, sowie zwischen den Grenzsteinen Nr. 5 und 6, nordwestlich von Motten, konkordant auf Oberem Muschelkalk. Mittlerer Keuper findet sich, im Anschluß an den Unteren Keuper von der Straße Motten-Uttrichshausen, zwischen den Grenzsteinen Nr. 402 und 416.

1. Unterer Keuper (ku₁).

Der Untere Keuper besteht aus einer Folge von dunkelgrauen bis schwarzen Schiefertonen, denen dünne, gelbgraue, glimmerreiche Sandsteinlagen eingeschaltet sind. Versteinerungen wurden nicht beobachtet. An der Straße Motten-Uttrichshausen fallen die Schichten mit 20° nach N. ein. Bei den Grenzsteinen Nr. 5 und 6 konnte das Einfallen nicht beobachtet werden, doch kann man aus dem Auftreten des benachbarten, wohl regelrecht unter dem Keuper liegenden Nodosenkalks schließen, daß beide nach N. bzw. NW. geneigt sind.

2. Mittlerer Keuper (ku₂).

Der Mittlere Keuper ist besonders bei den Grenzsteinen Nr. 409 und 416 gut aufgeschlossen. Es sind rote und grüne, z. T. mergelige Tone, die z. B. bei Grenzstein 409 einzelne Quarzkrystalle führen. Die Neigung der Schichten beträgt bei Grenzstein 416 40° nach WNW.

IV. Tertiär.

Zu den tertiären Bildungen gehören die Eruptivgesteine und ihre Tuffe, die sich besonders auf dem Dammersfeld in großer Mächtigkeit vorfinden. Tertiäre Tone und Sande, wie sie an anderen Orten der Rhön auftreten, konnten innerhalb des Karten-

gebietes nicht beobachtet werden. HASSENKAMP¹⁾ erwähnt allerdings, daß bei Altglashütten, als dem einzigen Punkt in der südlichen Rhön, Braunkohlen führendes Tertiär nachgewiesen wurde, und auch manche ältere Leute erzählen, daß man früher hier Kohlen gegraben habe; den genauen Ort vermögen sie jedoch nicht anzugeben. Ich habe bei meinen Begehungen nichts auf finden können; sollte Tertiär mit Braunkohlen hier wirklich vorhanden sein, so müßten sie am Südabhang des Dammersfeldes erwartet werden. An dem Großen und Kleinen Auersberg habe ich zwischen dem Basalt der Kuppen und der unterliegenden Trias nur Schlotbreccie beobachtet.

Eruptivgesteine und zugehörige Bildungen.

Phonolith (F).

Der Phonolith der Dalherdaer Kuppe (800,6 m) ist aus zweierlei Gründen besonders interessant. Einmal ist er das südwestlichste Vorkommen von Phonolith in der Rhön, sodann läßt sich sein relatives Alter bestimmen, da er den Basalt des Dreifeldplateaus durchbricht. Er erweist sich also als jünger wie dieser. Der Durchmesser des zylindrisch gestalteten Durchbruches beträgt etwa 200—250 m. An seiner Südwestseite umgibt ihn mantelförmig ein Tuff, der mit dem Phonolith in genetischem Zusammenhang steht.

Die Absonderung des Gesteins ist eine etwas unregelmäßig plattige. Bei der Verwitterung bilden sich große, mehr oder minder gerundete Blöcke, die an den Abhängen der Kuppe in großer Zahl herumliegen.

In frischem Zustande ist der Phonolith grau (Nordseite). Bei fortschreitender Zersetzung entfärbt er sich und wird, zumal in seinen blasigen Varietäten, lichter. In dem kleinen Steinbruch auf der Ostseite der Kuppe hat er eine schmutzig weiße Farbe angenommen.

¹⁾ HASSENKAMP, Über die Braunkohlenformation in der Rhön. Verhandl. d. physikal.-medizin. Gesellschaft Würzburg 1858, Bd. VIII, S. 187. Vergl. auch GÜMBEL (5, S. 66).

Das frische Gestein ist dicht. Erst mit der Lupe erkennt man in ihm winzige Sanidinleistchen; nur selten erreichen sie 1 mm Länge. Unter dem Mikroskop löst sich die Grundmasse, welche die kleinen Einsprenglinge von Sanidin bei weitem überwiegt, in ein Gemenge von Sanidin, Plagioklas, Augit, Nephelin und Magnetit auf, zu denen noch akzessorisch Titanit und Apatit hinzutreten.

Die Einsprenglinge von Sanidin haben die Form von mehr oder minder gedrungenen Leisten. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig. Die einfachen Krystalle zeigen bisweilen einen schaligen Bau.

Der Sanidin der Grundmasse tritt in kleinen Leistchen auf, die fast durchweg Zwillingsbildung zeigen. Ihre Größe schwankt zwischen 0,04—0,3 mm.

Plagioklas wurde nur einmal als Einsprengling mit zahlreichen schmalen Zwillingslamellen beobachtet. In der Grundmasse ist er häufiger; damit in Einklang steht auch der hohe Gehalt an CaO der Analyse (s. S. 310). Die kleinen Leistchen haben die gewöhnliche Zwillingsstreifung. Sie bedingen durch ihre Anordnung mit den Sanidinmikrolithen zusammen eine ausgezeichnete Fluidalstruktur. Nach der Auslöschungsschiefe, die im Maximum 30° gegen die Zwillingsnaht beträgt, gehört der Plagioklas der Labradoritreihe an.

Der Augit tritt in kleinen, bis 0,08 mm großen, blaßgrünen Säulchen auf. Diese sind meistens allseitig von Krystallflächen begrenzt. Sie haben einen schwachen Pleochroismus zwischen blaßgrün und braun und löschen mit 34—41° gegen die Längsachse aus. Danach dürften sie dem Ägirinaugit zugehören.

Der Nephelin kommt nicht in ebenflächig begrenzten Krystallen, sondern nur als Füllmasse zwischen den andern Gemengteilen vor. Er ist nur schwer wahrzunehmen. Leichter wird er sichtbar, wenn man den Schliff mit Salzsäure behandelt und färbt. Im zersetzten Gestein erscheint der Nephelin meistens etwas gelblich, so im Steinbruch auf der Ostseite der Kuppe.

Magnetit ist in größeren und kleineren Krystallen und Körnern durch die ganze Grundmasse verbreitet.

Apatit tritt nur hier und da in kurz gedrungenen Krystallen auf, die durch zahlreiche Einschlüsse in den Durchschnitten wie bestäubt erscheinen.

Titanit findet sich in braungelben, mikroskopischen Körnern nicht häufig.

LENK (8, S. 36) führt auch Hauyn als Gesteinsgemengteil auf, fügt aber hinzu, daß er »in manchen Präparaten des Gesteins fehlt«. Ich konnte in meinen von fünf verschiedenen Handstücken gefertigten Präparaten keinen Hauyn entdecken.

In den Hohlräumen des Gesteins sitzen teils Chabasite und Natrolithe, teils findet sich ein gelbes traubiges zeolithisches Mineral, das von Brauneisen und anderen Zersetzungsprodukten überzogen ist.

Von dem Gestein wurden zwei Analysen ausgeführt¹⁾, und zwar eine von frischem Material (I) und eine von dem in Zersetzung begriffenen Gestein aus dem kleinen Steinbruch (II). Die Proben wurden möglichst von den Zeolithen befreit und bei 110° getrocknet.

Die Analysen ergaben:

| | I. | II. |
|--|-------|-------|
| SiO ₂ | 54,98 | 54,63 |
| TiO ₂ | 0,76 | 0,78 |
| Al ₂ O ₃ | 18,26 | 18,02 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,88 | 9,01 |
| FeO | 2,42 | 0,92 |
| CaO | 5,82 | 4,20 |
| MgO | 1,96 | 1,87 |
| K ₂ O | 2,19 | 2,27 |
| Na ₂ O | 3,84 | 3,42 |
| Glühverlust | 1,99 | 3,10 |
| Summe | 99,10 | 98,25 |

Von GÜMBEL und SANDBERGER ist das Gestein als Trachyt (5, S. 70) bzw. als trachytischer Phonolith (11, S. 9) bezeichnet worden. Dies trifft insofern nicht ganz zu, als das Gestein viel Plagioklas enthält, und demzufolge in der Analyse der Kalkgehalt

¹⁾ Herr Dr. DÜRRFELD war so liebenswürdig, eine zweite Bestimmung der Alkalien auszuführen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche.

höher ist als bei den normalen und trachytischen Phonolithen. Dem Gestein würde viel eher die Bezeichnung andesitischer Phonolith gegeben werden können.

Basalt.

Der Basalt tritt sowohl in Decken und Strömen auf, als auch in Form von einzelnen Durchbrüchen.

Makroskopisch unterscheiden sich die Basalte nur sehr wenig von einander. Es sind mehr oder minder dunkelgraue, meistens grau- oder blauschwarze, dichte Gesteine von splitterigem Bruch.

Die Absonderung ist in den meisten Fällen und zumal da, wo Durchbrüche vorliegen, eine säuligc. Besonders schön ist diese zu sehen in den Steinbrüchen am Hauk bei Dalherda, wo die Säulen eine meilerartige Stellung zeigen, am Pilster bei Kothen und an der südlichsten Kuppe der Ottersteine, wo die Säulen eine mehr fiederförmige Anordnung besitzen. Neben der säuligen Absonderung kommt auch eine dickbankige und ab und zu eine kugelige vor. Erstere ist sehr gut zu beobachten am Ostrand der Basaltdecke des Dreifeldplateaus, östlich vom trigonometrischen Punkt 810,4; letztere an dem nordöstlichen Teile des Roßhäuptchens.

Unter dem Einfluß der Atmosphärien erlangen manche Basalte eine kokkolithische oder variolithische Struktur, die der Anfang des schließlichen Zerfalls ist¹⁾.

Die Mineralien, welche fast in allen Basalten schon mit bloßem Auge erkannt werden, sind Olivin und Augit. Auf Grund ihrer mikroskopischen Zusammensetzung unterscheiden sich aber die Basalte des Dammersfeldgebietes als Plagioklasbasalte, Nephelinbasalte, Nephelinbasanite, z. T. hornblendeführend (Hornblendebasalt), Limburgite und Tephrite.

1. Plagioklasbasalt (Bf).

Der Plagioklasbasalt ist im Vergleich zu den nephelinhaltigen Gesteinen nicht sehr verbreitet. Er kommt an folgenden Stellen vor:

¹⁾ »Perlbasalt« GÜMBEL'S (5, S. 69), jetzt allgemein »Sonnenbrenner« genannt.

1. Am Pilster bei Kothen.
Bereits von LENK (8, S. 68 Nr. 11) als Bf beschrieben.
2. An der Kleinen Haube westlich von Kothen.
Schon von v. SEYFRIED (13, S. 597) als Bf angeführt.
3. Am Gang der Ottersteine.
Bereits von LENK (8, S. 71 Nr. 23) als Bf beschrieben.
4. Auf dem linken Sinnufer bei Kothen, gegenüber dem Eisenhammer.
Schon von LENK (8, S. 72 Nr. 31) als Bf beschrieben.
5. In der Köthtrift östlich Motten.
Bereits von LENK (8, S. 68 Nr. 12) als Bf beschrieben.
6. Auf dem Dammersfeld, ungefähr 200 m östlich vom Wiesenhau, sowohl an dem Weg nach der Kuppe, als auch an dem Weg nach Reußendorf.
7. Auf der Dammersfeldkuppe, 35 m südsüdöstlich vom Pavillon anstehend.
8. Auf dem Dammersfeld, südöstlich vom trigonometr. Punkt 928,0 in 830 m Höhe.
9. Auf dem Dammersfeld, Decke zwischen Reppachwald und Reußendorf, an den mit Bf und Bfh bezeichneten Stellen.
Von LENK (8, S. 86 Nr. 5) als Bf mit mikroskop. Hornblende beschrieben.
10. Am Nesselkopf, östlich von der Dammersfeldkuppe.
Schon von LENK (8, S. 71 Nr. 22) und von BÜCKING (1, S. XXXVII) als Bf beschrieben.
11. Am Rückberg, nordöstlich vom trigonometrischen Punkt 870, auf der 820 m-Kurve.
12. Zwischen Nesselkopf und Rückberg.
13. Auf dem Dreifeldplateau, an den mit Bf bezeichneten Stellen der Decke, welche die Dalherdaer Kuppe umgibt.
LENK beschreibt Bf von folgenden Stellen:
Westlich unter der Dalherdaer Kuppe (8, S. 71 Nr. 24).
Südwestlich unter der Dalherdaer Kuppe (8, S. 72 Nr. 32).
Grenzstein 171 (8, S. 71 Nr. 25).
14. An der Kuppe am Nordabhang des Großen Auersberges.
Von LENK (8, S. 85 No. 1) als Bf mit mikroskopischer Hornblende beschrieben.

Die Struktur dieser Basalte ist eine hypokrystallin-porphyrische. Als Einsprenglinge erscheinen, auch unter dem Mikroskop, nur Olivin und Augit. Die Grundmasse besteht aus Augit, Plagioklas, Magnetit und einer Füllmasse, die bisweilen Plagioklas, meistens aber braunes Glas ist. In Nr. 9, 10, 11 und 14 finden sich außerdem noch Resorptionsprodukte von Hornblendekristallen, die noch ziemlich scharf die früheren Umrisse der Hornblenden zeigen. Sie mögen der Kürze halber als »Hornblendeschatten« bezeichnet werden.

Olivin. Der Olivin tritt in mannigfacher Größe auf, sowohl in 2 mm großen Krystallen als in winzigen mikroskopischen Körnchen, die ihrer Größe nach zu den Grundmassebestandteilen gehören könnten. Wo der Olivin deutlich kristallographisch begrenzt ist, zeigt er die gewöhnliche Form: ∞P . $\infty P\infty$. $2P\infty$. Zwillinge nach $2P\infty$ sind verhältnismäßig häufig vorhanden, besonders schön in Nr. 3. Resorptionserscheinungen, namentlich Grundmasseeinbuchtungen, sind eine gewöhnliche Erscheinung, vor allem in den Gesteinen mit etwas gröber ausgebildeter Grundmasse. An Einschlüssen führt der Olivin Magnetit und Picotit.

Verhältnismäßig selten ist der Olivin noch vollständig frisch. Meistens zeigt er eine vom Rande und von den Spaltrissen aus beginnende Serpentinisierung.

Augit. Der Augit findet sich sowohl als Einsprengling als auch in der Grundmasse. Der Einsprenglingsaugit zeigt die Form der basaltischen Augite. Neben einfachen Krystallen finden sich auch Zwillinge nach $\infty P\infty$, meistens in der Weise ausgebildet, daß mehrere Lamellen dem Krystall in Zwillingstellung eingeschaltet sind. Knäuelartige Verwachsungen sind nicht häufig.

Die Farbe des Einsprenglingsaugites ist in der Regel blaßbräunlich. Die randliche Zone ist fast immer dunkler und zeigt oft einen mehr oder minder schwachen Stich ins Violette; dabei ist sie etwas pleochroitisch (violettbraun-blaßgelb). Diese, für den Titanaugit charakteristische Erscheinung fehlt in Nr. 1, 2 und 3. Bei einzelnen Augiten von Nr. 9 kann man der Farbe nach drei Zonen unterscheiden, einen bräunlichgrünen Kern, eine mittlere

blaßbräunliche Zone und einen violettbraunen randlichen Teil. Der Kern und der Rand haben fast dieselbe Auslöschungsschiefe, nämlich $31-34^{\circ}$ gegen die vorhandenen Spaltrisse, während die mittlere Zone unter einem Winkel von 40 bis 44° auslöscht. Die verschiedenen Auslöschungsschiefen sind offenbar durch die verschiedene chemische Zusammensetzung der einzelnen Zonen bedingt. Zuweilen verrät sich die Zonarstruktur nicht durch die Farbe, sondern wird, wie in No. 4, erst bei gekreuzten Nikols an der verschiedenen Auslöschung (30° in den randlichen und 41° in den zentralen Teilen) erkannt.

Augit mit sanduhrförmiger Zeichnung kommt bei den Plagioklasbasalten in weniger guter Ausbildung vor als bei den Nephelinbasalten und Nephelinbasaniten.

An Einschlüssen von Magnetit und Glas ist der Augit meistens sehr reich. Glasreste sind namentlich im Zentrum der Krystalle in großer Menge angehäuft. In Nr. 3 sind die Glaseinschlüsse oft langgestreckt, parallel den Flächen von $+P$ geordnet.

Der Augit der Grundmasse hat in der Regel eine lichtere Färbung als der Einsprenglingsaugit. Gewöhnlich ist er blaßbräunlich oder blaßgrünlichgrau. Nur wenn die Grundmasse einigermaßen grobkörnig ist, wenn der Augit also etwas größere Dimensionen besitzt als gewöhnlich, hat er einen violetten Ton (z. B. in Nr. 13). Zwillingsbildungen nach $\infty P \infty$ sind spärlich; sie werden in Nr. 1 und Nr. 7 beobachtet.

Plagioklas. Der Plagioklas findet sich nur in der Grundmasse, allerdings in sehr verschiedener Größe. Die leistenförmigen Mikrolithen sind bisweilen fluidal angeordnet. Einfache Krystalle sind selten; die meisten sind nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwillingt. Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz wurde nicht bemerkt. Nach der Auslöschungsschiefe gehört der Plagioklas in die Labradoritreihe. Oft ragen Augitkryställchen noch in den Plagioklas hinein. In diesem Falle ist wenigstens die äußere Hülle des Plagioklases nach dem Augit zur Ausscheidung gelangt.

Außer in Leistchen tritt der Plagioklas auch noch als Füllmasse auf, so in Nr. 6 und 13. Die Grenze zwischen den verzwilligten Individuen ist dann gewöhnlich unscharf.

Magnetit findet sich in meistens gut begrenzten Krystallen. Bald ist er staubartig fein verteilt, bald bildet er Oktaeder von 0,03 mm Durchmesser und darüber.

Apatit ist in feinen, terminal nicht ebenflächig begrenzten, farblosen Nadeln besonders in den weniger feinkörnigen Plagioklasbasalten vorhanden.

Zwischen den erwähnten Grundmassegemeingteilen findet sich außer in Nr. 4 eine amorphe Basis. Sie besitzt da, wo sie reichlicher auftritt, wie in Nr. 1, 2, 9, 10, 11 eine braune Farbe und schließt zahlreiche dunkle Trichite und Globulite ein. Die großen Trichite zeigen in No. 1 und 2 eine schwache, aber deutliche Doppelbrechung, und zwar geht die Auslöschung parallel der Längsachse. In Nr. 1 und 2 häuft sich die braune Basis besonders an der Peripherie der später noch zu besprechenden Quarz- bzw. Sandsteineinschlüsse. Sie ist hier wohl zum Teil durch die Einschmelzung des Sandsteins entstanden.

In Nr. 3 und 12 ist nur wenig Basis vorhanden; sie ist hier schwach bräunlich gefärbt. In Nr. 4 fehlt sie ganz; dafür stellt sich eine farblose Füllmasse ein, die nach ihrem optischen Verhalten z. T. als Plagioklas, z. T. aber wohl auch als Nephelin zu deuten ist. Auch LENK (8, S. 73) vermutet hier Nephelin in »minimaler Menge«.

Die Basalte Nr. 9, 10, 11 und 14 sind dadurch ausgezeichnet, daß sie spärlich Einsprenglinge von Hornblende führen. Dieselben sind allerdings durch magmatische Resorption in ein Haufwerk von verschiedenen Mineralien unter Beibehaltung ihrer früheren Umrisse umgewandelt (Hornblendeschatten) und gleichen vollständig den von SOMMERLAD (14, S. 148 ff.) und LENK (8, S. 79 ff.) u. a. beschriebenen Gebilden. Zwischen den kleinen Magnetitkrystallen, welche in dichter Aneinanderlagerung den Einsprengling erfüllen und so noch die Form der Hornblende andeuten, liegen Plagioklas, Augit und die von SOELLNER¹⁾ als Rhönit be-

¹⁾ SOELLNER, J., Über Rhönit, ein neues ängmatitähnliches Mineral, und über das Vorkommen und die Verbreitung desselben in basaltischen Gesteinen. Neues Jahrb. für Mineralogie usw. XXIV, Beilage Band 1907, S. 475 ff.

schriebenen braunen, pleochroitischen Stäbchen, die oft unter 60° zu einander geneigt sind. Daß das farblose Mineral neben dem Augit und dem Rhönit sicher Plagioklas ist, sieht man an den deutlich erkennbaren Zwillingslamellen. LENK (8, S. 79) erwähnt von der »farblosen Masse« — unter diesem Ausdruck versteht er das von mir als Plagioklas erkannte Mineral —, daß sie »sich optisch sehr ähnlich der Nephelinsubstanz erweist, eine solche dagegen wegen ihres Verhaltens gegen Salzsäure, welche sie nicht anzugreifen vermag, nicht sein kann.« Daß die Augitmikrolithen in dem Hornblendeschatten gleich orientiert sind, und zwar derart, daß die Hauptachsen mit jener der ursprünglichen Hornblende zusammenfallen, erwähnt schon LENK (8, S. 80).

2. Nephelinbasalt (Bn).

Nephelinbasalt ist in dem untersuchten Gebiete weiter verbreitet als der Plagioklasbasalt. Er findet sich an folgenden Stellen:

1. Am Maria Ehrenberg nordöstlich von Kothen.
Schon von LENK (8, S. 47 Nr. 15 und S. 62 Nr. 72) als Bn beschrieben.
2. An der Felsgruppe südwestlich vom Kleinen Auersberg auf der 690 m-Kurve.
3. Im Durchbruch östlich von Kothen.
Von LENK (8, S. 45 Nr. 13) als »Glasbasalt« beschrieben.
4. Im Distrikt Steinkopf südwestlich von Kothen, beim Grenzstein Nr. 347.
Bereits von LENK (8, S. 61 Nr. 71) als Bn beschrieben.
5. Am Großen Auersberg; am Ostabhang und am Südwestabhang.
6. An der Dreifeldskuppe.
Von BÜCKING als Limburgit beschrieben (1, S. XXXVIII).
7. Auf dem Dammersfeld, westliche Umgebung des Wiesenhauses.
LENK (8, S. 57, Nr. 35) beschrieb Bn vom Dammersfeld-Haus.

8. Auf der Dammersfeldkuppe, an den mit Bn bezeichneten Stellen.
LENK (8, S. 59, Nr. 56) beschreibt Bn vom trigonometrischen Punkt der Kuppe und vom Kuppenrain (Nr. 37).
9. Am Großen Auersberg, auf der Kuppe ca. 200 m südlich vom trigonometrischen Punkt 810 und am Fuße des Steilabsturzes am Westabhang.
LENK (8, S. 61, Nr. 66) beschreibt Bn vom Großen Auersberg.
10. Am Kleinen Auersberg, an allen Abhängen mit Ausnahme des westnordwestlichen.
Bereits von LENK (8, S. 61, Nr. 67) als Bn beschrieben (siehe auch weiter unten S. 321).
11. In dem Tuff am Nordabhange des Kleinen Auersberges.
Ebenfalls von LENK (8, S. 61, Nr. 67) als Bn angeführt.
12. An der Kuppe nordöstlich vom Kleinen Auersberg.
Schon von LENK (8, S. 61, Nr. 68) als Bn beschrieben.
13. Auf dem Rückberge bei Reußendorf.
Bereits von LENK (8, S. 46, Nr. 4) als Bn beschrieben.
14. An dem kleinen Küppel östlich von Altglashütten in 610 m Höhe.
15. Am Gang nördlich Adamshof.
Dieser nord-südlich streichende Gang tritt an seinem Nordende in Berührung mit einem Schwerspatgang. LENK führt S. 59 unter Nr. 54 den »Basalt vom Silberhof bei Altglashütte« an und bemerkt dazu, daß dieser Basalt aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Schwerspatganges eine deutliche Reaktion auf Baryum ergab. Offenbar meint LENK den Basalt vom Adamshof.
16. Am Küppel nördlich von Werberg in 560 m Höhe.
17. Auf der Großen Haube (Mottener Haube).
Bereits von LENK (8, S. 46, Nr. 2) und von v. SEYFRIED (13, S. 596) als Bn beschrieben.
18. In der Schlotbreccie bei dem Höhenpunkt 612 im Sinntale, nördlich vom Silberhof.
Schon von LENK (8, S. 61, Nr. 69) als Bn beschrieben.

19. Am Gang des Roßhäuptchens östlich vom Silberhof.
Bereits von LENK (8, S. 47, Nr. 13) unter Bn angeführt.
20. In der Schlotbreccie vom Adamshof, anstehend an dem Wege Silberhof-Rothenrain.
21. In dem Tuff vom Großen Auersberg; westnordwestlich vom trigonometr. Punkt 810, im Wege.
22. An der isolierten Kuppe südwestlich der Dreifeldskuppe.

Der Nephelinbasalt führt als Einsprenglinge Olivin und Augit. Die Grundmasse besteht aus Augit, Magnetit und Nephelin, zu denen als weitere Gemengteile noch Biotit, Apatit und in Nr. 1—6 und 13 eine amorphe Basis hinzutreten.

Der Olivin zeigt dieselbe Ausbildung wie bei den Plagioklasbasalten. Am häufigsten wandelt er sich in Serpentin um, seltener in Brauneisen. In Nr. 1 verlaufen die Grenzlinien zwischen dem in Serpentin umgewandelten Kern und dem frischen Olivin parallel $2P\infty$, ähnlich wie SOELLNER (15, Taf. III, Fig. 2) es abgebildet hat¹⁾.

Auch der Augit weicht in seinen wesentlichen Eigenschaften nicht von dem der Plagioklasbasalte ab.

Der Nephelin findet sich in der Grundmasse teils idiomorph, teils allotriomorph ausgebildet. Idiomorph kommt er in Nr. 1, 2, 5 und 6 vor, und zwar in Krystallen bis zu 0,3 mm Größe, die sich, rechteckig und hexagonal begrenzt, recht deutlich aus der braunen Basis hervorheben. Die Krystalle schließen zahlreiche winzige Augitmikrolithen ein.

In den andern basisfreien oder basisarmen Basalten bildet der Nephelin in krystallinischen Aggregaten die Füllmasse.

Plagioklas wird nur selten in Form kleiner Mikrolithen beobachtet, so in Nr. 16. Dieses Gestein bildet einen Übergang zu den Basaniten.

Biotit findet sich fast allenthalben und besonders in den glasfreien Nephelinbasalten in bis 0,3 mm breiten, braunen, stark pleochroitischen Blättchen.

¹⁾ Auch in dem Nephelinbasanit vom Roßhäuptchen konnte dasselbe beobachtet werden.

Der Magnetit kommt auch hier, ähnlich wie bei den Plagioklasbasalten, bald als feiner Staub, bald in mehr vereinzelt größeren Kryställchen vor, besonders in den Gesteinen mit feinkörniger Grundmasse.

Der Apatit bildet farblose Nadeln wie beim Plagioklasbasalt. Einzelne Krystalle von etwas größeren Dimensionen kommen in Nr. 6 und 7 vor.

In den Nephelinbasalten Nr. 1, 2, 3, 4, 5, 6 und 13 ist die Basis oft erfüllt von Entglasungsprodukten; sie erhält dadurch eine filzartig dichte Beschaffenheit. In Nr. 4 waltet sie gegenüber dem Nephelin derart vor, daß man das Gestein geradezu als Limburgit bezeichnen könnte.

Vom Maria Ehrenberg (Nr. 1) unterscheidet LENK den Basalt auf der Nordostseite als einen glasführenden (8, S. 47 Nr. 15) von dem von ihm als glasfrei erkannten Basalt auf der Spitze (8, S. 62 Nr. 72). Ich habe glasfreien Basalt an dem Berge nicht auffinden können. Alle an verschiedenen Stellen der Kuppe — und zwar auf der Spitze, an dem Nordostabhang, an dem Südabhang und am Westabhang — geschlagene Stücke führen braunes Glas.

Die Nephelinbasalte vom Maria Ehrenberg (Nr. 1) und vom Durchbruch östlich von Kothen (Nr. 3) enthalten, wie bereits LENK angibt (8, S. 99 und S. 45 Nr. 13), schon mit bloßem Auge bemerkbar, an den Kanten gerundete Krystalle von Hornblende. Am Maria Ehrenberge kommen sie besonders an der Südseite vor, aber auch an andern Stellen, z. B. an der Nordostseite, wo auf dem Wege zahlreiche kleine Hornblendespaltungsstückchen, stark glitzernd, herumliegen. In den Dünnschliffen fand ich niemals frische Hornblende, wohl aber in dem Gestein von der Spitze Hornblendeschatten.

3. Nephelinbasanit (Bb).

Die Nephelinbasanite nehmen infolge ihres Gehaltes an Nephelin und Plagioklas eine Mittelstellung zwischen den Plagioklasbasalten und Nephelinbasalten ein; sie haben ungefähr dieselbe Verbreitung wie die Nephelinbasalte.

Die Nephelinbasanite bilden hauptsächlich Decken und Ströme; sie kommen an folgenden Punkten vor:

1. An den mit Bb bezeichneten Stellen des Dreifeldplateaus, rings um die Dalherdaer Kuppe.
2. An dem nördlichen Ende der Dammersfeldkuppe von Grenzstein Nr. 219 ab, an den mit Bb bezeichneten Stellen.
3. Auf dem Dammersfeld, nördlich vom Wiesenhaus bei den Grenzsteinen Nr. 205 und 209.
4. Auf dem Dammersfeld, nördlich vom Wiesenhaus, beim Grenzstein Nr. 207.
5. Auf dem Dammersfeld, ungefähr 550 m östlich vom Wiesenhaus, am Wege nach Reußendorf.
6. Auf dem Dammersfeld, an der Waldecke am Wege 200 m nordwestlich vom Wiesenhaus.

Da der benachbarte Basalt und auch eine andere, an derselben Stelle gesammelte Probe keinen Plagioklas führen, dürfte es sich bei diesem von Prof. BÜCKING geschlagenen Handstück wohl um einen vom Südwest-abbang der Dammersfeldkuppe verrollten Block handeln.

7. Auf dem Dammersfeld, ungefähr 550 m südlich vom Wiesenhaus.

Hier liegt eine kleine, weniger ausgedehnte Decke von Basanit vor, welche von der größeren nördlichen Decke von Nephelinbasalt durch eine Tuffschicht getrennt ist. Die Basalte, welche von verschiedenen Punkten dieser kleinen Decken entnommen wurden, zeigen ganz das gleiche Aussehen, und in allen ist Plagioklas deutlich zu erkennen.

LENK (8, S. 57 Nr. 36) erwähnt unter Nephelinbasalt »den Basalt von dem Gange südlich des letzteren« (d. h. des Dammersfeldhauses), und bemerkt dazu: »Derselbe streicht etwa 450 m vom Hause entfernt in ungefähr 1 km Längserstreckung von NW.—SO.« Indessen liegt, wie ich mich bei sorgfältigem Begehen der Gegend überzeugen mußte, hier kein Gang vor, sondern nur ein Teil einer Basanitdecke.

8. In dem Tuff südlich vom Wiesenhaus.
Dies Gestein zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit Nr. 7.
9. Auf dem Dammersfeld, 900 m östlich vom Wiesenhaus am Wege nach dem trigonometr. Punkt 821,5, auf 850 m Höhe.
10. An der Ruine Werberg.
11. Am Roßhäuptchen, östlich vom Silberhof; der südliche Teil des Küppchens.
12. Am Bremerkopf, an der östlichen Hauptkuppe.
Von LENK (S. 84 Nr. 8) als Hornblendebasalt beschrieben.
13. Am Kleinen Auersberg, Steinbruch auf der Westseite (760 m Höhe).
14. Am Kleinen Auersberg, oben beim trigonometr. Punkt 808,0.
LENK dagegen erwähnt S. 61 unter Nr. 67, daß das Gestein von der Kuppe keinen Feldspat führe im Gegensatz zu dem Gestein von der Westseite.
15. Im Durchbruch am nordwestlichen Abhang der Dammersfeldkuppe.
Dieser Basalt zeigt eine dickbankige Absonderung, ebenso wie der Basalt von der gegenüberliegenden Seite des Tälchens, westlich vom Höhenpunkt 708.
16. In dem Tuff südwestlich vom Rückberg.
17. Am Silberhof, kleine Kuppe ungefähr 50 m nordwestlich vom Bildstock.
18. Am Südabhang des Rückberges (730 m).

Auch im Nephelinbasanit treten Olivin und Augit als Einsprenglinge auf. An der Zusammensetzung der Grundmasse beteiligen sich Augit, Plagioklas, Magnetit, Nephelin und akzessorisch Biotit und Apatit. In einzelnen Vorkommen finden sich auch Hornblendeschatten.

Der Olivin zeigt im wesentlichen die gleiche Ausbildung wie bei den vorher beschriebenen Basalten. Bemerkenswert ist nur, daß er in Nr. 1, und zwar in dem Basalt oberhalb des Rötasturzes, Einschlüsse oder wahrscheinlicher Einbuchtungen von Grundmasse aufweist, welche die Form von $2P_{\infty}$ annehmen.

Auch der Augit besitzt dieselbe Beschaffenheit wie bei den Plagioklasbasalten. Er tritt nur selten einsprenglingsartig hervor

und hat dann eine braune Farbe mit einem mehr oder minder schwachen Stich ins Violette, so in Nr. 2, 5, 13 und 14. Anhäufungen von kleinen Augiten, sogen. Augitaugen, finden sich zuweilen in Nr. 2 und 6.

Der Plagioklas tritt ebenso wie bei den Plagioklasbasalten in zweierlei Weise auf, einmal in Form von mehr oder minder großen einzelnen Leistchen, die meistens nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwilligt sind, dann noch außerdem als Füllmasse, in der die andern Gemengteile eingebettet liegen, so in Nr. 1, 2, 6, 7, 13, 14, 15 und 16.

Nephelin findet sich in den Basaniten nur in Aggregaten, nicht in Krystallen.

Magnetit, Apatit und Biotit verhalten sich wie beim Plagioklasbasalt und Nephelinbasalt. Biotit findet sich in Nr. 1, 2, 3, 7, 12, 13, 14 und 15.

Schwach bräunliches Glas ist in sehr geringer Menge in Nr. 1, 3, 5, 6, 10 und 13 vorhanden. Oft verrät es sich nur durch die büschelförmigen, filzig verwebten, braunen Entglasungsprodukte.

Die Mengenverhältnisse von Nephelin und Plagioklas sind einem starken Wechsel unterworfen. Während bei Nr. 1 der Nephelin stellenweise ganz zurücktritt, so daß Übergänge in Plagioklasbasalt entstehen, ist andererseits, z. B. in Nr. 10, der Plagioklas nur in geringer Menge vorhanden und zwar, wie schon LENK anführt (8, S. 48 Nr. 19), in verschiedenen Handstücken in verschiedener Menge. Ich habe sogar in verschiedenen Präparaten von demselben Handstück einen Wechsel in der Menge des Plagioklases beobachten können.

Bemerkenswert ist, daß bei dem Basalt vom südlichen Teil des Roßhäuptchens Schlieren von gröberem und feinerem Korn miteinander wechseln. In den dichten Varietäten liegen die Augite mit ihren Längsachsen parallel der Schlieregrenze, und Plagioklas tritt nur sehr spärlich auf, während er in den gröberen Abarten viel häufiger ist.

Es wäre noch zu erwähnen, daß auch bei den Nephelinbasaniten Hornblendeschatten von der Größe der Einsprenglinge vorkommen und zwar in Nr. 4 und 12.

4. Limburgit (Bl).

Der Limburgit oder Magmabasalt ist dadurch ausgezeichnet, daß er an Stelle des feldspatigen Gemengteils (Plagioklas oder Nephelin) eine amorphe Basis enthält.

Dieses Gestein tritt an folgenden Stellen auf:

1. Am Bremerkopf, westlichster Küppel (Kanzel).
Bereits von BÜCKING (1, S. XXXIX) als Limburgit beschrieben.
2. Am Desenstein bei Dalherda.
3. Östlich vom Desenstein, am südöstlichsten Hause von Dalherda.
4. Südwestlich vom Kleinen Auersberg am Weg auf 710 m Höhe.

Unter dem Mikroskop erkennt man Einsprenglinge von Olivin und Augit und als Grundmassegemengteile Augit, Magnetit und Glas.

Olivin, Augit und Magnetit zeigen keine besonderen Eigentümlichkeiten. Das Glas ist meist braun gefärbt und enthält mehr oder minder zahlreiche braune Entglasungsprodukte. Besonders in Nr. 1 ist es sehr reichlich vorhanden, so daß die anderen Gemengteile ihm gegenüber ganz zurücktreten. Der Basalt erscheint infolgedessen auch etwas dunkelbraun und unterscheidet sich dadurch von dem grauen, kokkolithisch zerfallenden Gestein der Hauptkuppe des Bremerkopfes.

Zu bemerken ist noch, daß Nr. 2, 3 und 4 mit HCl gelatinieren unter Bildung von Chlornatriumwürfelchen. Sie entsprechen also einer glasigen Modifikation des Nephelinbasaltes.

5. Hornblendebasalt (Bh).

Eigentlicher Hornblendebasalt, d. h. Basalt, bei dem zentimetergroße Hornblendekristalle aus der dichten Grundmasse porphyrisch hervortreten, findet sich in dem Hauk bei Dalherda (bereits von LENK [8, S. 81] und BÜCKING [1, S. XXXIX] als Hornblendebasalt beschrieben) und in dem Tuff vom Südwestabhang des Rückberges, hier in faustgroßen Brocken.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die beiden Hornblende-basalte als Basanite.

Neben der Hornblende erscheinen auch noch Olivin und Augit als Einsprenglinge. Die Grundmasse besteht aus Augit, Magnetit, Plagioklas und Nephelin; der Basalt vom Hauk enthält auch noch etwas bräunliches Glas.

Die Hornblende hat ganz das Aussehen der gewöhnlichen basaltischen Hornblende, wie sie SOMMERLAD (14, S. 148 ff.) eingehend beschrieben hat. Sie zeigt auch dieselben Resorptionsercheinungen wie bei den von SOMMERLAD angeführten Hornblende-basalten und wie bei den oben (S. 315) beschriebenen Plagioklas-basalten. Im Basalt vom Hauk ist bald nur der randliche Teil umgewandelt, bald auch die ganze Hornblende.

Die Grundmasse besitzt ein mittleres Korn. Augit, Plagioklas und Magnetit sind durch ihre Krystallformen und Färbung gut charakterisiert, während der Nephelin als Füllmasse weniger deutlich wahrnehmbar ist.

6. Tephrit (Bt).

An dem Steinküppel (746 m) bei Altglashütten kommt ein Basalt vor, der von LENK als »chrysolithfreier« Feldspatbasalt erkannt wurde (8, S. 85, Nr. 6).

Augit und spärliche Hornblende liegen als Einsprenglinge in der sehr feinkörnigen Grundmasse. Diese besteht aus Augitmikrolithen, staubförmig verteiltem Magnetit, winzigen Plagioklasleistchen und Nephelin. Letzterer bildet die Füllmasse, in der die anderen Gemengteile gelegen sind. Das Gestein ist demnach ein Tephrit oder olivinfreier Basanit.

Vulkanische Trümmergesteine.

Von vulkanischen Trümmergesteinen finden sich in dem untersuchten Gebiete sowohl Basalttuffe als auch Schlotbreccien.

Basalttuff bildet auf dem Dammersfeld eine zusammenhängende Decke auf dem triadischen Untergrund. Anstehend findet er sich südlich vom Wiesenhaus in Gräben und am Wege von Reußendorf nach dem Wiesenhaus in 750 m Höhe.

Der Tuff besteht der Hauptsache nach aus brauner vulkanischer Asche, in der kleine Basaltbrocken (Bomben) und winzige Quarzkörnchen liegen.

Durch Zersetzung geht der Tuff in Ton über, der sich von ganz zersetztem Basalt nicht unterscheiden läßt. Der Tuff und sein toniges Zersetzungsprodukt bilden ebenso wie der zersetzte Basalt infolge ihrer undurchlässigen Beschaffenheit einen vortrefflichen Wasserhorizont.

Nordöstlich von der Dreifeldskuppe war zwischen dem Muschelkalk und der Landesgrenze in einer kleinen Grube ein ziegelroter und gelber Ton aufgeschlossen. Auch in dem Graben nördlich vom Wiesenhaus findet sich eine wenig mächtige, rote Tonlage.

An dem Südostabhang der Dammersfeldkuppe, östlich vom trigonometrischen Punkt 928,0, treten in 850 m Höhe ziemlich starke Quellen auf, und nach Südwesten zu sieht man einzelne sehr feuchte Stellen sich hinziehen. In den Gräben östlich vom trigonometrischen Punkt 928,0 kommt ein bläulich grauer Ton zu Tage. Es wird auch hier wohl eine dünne Tuffschicht vorliegen, die nach Südwesten zu auskeilt.

Zwischen Wiesenhaus und Dammersfeldkuppe (928,0 m) treten bei 875 m Meereshöhe Quellen auf, die das ganze Jahr hindurch fließen. Sie sind nach dem Wiesenhaus geleitet worden. Ob hier eine dünne Tufflage oder verwitterter Basalt vorliegt, konnte wegen Mangels an Aufschlüssen nicht festgestellt werden.

Die Schlotbreccien bilden teils Ausfüllungen von Eruptionskanälen, teils umgeben sie ringförmig größere Basaltpartien derartig, daß man an den Tuffmantel eines ehemaligen Kraters denken kann. Den ersteren Fall haben wir beim Adamshof, wo die Straße Silberhof-Rothenrain einen derartigen Schlot durchschneidet, am linken Sinnufer beim Höhenpunkt 612,0, nördlich vom Silberhof, wo eine Schlotbreccie gangförmig an der Oberfläche hervortritt, und nordwestlich vom Silberhof im Wege, der von Altglashütten kommt, in 645 m Meereshöhe.

Beispiele für das mantelförmige Auftreten bilden der Große und der Kleine Auersberg, dann der schon erwähnte Tuffmantel

an der Dalherdaer Kuppe, der Südwestabhang des Rückberges und die Breccie am Pilster bei Kothen.

Die Schlotbreccien setzen sich zusammen aus kleineren oder größeren Basaltbrocken, die durch ein fein zerriebenes basaltisches Material (vulkanische Asche) miteinander verkittet sind. Fremde Gesteine sind sehr häufig darin zu beobachten. In der Breccie vom Nordabhang des Kleinen Auersberges liegt neben Sandsteinen und roten Schiefertönen (des Röts) noch Gneis in Stücken, die bis 30 cm dick werden können. Auch in der Breccie vom Großen Auersberg fand ich einen kleinen Gneiseinschluß, und in der Tuffröhre vom Adamshof ein kleines Stück Gabbro. Neben Sandsteinen und roten und grauen Schiefertönen kommen hier am Adamshof auch noch Muschelkalkstückchen vor, obwohl anstehender Muschelkalk erst jenseits einer Verwerfung und 35 m höher liegt¹⁾.

Auch in der Schlotbreccie vom Südwestabhang des Rückberges liegen neben faustgroßen, grob- und feinkörnigen Sandsteinen und roten Schiefertönen noch kleine Stückchen von Muschelkalk, obwohl anstehender Muschelkalk erst 40–50 m höher vorkommt²⁾.

Der Basalt in der Schlotbreccie am Nordabhang des Kleinen Auersberges ist ein Nephelinbasalt, der dem Nephelinbasalt des Kleinen Auersberges gleicht. Die Schlotbreccie und der Nephelinbasalt des Kleinen Auersberges werden daher wohl einer Eruptionsperiode angehören.

In der Breccie vom Großen Auersberg (Südseite) wurden in einem Präparat kleine Bröckchen von Nephelinbasalt, Feldspatbasalt und Limburgit beobachtet; sie sind durch eine gelbe z. T. glasige Masse verkittet, in der Bruchstücke von Augit-, Olivin- und Plagioklaskrystallen, Quarzkörner und ganz spärlich Magnetit vorkommen.

¹⁾ LENK erwähnt 8, S. 95, daß die Breccie vom Silberhof (an der Westseite des Großen Auersberges) »massenhafte Bruchstücke von Wellenkalk« führt. Vielleicht meint LENK die Breccie vom Adamshof.

²⁾ Über die Erklärung dieser Erscheinung vergl. BÜCKING 2, S. 289 ff.

Die Schlotbreccie vom Rückberg führt kleine Brocken von Hornblendebasalt und Hornblendebruchstücke.

Einschlüsse im Basalt und in den vulkanischen Trümmergesteinen.

Wie an andern Orten, so finden sich auch hier im Basalt und in den zugehörigen Bildungen Bruchstücke des durchstoßenen Nebengesteins. Teilweise lassen sie sich identifizieren mit zu Tage tretenden Gesteinen, z. T. gehören sie aber solchen an, die erst in großer Tiefe anstehen.

Zu den ersteren gehören die vielen Einschlüsse von Sandstein, die besonders in den Durchbrüchen sehr verbreitet sind. LENK erwähnt z. B. von dem Durchbruch in der Köthtrift bei Motten (8, S. 68, Nr. 12): »Es ist dies eine kleine mit Sandstein- und Olivinfelseinschlüssen förmlich vollgepfropfte Kuppe«. In noch viel größerem Maße finden sich Sandsteinbrocken in dem nördlichen Teil des Ganges vom Adamshof.

Von den Sandsteinen rühren auch wohl die Quarzkörner her, die man in den meisten Basalten antrifft. Sie sind mit einem Kranz von hellgrünen diopsidartigen Augiten (»Porricin«) versehen, und in dem Gestein vom Pilster bei Kothen sind sie noch von einer Zone braunen Glases umgeben.

Schiefertone des Rötts finden sich mehr in den vulkanischen Trümmergesteinen als in den Basalten selbst. Nur in dem Gestein von der Köthtrift sieht man hin und wieder kleine Einschlüsse von violetter Tonschiefer.

Muschelkalkstückchen findet man, wie schon bei den Trümmergesteinen erwähnt wurde, in den Schlotbreccien vom Rückberg und Adamshof.

Gesteine, die aus großer Tiefe mit emporgerissen wurden, sind folgende:

1. Gneis aus der Schlotbreccie am Nordabhang des Kleinen Auersberges.
2. Gneis aus der Schlotbreccie vom Südabhang des Großen Auersberges.
3. Gabbro aus der Schlotbreccie vom Adamshof.

4. Gabbro im Nephelinbasalt am nordwestlichen Abhang des Dammersfeldes.

Außerdem erwähnt LENK (8, S. 100):

Gabbro im Basalt vom Pilster bei Kothen.

Gabbro im Basalt am Silberhof (vielleicht ist der Gang vom Adamshof gemeint, vergl. oben S. 326).

Auch der Maria Ehrenberg und die Ottersteine sollen ergiebige Ausbeute an Einschlüssen liefern (8, S. 98).

Der Gneis von 1 und 2 besteht aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muscovit. Der Orthoklas ist hier und da zerbrochen und durch Quarz wieder verkittet.

Der grobkörnige Gabbro ist olivinfrei. Seine Gemengteile sind Plagioklas, Diallag und spärlicher Magnetit.

Neben den Gesteinsbruchstücken kommen etwas seltener Einschlüsse von Mineralien vor, die ihrem ganzen Aussehen nach Ausscheidungen aus dem Basaltmagma sind.

In dem Basalt vom Pilster bei Kothen finden sich mikroskopisch kleine Plagioklaseinschlüsse mit vielen Lamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Die Auslöschungsschiefe der Lamellen gegen die Zwillingsgrenze beträgt 4° bzw. 6° . Nach LENK (8, S. 100) hat sich ein von SANDBERGER aufgefundener trikliner Feldspat aus dem Basalt des Pilstersteins bei Kothen als Andesin erwiesen.

Lagerungsverhältnisse der Basalte und ihr relatives Alter.

In fast allen Proben des Basaltes von dem südlichen Ausläufer des Dammersfeldes, westlich von Reußendorf, finden sich Hornblendeschatten, sowohl im Plagioklasbasalt (Bfh), als auch in dem spärlicher vorhandenen Basanit (Bbh). Es scheint, daß die dort vorliegende Decke¹⁾ durch das Auftreten der resorbierten Hornblende als geologisch selbständig charakterisiert wird. In dieser Auffassung wird man bestärkt dadurch, daß sich nach N. zu eine Grenze gegen den überlagernden Basanit feststellen läßt. Es ist dies nämlich die dünne Tuffschicht, die sich östlich und

¹⁾ Um einen Gang kann es sich hier nicht handeln, wie LENK (8, S. 86, Nr. 5) angibt.

südöstlich von der Dammersfeldkuppe als ein Wasserhorizont kennzeichnet, und die oben bei Betrachtung der vulkanischen Trümmergesteine schon erwähnt wurde. Da auch am Basaltrande nördlich vom Wiesenhaus Basanit mit resorbierter Hornblende vorkommt, so wird man wohl nicht fehlgehen, wenn man eine zusammenhängende Decke von ursprünglich Hornblende führendem Basalt annimmt, die nördlich vom Wiesenhaus und westlich von Reußendorf unter dem darüberliegenden Basalt zu Tage tritt. Der Basalt, der den Nesselkopf bildet, und der vom Nephelinbasalt des Rückberges durchstoßen ist, zeigt ebenfalls die Hornblendeschatten; es wird hier wohl ein anderer Teil der Decke vorliegen, der durch spätere Erosion von der Decke des Dammersfeldes getrennt wurde. Da in den Handstücken nur noch selten kleine Hornblenden zu beobachten sind, so möchte ich diesen Basalt nicht zu den eigentlichen Hornblendebasalten stellen.

Ohne Zweifel ist die ursprünglich vorhandene Hornblende erst bei dem Ergusse des Magmas, als sich der physikalische Zustand plötzlich änderte, resorbiert worden. Man wird in dem Basalt des Eruptionskanals wohl noch unveränderte Hornblende in größerer Menge vermuten können. Von dieser Erwägung ausgehend, möchte ich den Hornblendebasalt vom Hauk bei Dalherda als den zur Decke gehörigen Stielbasalt auffassen.

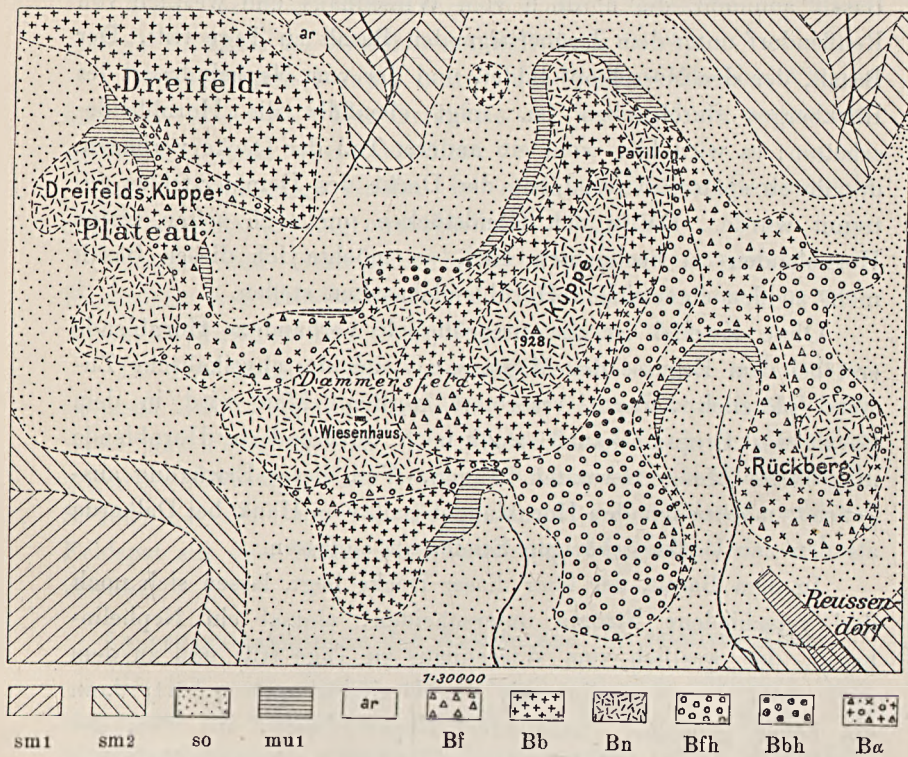
In dem Basalt, der über dieser Decke liegt, lassen sich noch drei verschiedene Ströme unterscheiden: einmal ein Nephelinbasalt, der westlich vom Wiesenhaus zu Tage tritt und zu dem auch wohl der Nephelinbasalt der Dreifeldskuppe gehört; dann ein höher gelegener (hangender) Nephelinbasalt, aus dem der südliche und größere Teil der Dammersfeldkuppe besteht. Zwischen diesen beiden verschiedenalterigen Nephelinbasalten, also zwischen Wiesenhaus und Kuppe, liegt eine Decke von einem Nephelinbasanit, der stellenweise durch das Zurücktreten des Nephelins in Plagioklasbasalt übergeht (siehe die petrographische Skizze des Dammersfeldes, Fig. 1).

Der Basalt des Dreifeldplateaus, der die Dalherdaer Kuppe umgibt, scheint einem einzigen Ergusse anzugehören. Den größten Teil davon bildet Nephelinbasanit; auch dieser geht durch das

Zurücktreten des Nephelins und den Gehalt an Glas in Plagioklasbasalt über.

Über das relative Alter der Basalte kann man nur auf dem Dammersfeld einige Klarheit bekommen. Hier ist nach der vorher-

Figur 1.



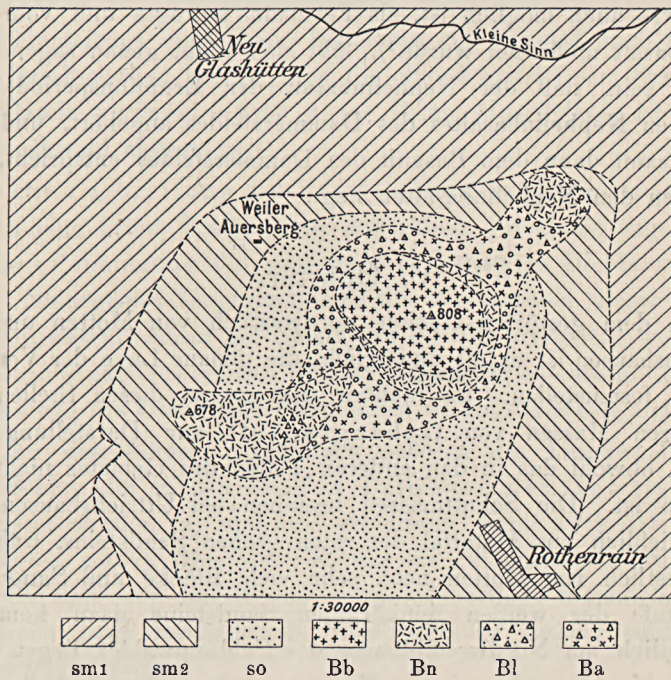
- 1:30000
- sm1 u. sm2 Mittlerer Buntsandstein
 so Röt
 mu1 Unterer Wellenkalk
 ar Abgestürzter Röt
 Bf Plagioklasbasalt
 Bb Nephelinbasanit
 Bn Nephelinbasalt
 Bfh Plagioklasbasalt mit Hornblendeschatten
 Bbh Nephelinbasanit mit Hornblendeschatten
 Ba Vulkanische Trümmergesteine
 Bl Limburgit (Fig. 2)

Petrographische Skizze des Dammersfeldes.

gehenden Beschreibung folgende Lagerung zu erkennen (von unten nach oben):

1. Hornblendeführender Basalt.
2. Nephelinbasalt (liegender).
3. Nephelinbasanit bzw. Plagioklasbasalt.
4. Nephelinbasalt (hangender).

Figur 2.



Petrographische Skizze des Kleinen Auersberges.

Der Nephelinbasalt des Rückberges hat den Hornblendeführenden Basalt des Nesselkopfes durchstoßen; er erweist sich also als jünger wie dieser. Möglicherweise stellt er den Stielbasalt zur hangenden Nephelinbasaltdecke des Dammersfeldes dar. Leider zeigt die Basanitdecke des Dreifeldplateaus keine Beziehung zu den Basaltdecken des Dammersfeldes; man kann daher über das Alter des Phonoliths der Dalherdaer Kuppe in bezug auf diese nichts Bestimmtes aussagen.

Wie aus der Skizze des Kleinen Auersberges (Fig. 2) hervorgeht, kann man auch hier zwei verschiedene Basalte unterscheiden, einen Nephelinbasalt, der an den Abhängen in Blöcken herumliegt, und einen Basanit, der die Kuppe bildet. Es ist sehr wahrscheinlich, daß zu dem Nephelinbasalt noch die kleine Decke am Südwestabhang und die Kuppe am Nordwestabhang gehören, die vielleicht zusammen einen Strom bilden. Ob nun der Basanit später diesen Strom durchstoßen, oder sich darüber ergossen hat, oder, was auch möglich ist, als Felsnadel aufragte und vom Nephelinbasalt umflossen wurde¹⁾, läßt sich nicht genau sagen. Es könnte sein, daß der Nephelinbasalt der Eruptionsperiode des liegenden Nephelinbasaltes des Dammersfeldes angehört, und daß der Basanit dann dem Basanit des Dammersfeldes entspricht, der zwischen den Nephelinbasalten liegt.

V. Quartär.

In dem gestörten Gebiete nordwestlich von Motten und bei Uttrichshausen ist es oft unmöglich, die genaue Lage der Verwerfungen festzustellen. Es mußten deshalb an diesen Stellen die mächtigen Massen von Gehängeschutt zur Darstellung gelangen, obwohl das in den anderen Teilen des Gebietes nicht geschehen ist. Die Schuttmassen bestehen bei Uttrichshausen fast ausschließlich aus Material des roten groben Sandsteins, während nordwestlich von Motten noch sehr viele Blöcke und Sande aus der Stufe der weißen feinkörnigen Sandsteine dazu kommen. Namentlich am Nordwestabhange des Schluppwaldes liegen viele Blöcke bis hinauf zur hohen Kammer und machen deshalb nicht nur die Abgrenzung des Gehängeschuttes zu einer willkürlichen, sondern erschweren auch die Festlegung der abgesunkenen Partien von weißem Sandstein.

Im Herbst 1908 wurden ungefähr 450 m nördlich von der Kartengrenze, bei den Grenzsteinen 16 und 17 (südlich von Alten-

¹⁾ Ähnlich, wie es PRÖSCHOLDT für den Stellberg auf Blatt Sondheim darstellt. »Über den geolog. Bau des Zentralstocks der Rhön«. Dieses Jahrbuch für 1893, S. 18.

hof), in den Wiesen 1 m tiefe Gräben gemacht. Dabei kam ein gelblicher, z. T. etwas grauer Lehm zu Tage. Südwestlich davon, auf den Feldern bei der Verzweigung der Hauptstraße nach Schmalnau und Fulda, fand ich kleine Stückchen eines Phonoliths, der mit dem Phonolith von der Dalherdaer Kuppe nicht übereinstimmt.

An dieser Stelle sind auch die abgestürzten Parteen von Röt (ar) und von Muschelkalk (am) zu erwähnen, die allerdings im Bereiche des Aufnahmegebietes verhältnismäßig selten sind. Nordöstlich von der Dreifeldskuppe findet sich am Abhange des Dreifeldplateaus eine kleine Erhebung, die hauptsächlich aus Röt und Basaltgeröllen besteht, und die ohne Zweifel einem Bergrutsch ihr Dasein verdankt. Eine kleine Partie Muschelkalk ist in dem Reppachwald abgestürzt.

Die Verbreitung der basaltischen Schuttmassen wurde durch eine grüne Punktierung angegeben, wobei die engere oder weitere Punktierung die größere oder geringere Dichte andeuten soll. Naturgemäß beschränkt sich das Vorkommen dieser Schuttmassen wesentlich auf die Umgebung der Basaltkuppen, wo sie oft das anstehende Gestein den Blicken vollständig entziehen. Auch die Verrollung des Dalherdaer Phonolithes ist auf der Karte angegeben.

Zu den jüngsten Bildungen gehören die Anschwemmungen der Bäche, die in den ebenen Talböden der Gewässer ausgebreitet werden (a) und in Verbindung damit auch die Deltabildungen (as). Das Material, das die Talböden bedeckt, besteht aus Geröllen von Basalt und verschiedenartigen Sandsteinen; dazwischen liegt meistens ein bläulichgrauer Lehm, stellenweise überwiegt derselbe.

An der Einmündung mancher Seitentäler in das Haupttal liegen kleine Schuttkegel, die als Deltabildungen in die Karte eingetragen wurden. Am besten ausgeprägt sind sie südlich von Kothen und bei Oberbach.

Nutzbare Mineralien und Mineralquellen.

Das Gebiet des Dammersfeldes ist sehr arm an nutzbaren Mineralien. Es kommen nur Schwerspat und Eisenerz in Betracht,

und davon hat lediglich der Schwerspat heute noch einige Bedeutung.

Schwerspat (Ba).

Der Schwerspat findet sich auf Gängen, die im allgemeinen von SO. nach NW. streichen und ihr Hauptverbreitungsgebiet in der Umgebung des Großen Auersberges haben. Man kennt folgende Vorkommen:

1. Mehrere Gänge am östlichen und südöstlichen Abhang des Großen Auersberges.

Einige davon setzen auf das östliche Ufer der Großen Sinn über in die Gegend des Lösersbag bei Oberbach (vergl. SOELLNER 15, S. 15 ff.).

2. Mehrere Gänge am West- und Nordwestabhang des Großen Auersberges.

Hier wurde an verschiedenen Stellen der Schwerspat bis vor kurzer Zeit abgebaut. LENK (8, S. 13) erwähnt von dieser Stelle »einen im Mittel 5 m mächtigen Gang, der mit 60° nach NO. in h 8 einfällt«. Wahrscheinlich meint er den Gang, der südöstlich der Kirche von Altglashütten beobachtet wird.

3. Mehrere Gänge in der Umgebung von Altglashütten.

Der Schwerspat von der Häusergruppe — »Brücke« genannt — nordwestlich von Altglashütten wurde ebenfalls früher abgebaut. LENK (8, S. 30 ff.) sagt von diesem Gang, daß er in h 3 streiche und sowohl nach SW. bis zum Weg Altglashütten-Dörrenberg als auch nach NO. gegen den sog. Breppach-Wald (wohl Reppach-Wald) auf einige Entfernung zu verfolgen sei. Von dem Schwerspat, der sich SW. von der »Brücke« findet, am Weg Altglashütten-Dörrenberg, konnte ich nachweisen, daß er einem von SO. nach NW. streichenden Gang angehört.

Wie der Schwerspatgang nordöstlich von der »Brücke« in dem kleinen Tälchen streicht, läßt sich aus Mangel an Aufschlüssen nicht sicher feststellen; doch ist es höchst wahrscheinlich, daß er sich nicht von SW.

nach NO., sondern von SO. nach NW. erstreckt, wie die andern Schwerspatgänge dieser Gegend. Der Gang bei der »Brücke« setzt sich nach NW. bis zum Tiefenbrunnen fort; in Altglashütten ist er bei der Kirche nachweisbar.

Der Schwerspat ist grobspätig und meistens weiß. Auf kleinen Hohlräumen sitzen Krystalle, welche die gewöhnliche Ausbildung $oP \cdot P \infty \frac{1}{2} P \infty$, tafelig nach oP zeigen. Nach einer Analyse von Dr. H. NIEMEYER, die LENK (8, S. 13) anführt, hat der Schwerspat folgende Zusammensetzung:

| | | |
|-------------------|---------|-------|
| BaSO ₄ | | 96,83 |
| SrSO ₄ | | 1,27 |
| CaSO ₄ | | 0,63 |
| | | 98,73 |

Das spez. Gew. bestimmte LENK zu 4,381.

An den Salbändern der Gänge finden sich noch folgende Mineralien, an den verschiedenen Stellen in verschiedener Menge: Lepidokrokit, Stilpnosiderit, Brauneisenstein, Hydrohämämatit, Braunit, Psilomelan, Wad und Quarz. Ausführliches über ihre Beschaffenheit und die Paragenesis findet sich bei LENK (8, S. 14 ff.).

Der Umstand, daß die Gänge im Bereiche des Grabens Großer Auersberg-Altglashütten-Maria Ehrenberg vorkommen, und daß ihr Streichen mit der Hauptrichtung des Grabens ziemlich zusammenfällt, legt den Schluß nahe, daß wir es hier mit Spalten zu tun haben, die durch die Einbrüche entstanden und später mineralisiert wurden. Auffallend ist es, daß die Erfüllung der Spalten mit Schwerspat nur in der Umgebung des Großen Auersberges stattfand, und daß jenseits der Schwarzen Berge und jenseits des Maria Ehrenberges Schwerspat in dieser Menge nicht mehr vorkommt.

Bis vor einigen Jahren waren auf der NW.-Seite des Großen Auersberges auf verschiedenen Gängen Gruben im Betrieb. Da die Transportkosten zu hoch waren, lohnte es sich nicht mehr weiter zu arbeiten. Seitdem jedoch die Sinntalbahn von Brückenau nach Wildflecken weitergeführt ist, hofft man in absehbarer Zeit

wieder den Betrieb aufnehmen zu können. Auf der SO.-Seite des Großen Auersberges ist schon an verschiedenen Stellen geschürft worden, um die Güte des hier vorkommenden Schwerspats zu prüfen. Auch denkt man daran, die alten Gruben, die gutes Material förderten, durch eine Drahtseilbahn mit dem Großen Sinntale zu verbinden.

Eisenerze.

Außer den schon erwähnten, in Verbindung mit dem Schwerspat auftretenden Eisenerzen, die wegen ihrer im ganzen geringfügigen Menge und ihrer Vermengung mit Baryt keinerlei technische Bedeutung haben, kommen in dem Gebiete auf dem Dammersfeld und am Kleinen Auersberg Eisenerze vor, die früher in den Eisenschmelzen von Kothen und Motten verarbeitet wurden.

Am Nordostabhange des Kleinen Auersberges findet sich ein gelbbrauner toniger Brauneisenstein, der etwas Hämatit eingesprengt enthält und stellenweise reichlich Quarzkörner führt. Auf dem Dammersfeld, zwischen Wiesenhaus und Dreifeldskuppe und zwischen Wiesenhaus und Rückberg, wurde an verschiedenen Stellen ein toniger Brauneisenstein gewonnen, der, nach seinem rötlich-braunen Strich zu urteilen, einen etwas höheren Eisengehalt besitzt wie der Eisenstein vom Kleinen Auersberg. Auch hier sind vereinzelt Quarzkörner eingesprengt.

An beiden Orten gehören die Eisenerze dem Röt¹⁾ an.

Am nordöstlichen Abhange des Kleinen Auersberges und auf dem Dammersfeld, zwischen Wiesenhaus und Dreifeldskuppe, liegen zwar die Pinggen im Bereich des Tuffes, doch ist es nach den Angaben von VOIGT (17, S.72), wonach man bis zu 8 Lachter oder 56 Fuß in die Tiefe drang, wahrscheinlich, daß man den hier wenig mächtigen Tuff durchteuft hatte und sich im Bereiche des Röts befand.

¹⁾ GÜMBEL (6, S. 671) vermutet, daß gewisse roteisenerzführende Lettenschiefer am Kreuzberg, am Kleinen Auersberg und am Dammersfeld der Region der Leberschiefer (Su₁) angehören könnten, es sei jedoch nicht festzustellen. Die Vermutung GÜMBEL's trifft für den Kleinen Auersberg und das Dammersfeld nicht zu, da in diesem Gebiet Leberschiefer überhaupt nicht zu Tage tritt. Für den Kreuzberg hat v. SEYFRIED (12, S. 7) nachgewiesen, daß die Eisensteine im Röt liegen.

Nach VOIGT (17, S. 72) wurde der Bergbau nur kurze Zeit ungefähr in den Jahren 1765—1772 betrieben. Da man immer nur kleine Nester und Nieren antraf, lohnte sich der Abbau nicht: »Oft mußten mehrere Schächte hintereinander abgesunken werden, ehe es glückte, einen dergleichen Nieren zu finden, daher ihre Anzahl sehr hoch gestiegen ist.« Über die Beschaffenheit des Erzes, das in Kothen und Motten verarbeitet wurde, sagt VOIGT (S. 73): »Der Eisenstein war außer seiner großen Strengflüssigkeit von der besten Qualität und zu dem roten tonartigen Eisenstein zu rechnen«.

Mineralquellen.

In dem Tal der Kleinen Sinn bei Kothen, wenige Schritte südlich vom Pilsterstein, tritt eine Mineralquelle zu Tage, die das Trinkwasser für Kothen liefert. Sie hat einen schwach sauren, angenehmen Geschmack, trotz der Spur von Schwefelwasserstoff, die man wahrnehmen kann.

PECHER¹⁾ hat das Wasser untersucht und fand folgende Zusammensetzung:

In einem Liter sind enthalten (in Gramm):

| | | | |
|---|---------|---|---------|
| | | K ₂ O | 0,00160 |
| KCl | 0,00254 | Na ₂ O | 0,00321 |
| NaCl | 0,00646 | CaO | 0,01600 |
| CaSO ₄ | 0,00395 | MgO | 0,00671 |
| CaCO ₃ | 0,02509 | FeO | 0,00450 |
| MgCO ₃ | 0,01409 | MnO | Spuren |
| FeCO ₃ | 0,00714 | Cl | 0,00465 |
| MnCO ₃ | Spur | SO ₃ | 0,00205 |
| SiO ₂ | 0,04740 | CO ₂ geb. | 0,02109 |
| P ₂ O ₅ | Spur | SiO ₂ | 0,04740 |
| N ₂ O ₅ | Spur | P ₂ O ₅ | Spuren |
| freie und halbgebun- | | N ₂ O ₅ | Spuren |
| dene CO ₂ | 0,34379 | Org. Subst. | Spuren |
| Summe | 0,53046 | Summe | 0,10721 |

¹⁾ PECHER, Beiträge zur Kenntnis der Wasser aus den geschichteten Gesteinen Unterfrankens. Verhandlg. d. Phys.-Mediz. Gesellschaft zu Würzburg, Bd. XXI, 1888.

100 Teile Rückstand enthalten v. H:

| | |
|---|--------|
| K ₂ O | 1,50 |
| Na ₂ O | 2,99 |
| CaO | 14,92 |
| MgO | 6,25 |
| FeO | 4,66 |
| MnO | Spuren |
| Cl | 4,33 |
| SO ₃ | 1,91 |
| CO ₂ | 19,67 |
| SiO ₂ | 44,21 |
| P ₂ O ₅ | Spuren |
| Summe | 100,44 |

Das Wasser kommt nicht aus dem Hauptbuntsandstein hervor, wie PECHER angibt, sondern aus dem Unteren Buntsandstein, der nach der verschiedenen Lagerung zu urteilen, sehr gestört ist.

Nach Aussagen von einigen Bewohnern von Speicherz soll im Sinntale, etwa 500—600 m westlich vom Dorfe, ein Säuerling zu Tage treten, der ähnlich schmeckt wie der von Kothen; augenblicklich sieht man nichts von der Quelle, weil sie angeblich von einem Bauern zugeschüttet wurde.

Tektonik.

In dem Aufnahmegebiet haben seit der Ablagerung der triadischen Sedimente bedeutende Schichtenstörungen stattgefunden, die vornehmlich in zwei Richtungen verlaufen: WNW.-OSO. und NNO.-SSW.

Bei Uttrichshausen tritt eine Störungszone in das Kartengebiet ein, die, von Hattenhof, Büchenberg kommend, sich bis zum Großen Auersberg und noch weiter in das Gebiet der Schwarzen Berge verfolgen läßt. Zwei Verwerfungen begrenzen bei Uttrichshausen eingesunkene Parteen von weißem Sandstein (sm₂) und Mittlerem und Oberem Muschelkalk. Es liegt hier ein Grabeneinbruch vor. Östlich von Uttrichshausen ist weißer Sandstein (sm₂) neben roten groben (sm₁) gelegt, und durch eine nordsüdlich streichende Verwerfung davon getrennt findet sich als Fortsetzung

des Grabens Mittlerer Muschelkalk bis Mittlerer Keuper, auch Wellenkalk, in dem man aber keine charakteristischen Bänke feststellen kann. Nicht entscheidbar ist es, ob die Partie von Mittlerem Keuper bei den Grenzsteinen Nr. 409, 410 usw. normal auf dem Unteren Keuper liegt.

Durch eine Querverwerfung wird die Muschelkalk-Keuperpartie gegen eingesunkenen Mittleren Buntsandstein begrenzt, doch konnte die genaue Lage des Sprunges wegen des Gehängeschuttes nicht festgestellt werden.

Weiterhin treten in der Richtung des Grabens nördlich und nordöstlich von Motten Parteen von Muschelkalk und Röt auf, denen sich östlich von Motten weißer Sandstein (sm₂) anschließt. Während westlich von der Streitenbergsmühle die Muschelkalkbänke mit 35° nach NNO. einfallen, liegt südwestlich vom Kretzenhof ein Einfallen der Bänke unter 15° nach SO. vor. Ob es sich hier um bloße Stauchungen im Muschelkalk handelt oder um durch Verwerfungen von einander getrennten Wellenkalkparteen, ist bei dem mächtigen Gebängeschutt nicht zu entscheiden.

Die Verwerfung, die den Muschelkalk ca. 300 m westlich vom Kretzenhof gegen den weißen Sandstein begrenzt, hat wahrscheinlich keine große Sprunghöhe; denn aus der Lagerung des Muschelkalks im Steinbruch südwestlich vom Kretzenhof könnte man vermuten, daß der weiße Sandstein normal unter dem Muschelkalk liegt und die kleine, von Wiesen eingenommene Senke zwischen beiden von Röt gebildet wird. Trotz eifrigen Nachsuchens wurde aber keine Spur von Röt aufgefunden.

Ebenso läßt sich nicht entscheiden, ob am Wiesenhof östlich von Motten der sehr flach nach NW. einfallende Röt normal auf dem weißen Sandstein aufrucht, oder ob eine Verwerfung vorliegt.

Der weitere Verlauf der Störungszone ist durch eine Verwerfung angedeutet, welche den Maria Ehrenberg durchsetzt und hier sowohl wie im Distrikt Köhlerwand weißen Sandstein in ein tieferes Niveau legt, als ihm bei normaler Lagerung zukommt. Ebenso läßt sich nordwestlich von Altglashütten eine Verwerfung feststellen, durch die wiederum weißer Sandstein und Röt unter das normale Niveau zu liegen kommen. Das Gebiet zwischen

Maria Ehrenberg und Altglashütten ist sicher noch von weiteren Sprüngen durchsetzt; doch lassen sie sich im Bereich des Buntsandsteingebietes bei der großen Ähnlichkeit und Mächtigkeit der Schichten und dem Mangel an Aufschlüssen nicht feststellen.

Von Altglashütten kann man nach SO. hin wieder zwei Verwerfungen verfolgen. Die südwestliche Störung, die gegenüber von Altglashütten noch eine Sprunghöhe von 80—90 m besitzt, wird bald unbedeutend und geht am südwestlichen Abhang des Großen Auersberges in eine Flexur über. Die nordwestliche Verwerfung durchsetzt den Großen Auersberg und erstreckt sich, wie SOELLNER (15, S. 13) nachgewiesen hat, noch weiter in das Gebiet der Schwarzen Berge östlich von der Großen Sinn.

Beinahe senkrecht zu der allgemeinen Richtung des Grabens steht eine zweite Störungszone. Von Thalau-Altenhof her kommend tritt von N. eine Störung in das Kartengebiet ein, die in dem Tale der Döllau nordöstlich von Uttrichshausen Oberen Muschelkalk und Unteren Keuper gegen Mittleren Buntsandstein verwirft (bei Grenzstein 2) und weiterhin, östlich von Uttrichshausen, Mittleren Keuper neben Mittleren Buntsandstein legt. Der Sprung, der die Muschelkalk- und Keuperpartien nach O. gegen den Mittleren Buntsandstein begrenzt, ist durch den Gehängeschutt der Wahrnehmung entzogen.

Die Fortsetzung dieser Störungszone läßt sich zwischen dem An-Berg und der Großen Haube an einer Partie weißen Sandsteins verfolgen, und nach einer Mitteilung von Herrn VON SEYFRIED, der die Blätter Oberzell und Altengronau aufgenommen hat, soll sie sich nach SSW. über den Steiger, Oberzell und Mottgers weiter erstrecken.

Eine andere Verwerfung, die von NNO. nach SSW. streicht, bewirkt, daß im Schlupfwald der weiße Sandstein in 400—500 m Meereshöhe zu liegen kommt, während er normal, z. B. auf der Hohen Kammer, erst bei 650—660 m ansteht. Die Verfolgung dieser Störung nach SW. wird unmöglich, weil sie im Grenzwald, westlich von Kothen, in dem mächtigen roten groben Sandstein verläuft, der keine weitere Gliederung zuläßt. Erst SSW. von Speicherz läßt sich wieder ein Sprung feststellen, der von NNO.

nach SSW. streicht und den weißen Sandstein des Sandberges gegen den des Dick-Waldes um ungefähr 30 m verwirft.

Das wechselnde Einfallen des Unteren Buntsandsteins in der Umgegend von Kothen scheint seinen Grund in dem Auftreten von Störungen zu haben. Eine Verwerfung ist östlich vom Schmelzhof vorhanden. Sie beginnt schon in der Köthtrift ungefähr 1 km östlich vom Fuchsenhof bei Motten. Hier schneidet sie den feinkörnigen Sandstein im W. gegen den groben im O. ab, durchsetzt dann den Silberhof-Mottener Graben und verläuft in südsüdwestlicher Richtung weiter bis in den Heeg-Wald östlich von Kothen. Im roten groben Sandstein ist sie hier nicht mehr festzustellen; sie durchsetzt aber wahrscheinlich den ganzen Heeg-Wald, denn auf der Höhe südöstlich von Speicherz, auf der sog. »Ausspann«, deutet das Auftreten von weißem Sandstein auf eine Störung hin, die in derselben Richtung verläuft. Die östliche, von einer zweiten Verwerfung gebildete Grenze des weißen Sandsteins liegt außerhalb des Kartengebietes; es wurde deshalb die Richtung dieser Verwerfung nur durch eine gestrichelte Linie angegeben. Die Sprunghöhe der westlichen Störung beträgt ungefähr 30 m.

Aus dem Vorkommen von weißem Sandstein (sm_2) am West- und Südabhang des An-Berges, südöstlich von Uttrichshausen, mitten im Bereich des roten groben Sandsteins (sm_1), ist auf eine NNW.-SSO. streichende Verwerfung zu schließen. Während der weiße Sandstein am Südabhang des An-Berges, nördlich von der Haubentrift, ziemlich sicher begrenzt werden kann, ist sein Vorhandensein am NW.-Abhang des An-Berges nur durch einzelne dicke Blöcke mit Kieseln angedeutet.

Weitere Störungen, bei denen es allerdings nicht zum Zerreißen des Schichtenverbandes kam, machen sich im Verlauf der Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein bemerklich: Südwestlich vom Dammersfeld (Wiesenhaus) steigt diese Grenze bis auf 775 m, sinkt dann in dem Tälchen nördlich von Altglashütten bis auf 670 m herab, um weiterhin wieder ein ziemlich konstantes Niveau — 690 m — einzuhalten. Ebenso ist am Südwestabhang des Kleinen Auersberges eine Flexur zu beobachten,

die einer Störung in SSW.-NNO.-Richtung entspricht. Sie bewirkt, daß beim Ebertshof Röt auftritt.

Im übrigen Teil des Gebietes ist die Lagerung ziemlich normal, wie man an dem geringen Auf- und Absteigen der Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein sehen kann. Im N. des Gebietes auf der Hohen Kammer und im Haderwald ist der Sandstein schwach nach N. geneigt, während am Kleinen Auersberg, abgesehen von der eben erwähnten Flexur, eine Neigung nach SO. besteht.

Auf der Höhe des Grenzwaldes, westlich von Kothen, haben die Schichten ein Einfallen nach SSW., so daß an der Großen Haube der weiße Sandstein nicht mehr vorkommt. Die Störung zwischen Großer und Kleiner Haube, die v. SEYFRIED (13, S. 598) anführt, ist im Bereiche des Aufnahmegebietes nicht nachweisbar.

Straßburg i. E., 7. April 1910.

| Inhaltsverzeichnis. | | Seite |
|--|--|-------|
| Literatur | | 297 |
| Topographischer Überblick | | 298 |
| Geologische Übersicht | | 299 |
| Buntsandstein | | 299 |
| Muschelkalk | | 304 |
| Keuper | | 307 |
| Tertiär | | 307 |
| Eruptivgesteine und zugehörige Bildungen | | 308 |
| Phonolith | | 308 |
| Plagioklasbasalt | | 311 |
| Nephelinbasalt | | 316 |
| Nephelinbasanit | | 319 |
| Limburgit | | 323 |
| Hornblendebasalt | | 323 |
| Tephrit | | 324 |
| Vulkanische Trümmergesteine | | 324 |
| Einschlüsse im Basalt und in den vulkanischen Trümmergesteinen | | 327 |
| Lagerungsverhältnisse der Basalte und ihr relatives Alter . . | | 328 |
| Quartär | | 332 |
| Nutzbare Mineralien und Mineralquellen | | 333 |
| Schwerspat | | 334 |
| Eisenerze | | 336 |
| Mineralquellen | | 337 |
| Tektonik | | 338 |

Das Diluvium der Mosel.

Ein Gliederungsversuch
von Herrn **A. Leppla** in Berlin.

1. Einleitung.

Seit Anfang der 90er Jahre des vorigen Jahrhunderts bin ich mit Untersuchungen der diluvialen Ablagerungen der Mosel und des Rheins beschäftigt, nachdem ich mich in den 80er Jahren mit den vom Rhein mittelbar abhängigen Flußablagerungen der Nordvogesen, der Blies und Nahe vertraut gemacht hatte. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind z. T. in den von mir veröffentlichten geologischen Karten und Erläuterungen aus dem Moseltal zwischen Mehring und Enkirch (79. Lief. der geol. Spezialkarte von Preußen, Berlin 1901), vom Rheintal zwischen Bingen und Oberwesel (111. Lief. der geolog. Spezialkarte, Berlin 1904) und im älteren Teil in den vom Kgl. Oberbergamt in München veröffentlichten Blättern Speier und Zweibrücken enthalten¹⁾. Der größere Teil der Untersuchungen, d. h. des Moseltales zwischen Sierck und Mehring, von der Saar, der Nahe und vom Rheintal zwischen Oberwesel und Koblenz, liegt nebst den seit etwa 8 Jahren durchgeführten und nahezu vollendeten Aufnahmearbeiten auf der rechten Main- und Rheinseite zwischen Frankfurt und Rudesheim in meinen Notizbüchern und Karten verwahrt. Sie vor Abschluß der Spezialaufnahmen zu veröffentlichen, scheute ich mich, einmal, weil ich glaubte, an ihre Vollständigkeit die größtmöglichen An-

¹⁾ Die Beobachtungen aus dem Bereich des 1:100000teil. Blattes Speier der geol. Karte von Bayern (Kassel 1897) sind von C. W. v. GÜMBEL unter seinem Namen veröffentlicht worden.

forderungen stellen zu müssen, andererseits aber, weil die Altersverhältnisse dieser Erscheinungen noch nicht so zu übersehen waren, wie es für eine möglichst zuverlässige und einwandfreie Deutung verlangt werden mußte. Ich stellte mir als Hauptbedingung, daß die Flußablagerungen des vorbezeichneten Gebietes in eine einigermaßen klare Beziehung zur Vergletscherung entweder der Alpen oder des norddeutschen Tieflandes gebracht werden müßten.

Nun hätte ich mich freilich hierin den bereits in der Veröffentlichung weiter vorgeschrittenen Arbeiten der an der mitelrheinischen Tiefebene beteiligten Forscher in Hessen, Baden und im Elsaß anschließen können. Aber bei den Feldarbeiten mußte ich bald erkennen, daß die für das Gebiet zwischen Main und Rhein von den Herren KLEMM und STEUER durchgeführte Altersbeziehung auch in ihrer späteren Abänderung nicht mit den von mir gemachten Beobachtungen rechts des Mains und Rheins und des Moselgebietes übereinstimmen konnten, weil die Verteilung der in Hessen höchstens 30 m senkrechtes Einschnitten umfassenden 3 Terrassen auf Decken-, Hoch- und Niederterrasse nicht mit dem unmittelbar benachbarten, mehr als 200 m tiefen senkrechten Einschnitten in den Schiefergebirgsstrecken des Rheines und der Mosel und auch im Vorland des Taunus gleichwertig sein konnte, wenn dieses senkrechte Einschnitten in die nämlichen 3 Schotterstufen zerlegt werden sollte.

Die von den Herren THÜRACH und SAUER durchgeführte Altersgliederung in den diluvialen Erscheinungen auf der badischen Seite ließ eine Vereinigung ihrer allgemeineren Fassung wegen eher zu, konnte indes auch nicht, angesichts des Zieles, das ich mir gesteckt hatte, unmittelbar übernommen werden. Im elsässischen Diluvium war wohl durch die Herren VAN WERVEKE und SCHUMACHER ein Anschluß an die alpine Vergletscherung durch gleichlaufende Vorgänge in den Vogesen und an deren Fuß versucht worden, aber seine Übertragung auf die rein fluvialen Erscheinungen meines Arbeitsgebietes schien mir untunlich angesichts der Verschiedenheiten zwischen glazialen und fluvialen Ablagerungen und angesichts der geringen Übereinstimmung mit den benachbarten

Forschungen in Baden und Hessen. Diesen 3 Auffassungen reihten sich am Oberrhein die Forschungsergebnisse der von den Herren PENCK und BRÜCKNER, MÜHLBERG und GUTZWILLER so eingehend erforschten Vergletscherungen des nordwestlichen Alpenvorlandes als vierte an, oder richtiger gesagt, die oberrheinischen Forschungen gingen den mittlrheinischen insofern voraus, als sie die Grundlage für die Deutung der letzteren liefern sollten.

Über die geringe Übereinstimmung der diluvialen Forschungen in den Randgebieten der mittlrheinischen Tiefebene braucht man sich nicht mehr zu wundern, nachdem zur Gewißheit geworden ist, daß hier tektonische Vorgänge bis nahe an die Gegenwart andauerten und das vielleicht oberhalb Basel noch einigermaßen einheitliche Bild der Vergletscherungen und der zugehörigen Fließwassererscheinungen unterhalb Basel bis Bingen verwischten und störten. Von dieser Erkenntnis aus halte ich auch zunächst noch jeden, auch den jüngsten Versuch einer Übertragung der oberrheinischen Diluvialerscheinungen auf niederrheinische Verhältnisse für einen Versuch mit untauglichen Mitteln, wenn er nicht mit einer genauen, Schritt für Schritt vorschreitenden Erforschung verbunden ist. Diese Arbeit erfordert aber nicht bloß die Kraft eines einzelnen, sondern die jahrzehntelange Tätigkeit vieler Geologen.

Es war mir von vornherein klar, daß die Altersdeutung der an der Mosel, am Niederrhein und Untermain beobachteten Ablagerungen vorerst nur in einer Terrassengliederung auf der Karte bestehen konnte, und so habe ich zum ersten Mal eine solche bei meinen Aufnahmen an der Mosel auf der Strecke Mehring-Enkirch durchgeführt. Ich habe sie weiter in den Blättern Rüdesheim-Preßberg und Kaub anwenden können und ohne Schwierigkeiten an der unteren Saar, an der Sauer und in manchen anderen Nebenflüssen der Mosel (Kil, Lieser, Tron usw.), auch an der Nahe und in den Talstrecken der Mosel und des Rheines oberhalb Koblenz wiedergefunden. Weniger bekannt ist mir das Lahnggebiet.

Im Vorland des Taunus jedoch erschienen mir unüberwindliche Schwierigkeiten für einen zweifelsfreien und unanfechtbaren

Anschluß des Diluviums an dasjenige der Schiefergebirgsstrecke in der Tatsache zu liegen, daß rechtsrheinisch auf der Strecke Schirstein-Rüdesheim, von einer sehr jugendlichen Terrasse abgesehen, in der Hauptsache nur aus dem Taunus selbst stammende Ablagerungen vorhanden sind, die unter sich nur wenig Beziehungen, d. h. Anzeichen eines einheitlichen Flusses, aufweisen. Das war der Grund, weswegen ich auf dem Blatt Rüdesheim nicht zu einer vollkommenen Gleichstellung der Ablagerungen oberhalb und unterhalb Rüdesheim gelangen konnte. Nachdem ich die Blätter Eltville, Wiesbaden und Hochheim nahezu abgeschlossen habe, ist in die strittige Frage mehr Klarheit gekommen. Schwierigkeiten bestehen immer noch, weil das Alter der Störungen oberhalb Bingen noch nicht genau festgelegt werden kann, und weil die Erforschung des Diluviums hessischerseits (linksrheinisch) noch nicht vollendet ist.

Von Schirstein zunächst rhein- und dann mainaufwärts zeigen sich rechtsseitig in den Ablagerungen der Diluvialzeit, vornehmlich in den jüngeren, die Wirkungen eines einheitlichen Flusses, des Mains. Die älteren und höheren dagegen lassen sich meist nur auf die Quertäler des Taunus zurückführen.

Die Verhältnisse hier am Untermain, im Taunusvorland und unterhalb Bingen können in ihrem Verhältnis zur Vergletscherung der Alpen nur unvollkommen, und unter sich ohne die genaue Erforschung des linksrheinischen Teiles des Mainzer Beckens, die noch aussteht, überhaupt nicht klar übersehen werden. Ich würde mich bei der Neuherausgabe der Spezialkarten zwischen Frankfurt und Rüdesheim hier auf die Kennzeichnung der Herkunft der einzelnen Schotter und Sande beschränken müssen, wenn nicht von rheinabwärts oder von der niederdeutschen Glazialgeologie aus etwas Klarheit in die alten Terrassenablagerungen gebracht werden könnte.

Außerhalb dieser durch tektonische Vorgänge während der Diluvialzeit bedingten Schwierigkeiten scheinen mir die Talungen des Mains und der Mosel im Rheingebiet zu stehen. Die erstere ist mir, von einigen, aber nicht entscheidenden Ausflügen abgesehen, in ihrem Oberlauf wenig bekannt. Dagegen vermag ich

die Verhältnisse im ganzen Moselgebiet heute einigermaßen zu übersehen, besonders nachdem es mir 1909 vergönnt war, auch das Quellgebiet mit seinen Vergletscherungen kennen zu lernen. Im wesentlichen waren es diese letzteren, die mich bewogen, den Versuch zu machen, die alten Talstufen dieses Flusses in eine zeitliche Beziehung zur Vergletscherung seines Oberlaufes zu bringen. Wenn ich diesen Versuch an der Mosel wage, so geschieht dies aus der Erkenntnis heraus, daß die Mosel in der Diluvialzeit, wenigstens in der jüngeren, eine glazial-fluviale Einheit bildete, im Gegensatz zum Rhein und zu den nach dem nordischen Inlandeis gerichteten deutschen Flüssen.

2. Die Vergletscherung der französischen Hochvogesen.

Die Vergletscherung¹⁾ des oberen Moseltales oder der westlichen Hochvogesen zeigt zunächst zwei Hauptzüge, die deckenartige Vergletscherung der Hochfläche der französischen Vogesen, vom Kamm nach W. und SW. gerichtet, und sodann die lineare Vergletscherung der Täler der Mosel und ihrer Nebenflüsse, der Moselotte, Rouchot und Cleurie.

Die Vergletscherung der Hochfläche hat ihre Wurzel an dem vom Elsässer Belchen (1246 m) bis zum Hohneck (1361 m) reichenden Kamm.

Es liegen vorerst keine sicheren Anzeigen dafür vor, daß die Kammstrecke vom Hohneck bis zum Weißen See nach W. zu in das Quellgebiet der Meurthe Gletscher aussandte. Das bleibt in mancher Beziehung auffällig, weil die Höhenverhältnisse (>1200 m) dieses Abhanges nicht wesentlich von den weiter südlich gelegenen abweichen und die Hänge nach O. zum Rhein sichere Gletscherspuren tragen. Es ist auch mir nicht möglich gewesen, in der

¹⁾ Das Blatt Lunéville der »Carte géologique détaillée de la France« gibt am Westabhang der Vogesen zwischen Saar und Meurthe pliocäne Schotter, Kiese und Sande an (P₁ der Karte). Ich möchte nicht verfehlen zu bemerken, daß die Ablagerungen bei Vacqueville und Petitmont z. T. mit Gehängeschutt und ähnlichen jugendlichen Bildungen, von konglomeratischem Buntsandstein herrührend, z. T. mit diluvialen Anschwemmungen größere Ähnlichkeit als mit Pliocän zu haben scheinen.

weiteren Umgebung von St. Dié und in dem talaufwärts gelegenen Gelände sichere Gletscherspuren nachzuweisen¹⁾.

Vom südlichen Kamm aus bedecken die Gletscherwirkungen in Form von Findlingen die Abdachung nach Westen und Südwesten bis gegen 350 m Meereshöhe in dem oberen Zuflußgebiet des Doubs und der Saône herab, hier aber vornehmlich in Form der eigenartigen Oberflächenformen im Granitgebiet, verwaschenen Rundhöckerbildungen, kleinen abflußlosen Becken mit Wasser- und Sumpfausfüllung usw. In ausgezeichneter Weise tritt dieser alte Gletscherboden auf den Hochflächen zwischen 300–800 m auf der linken Seite der oberen Mosel zwischen dem Breuchin- und Oignontal auf; er erstreckt sich aber auch weiter nach Westen bis zum Rand des Urgebirges, bis zur Combeauté und der Augrogne. Rechts von der oberen Mosel bedecken Findlinge die Hochflächen bis zu 400 m Meereshöhe herab, selbst über das Tal der Vologne hinaus. Die ausgezeichnete Arbeit des Herrn DE LAMOTHE²⁾ hat die älteren Forschungen durch eigene und eingehende Beobachtungen ergänzt und uns in einer Karte ein zuverlässiges Bild von der Ausdehnung dieser am höchsten gelegenen Vergletscherung gebracht. Außerdem hat Herr DELEBEQUE³⁾ eine übersichtliche Darstellung der glazialen Erscheinungen der Südvogesen veröffentlicht, die mir von großem Wert war. Es ist klar, daß ich den ausführlichen tatsächlichen Mitteilungen des Herrn DE LAMOTHE über das Diluvium der oberen Mosel nicht Gleichwertiges an Beobachtungen an die Seite zu stellen habe.

¹⁾ Ein Aufschluß südlich von der Ferme »Le Bozey« an der Straße St. Dié-St. Léonard zeigt rd. 8 m mächtigen, weißen ungeschichteten Schutt meist von kantigen Buntsandsteinblöcken mit einer Zwischenmasse von lockerem entfärbtem Sand und Geröllen aus dem Vogesensandstein (Milchquarz, Quarzit, Lydit), vereinzelt auch granitisches Material. Die Ablagerung hat manche Ähnlichkeit mit einer Moräne, zeigte aber keine entscheidenden Merkmale, wiewohl ich auch ein gekritztes Gerölle darin fand. Auf der geologischen Karte ist die Ablagerung nicht angegeben.

²⁾ DE LAMOTHE, Note sur les terrains de transport du bassin de la Hte Moselle. Bull. soc. géol. de France, 3^e sér., t. XXV, 1897.

³⁾ DELEBEQUE, A., Contribution à l'étude du système glacière des Vosges françaises. Bull. des services de la carte géol. de la France, vol. XII, No. 79, Paris 1901.

Wesentlich aus diesen Arbeiten und meinen eigenen Beobachtungen in der Natur mußte ich den Eindruck gewinnen, daß diese vom Kamm der Südvogesen nach W. und SW. bis gegen 350 m Meereshöhe herabreichenden Gletschererscheinungen einer im wesentlichen vor dem Einschneiden der Täler vorhandenen Eisdecke zugeschrieben werden muß. Ob die im Moseltal unterhalb Remiremont bis gegen 400 m Meereshöhe herab auf der Trias festgestellten Findlinge granitischer Gesteine in der Tat von der älteren Deckenvergletscherung herrühren und überhaupt noch unmittelbar glazialer Entstehung sind, möchte ich nicht als sicher gelten lassen. Ein großer Teil dieser Blöcke kann nachträglich durch Fließwasser aus den alten Moränen weiter abwärts getragen sein (z. B. unterhalb Eloyes zu beiden Seiten der Mosel bei Pouxieux, Arches, Mossoux, Jarménil usw.), allerdings nicht durch die Fließwasser der Talvergletscherung, sondern durch diejenigen der alten Deckengletscher¹⁾. Die Talvergletscherung erreichte bei Eloyes ihr Ende und bereits den heutigen Talboden.

Bevor ich auf diese letztere näher eingehe, möchte ich nicht unterlassen zu erwähnen, daß ich den vom Elsässer Belchen nach Süden zum Tal der Rabin und Savonneuse (Giromagny) gewandten Teil der Glazialbildungen nicht gesehen habe und daher außerhalb meiner Betrachtungen lassen muß. Meine eigenen Beobachtungen erstrecken sich mehr über die Nachbarschaft des Moseltales.

Aus der angegebenen Ausdehnung der Deckenvergletscherung, ihrer Neigung und aus der Neigung und Richtung der Schmelz- oder Fließwässer muß man schließen, daß das heute nach NW. gerichtete Moseltal vom Kamm der Vogesen ab bis Epinal damals noch keine erhebliche Vertiefung besaß und daher nicht imstande war, dem fließenden Eis seine Richtung aufzudrängen. Man sieht

¹⁾ Herr DE LAMOTHE hat in der angegebenen Abhandlung von 1897 die Fließrichtung der alten Schmelzwässer aus der Deckenvergletscherung bereits angedeutet und gezeigt, daß sie in der Hauptsache wie das Eis nach SW. und W. in das Flußgebiet der oberen Saône (Breuchin, Augrogne) gerichtet waren. Man könnte daher diese Talungen allerdings mit ebensoviel Recht als das alte Bett der Saône bezeichnen.

das Hauptgefälle des Deckengletschers nach SW. zur Saône gerichtet. Anders in einer späteren Zeit.

Verfolgt man das Moseltal von dem Knie bei St. Maurice unterhalb Bussang oder die Moselotte von Cornimont abwärts, so fällt eine Erscheinung in dem Landschaftsbild und in den Oberflächenformen scharf in die Augen. Das ist die Nacktheit des Bodens, der Mangel an Schutt und Verwitterung, die Rundhöcker und die bucklige Form der tieferen Gehängestrecken. Beim Anblick dieser Landschaft erinnerte ich mich sofort an die Beschreibungen der alten Gletscherlandschaft in den Urgebirgsgebieten Schwedens und Finnlands und an die Formen, die ich in den Zentralalpen im Urgebirge gesehen hatte. In einem Vortrag des Herrn DAVIS in der Deutschen geologischen Gesellschaft (1908) hat der genannte Geograph ein schematisches Bild von der Ausräumung eines Tales durch einen Gletscher entworfen, das in den Formen, in den Querriegeln, in den Seebecken, selbst in der Anlage der Hängetäler dem Landschaftsbild des oberen Moseltales zwischen St. Maurice und Eloyes durchaus entspricht.

Das obere Gehänge des Moseltales (Hochtal) zeigt breite, runde, ruhige Hangformen und ist meist mit Wald bestockt. Nur selten sieht man hier Felsen und Klippen, der Boden ist meist ziemlich tiefgründig verwittert oder in Verwitterung begriffen. Nähert man sich der Talsohle (Tieftal), so verschwindet der Wald ziemlich plötzlich, die Gehängeformen werden unruhig, es treten gerundete Felsen und Klippen auf, dazwischen kleine Vertiefungen und Einmuldungen, die Bepflanzung ist sehr unregelmäßig und besteht in kleinen Waldstücken und Hecken neben Matten, Wiesen und Ackerland in sehr häufigem Wechsel. In manchen Mulden und abflußlosen Vertiefungen, wie sie die tieferen Gehängestrecken auch aufweisen, liegen wenig mächtige Schotter oder einzelne runde Blöcke in dem moorigen Boden. Diese Oberflächenformen und ihre Bebauung zieht sich bis zum Fluß herab, und an zahlreichen Orten treten mitten aus der Talsohle runde Felsen und Klippen als Riegel empor, die vom Fluß durchschnitten werden mußten. Es macht in vielen Fällen durchaus keine Schwierigkeit, die von Schutt befreite und

ausgeräumte Rundhöckerlandschaft des Tieftales am Gehänge scharf zu begrenzen und auch auf der 1:80000teiligen französischen Karte festzulegen. Obschon diese ihres kleinen Maßstabes wegen die Kleinformen des Geländes nur schwer noch auszudrücken vermag, so wird man doch die ausgeräumte Rundhöckerlandschaft im Moseltal unterhalb Le Thillot und im Tal der Moselotte unterhalb Cornimont bereits angedeutet, unterhalb Rupt (Moseltal) und unterhalb Thiéfosse an der Moselotte aber aufs deutlichste dargestellt finden, besonders zwischen Vécoux und Dommartin (Moseltal) und zwischen Thiéfosse, Vagnex und St. Amé (Moselotte) auf beiden Talseiten. Die letztgenannte Talstrecke steht an Deutlichkeit und Schärfe der Rundhöcker und Ausräumung gegen die Zentralalpen nicht zurück und bietet höchst eigenartige und seltsame Bilder.

Ich schätze die senkrechte Erhebung des ausgeräumten unteren Gehänges auf rd. 150 m über der Talsohle; sie mag stellenweise darüber hinausgehen oder darunter bleiben. Gegen die Vereinigung von Mosel und Moselotte senkt sich die obere Grenze der Erscheinung, und bei Remiremont dürfte sie kaum noch 100 m senkrechte Höhe erreichen. Mit unverminderter Deutlichkeit hält sie aber noch unterhalb Remiremont zu beiden Talseiten, besonders aber am rechten Gehänge an, allerdings sich immer mehr verschmälernd. Unmittelbar vor Eloyes (rechtes Ufer der Mosel) hören Ausräumung und Rundhöcker am unteren Gehänge auf; ihre obere Grenze mag sich in Eloyes mit der Talsohle schneiden.

Nicht einen Augenblick war ich im Zweifel, daß ein derartiges ausgeprägtes Oberflächenbild nur in Vergleich gezogen werden kann mit der Ausräumung des Schuttes und der Abschleifung durch die Gletscher, wie wir sie in den Zentralalpen sehen. Das Landschaftsbild des Moselottetales bei St. Amé und Thiéfosse zeigt Abschleifung der Felsen in breitester Ausdehnung. Berücksichtigt man noch dazu, daß viele Felsen der Rundhöcker innerhalb der Ausräumung¹⁾ poliert und geglättet sind, so kann

¹⁾ Ich konnte bei Seux, rechts der Mosel, Abschleifung an Felsen beobachten.



m. E. kaum ein Zweifel darüber aufkommen, daß durch die Täler der oberen Mosel von St. Maurice und der Moselotte von Cornimont ab ein Gletscher bis Eloyes gereicht hat, dessen abtragende Wirkung und ausräumende Tätigkeit im oberen Tal vielleicht 100—150 m, bei Remiremont vielleicht 100 m und bei Eloyes 0 m über die heutige Talsohle sich erstreckte.

Dieser Folgerung kommen nun der Wall und die Wallreste im Moseltal zwischen St. Nabord und Eloyes noch zu Hilfe. Den von COLLOMB, HOGARD, BLEICHER, DE LAMOTHE, DELEBEQUE, LORIÉ¹⁾ und anderen Forschern viel beschriebene bogenförmige, 40—50 m hohe, das Tal absperrende Blockwall von Noir Gueux bei Longuet kann ich nur als eine Stirnmoräne ansehen, die sich 2—3 km von dem wirklichen Ende dieses Moselgletschers entfernt oder hinter diesem zurückbleibt. Damit schließe ich mich der großen Mehrzahl der Forscher an und kann von einer eingehenden Begründung absehen, weil sie nichts wesentlich Neues bringen könnte. Hervorheben will ich aber noch, daß ich mit den Herren DELEBEQUE und LORIÉ die westlich der Straße von St. Nabord nach Pouxoux unterhalb des Walles von Noir Gueux auftretenden beiden schmalen Blockrücken von kaum 200 m Länge, aus der später zu erwähnenden Terrasse emporragend, ebenfalls als Reste von Stirnmoränen oder richtiger als Übergangsstücke von Seiten- zu Stirnmoränen ansehen muß. Die am meisten talabwärts gelegene entfernt sich vom Wall von Noir Gueux rd. 1,5 km und bleibt vielleicht 1 km von dem oben aus der Ausräumung gefolgerten Ende des Moselgletschers bei Eloyes zurück. Beide Wallstücke können also nicht die eigentliche Endmoräne an der Stirn des Gletschers darstellen, wenngleich sie, wie der Wall von Noir Gueux, ihr sehr nahe kommen müssen.

Die Einwürfe, die Herr DE LAMOTHE²⁾ gegen die Moränenatur des Walles von Noir Gueux (Schichtung, Mangel an gekritzten Geschieben, an Gletscherschlamm, runde Form der Blöcke

¹⁾ Observations supplémentaires sur le quaternaire de la Lorraine et des Vosges. Bull. de la soc. belge de géologie 1899, t. XIII. Bruxelles 1900, p. 164.

²⁾ a. a. O. S. 419—424.

u. a.) erhebt, und die Erklärung des Walles, den er als Schuttkegel (cônes de dejection ou d'éboulis) zweier rechts der Mosel einmündender Täler ansieht, kann ich mir nicht aneignen. Das nahezu 1 km lange, am besten erhaltene Stück des schmalen Blockwalles liegt auf der linken¹⁾ Moselseite und hat in den äußeren Oberflächenformen auch nicht einmal annähernd das Aussehen eines Schuttkegels. Der Rücken des Walles ist unregelmäßig bucklig, meist schmal und gratartig und kann weder einer Terrasse noch einer anderen Flußaufschüttung zugeschrieben werden, wenn auch die meisten Geschiebe aus den Graniten der engeren Nachbarschaft oberhalb des Walles stammen. Ich habe mir zum Vergleich inzwischen noch die Seiten- und vielleicht auch Stirnmoränen der heutigen Gletscher im Montblanc-Massiv (Glacier d'Argentières, Glacier du Tour, Mer de Glace) angesehen, deren Material aus ähnlich zerfallenden granitischen Gesteinen besteht. Auch hier zeigen sich runde und kantige Blöcke in wirrer Schichtung, aber auch mit einzelnen Zwischenlagen von feinerem, geschichtetem Material. Die unregelmäßigen Kammlinien trifft man in den Seitenmoränen der heutigen Gletscher ebenso. Gekritzte Geschiebe habe ich am Montblanc in den heutigen Seitenmoränen auch nicht gefunden. Im ganzen besteht sonach eine große Ähnlichkeit zwischen dem granitischen Moränenmaterial der Gegenwart und dem des Walles von Noir Gueux.

Ich komme zu dem Schluß, daß durch die Täler der Mosel sicher von St. Maurice ab und der Moselotte sicher von Cornimont abwärts ein heute noch in der Ausräumung des Schuttes, in der Abschleifung und Rundhöckerbildung der Unterlage deutlich kenntlicher Gletscher herabkam, der bis Eloyes im Moseltal herabreichte, und der beim Rückzug räumlich kurz vor seinem Ende in dessen unmittelbarer Nähe mehrere Stirnmoränen zurückließ²⁾.

¹⁾ Die tiefste Seitenschlucht, wie sie für die Aufschüttung des Walles vielleicht in Betracht kommen müßte, liegt indes am rechten Gehänge.

²⁾ Die zahlreichen Schuttanhäufungen am Rande des großen Moselgletschers an der Ausmündung der Seitentäler, z. B. an der Mosel bei Le Thillot, Remanvillers (Romainviller), Rupt, Xoarupt, Bemonte bei St. Amé, Remiremont, Suches u. a. O. sind teils als Seitenmoränen (DELEBEQUE), teils als Delta jener

Die Spuren dieser Vergletscherung oberhalb St. Maurice oder Cornimont scheinen durch jüngere Glazialbildungen verdeckt zu sein. Sie sind jedenfalls nicht sehr deutlich. Dasselbe trifft auf das Cleurietal zu, in dem ebenfalls andere Glazialbildungen die vorbezeichnete Talvergletscherung verdecken.

Damit komme ich auf die eiszeitlichen Erscheinungen in den oberen Zuflüssen der Mosel aus diesem Gebiet. Durch die älteren Untersuchungen von HOGARD, COLLOMB, CH. GRAD, aber auch durch die neueren der Herren VÉLAIN, BLEICHER, DE LAMOTHE, DELEBEQUE und LORIE sind in den dem Kamm benachbarten Talstrecken und zwar sowohl der Mosel bei Bussang, der Moselotte bei und oberhalb La Bresse im Chajouxal, vor allem aber im Oberlauf der Vologne über den Lac de Longemer, Lac de Gerardmer bis weit in das Cleurietal herab, Grund-, Seiten- und Stirnmoränen-artige Bildungen nachgewiesen worden¹⁾.

Es liegt nicht im Zweck dieser Ausführungen, neue Beiträge zur Kenntnis dieser Ablagerungen zu bringen. Meine einzelnen Beobachtungen und Notizen kann ich vielleicht später den Forschern zugänglich machen. Ich will nur erwähnen, daß ich von ihrer glazialen Entstehung und von derjenigen der Seen durchaus überzeugt bin und den ausgezeichneten Forschungen meiner Vorgänger nichts Wesentliches hinzuzufügen habe.

Was mich veranlaßt, diese glazialen Bildungen in den Quellgebieten der Moseltäler überhaupt zu berühren, ist das Bestreben, darzutun, daß diese Gletschererscheinungen zum min-

Seitentäler, gewissermaßen als Stauaufschüttungen, angesehen worden. Diejenigen, die mir zu Gesicht gekommen sind, zeigen mehr die Zeichen der letzteren, und ich möchte für die Erklärung mancher dieser Schuttmassen mich mehr Herrn DE LAMOTHE als Herrn DELEBEQUE anschließen. Gewiß — der Wall von Suches hat mehr das Aussehen von Seitenmoränen, der von Remanvillers und Le Thillot mehr Deltacharakter. Beide Ablagerungen scheinen gemischt zu sein.

¹⁾ Das V-förmige Tal der Vologne von Gerardmer bis Granges hat mehr das Aussehen eines rein fluvialen Erosionstales als das eines alten Gletscherbettes. Auch die Schotter von Granges an der Ausmündung scheinen mir mit Herrn DE LAMOTHE mehr für einen Schuttkegel (Delta) als für eine Moräne zu sprechen. Daß der von Longemer herabkommende Gletscher in die Schlucht der Vologne bis Kichompré herangereicht hat, erscheint mir wahrscheinlich,

desten jünger als die Höchstaudehnung des großen Moselgletschers von Eloyes und Noir Gueux sein müssen. Sie liegen in den Anfängen der nämlichen Täler, aus denen auch die große Vergletscherung stammt, müssen also unbedingt jünger sein als diese. Der große Moselgletscher hätte sonst die glazialen Ablagerungen in den oberen Quellgebieten natürlich ebenso weggeräumt, oder mindestens ihre Oberflächenformen verwischt, wie in den unteren Talstrecken. Wohl aber könnten gewisse Glazialbildungen der Quellflüsse teilweise Rückzugstafeln des großen Moselgletschers sein; Anzeichen vom Vorrücken fehlen auch nicht.

Das frische unverwitterte Aussehen der Ablagerungen im Val de Chajoux, zwischen Longemer und Saut des Cuves, dann zwischen Gerardmer und Le Tholy, die Stauseebildung und die Beschränkung auf die Quellflüsse veranlassen mich zu der Annahme, daß hier Erscheinungen vorliegen, die unter allen Umständen jünger als der große Moselgletscher von Eloyes und Noir Gueux sein müssen. Ob zwischen beiden ein sogenannter Interglazial- oder Interstadialzeitraum liegt, muß ich späteren Untersuchungen zu entscheiden überlassen¹⁾. Die große Zahl von Moränenwällen in einzelnen Hochvogesentälern (BLEICHER zählt z. B. 32 auf 5 km Talstrecke im Chajoux-Tal), wie sie auch die Häufigkeit der Stauseen und Torfbecken bei Le Tholy beweist, läßt auf mehrfachen Schwanken und staffelförmiges Zurückweichen der jüngsten Vergletscherung schließen, ein Bild, das im strengen Gegensatz zu dem fast staffellosen Rückzug des großen Moseltalgletschers steht. Oberhalb Noir Gueux, also im größten Teil des Mosel- und Moselottetales, fehlen Anzeichen von Stirn- und Rückzugstafeln bis nach St. Maurice und Cornimont fast ganz.

Aus der kurzen und daher keineswegs erschöpfenden Darstellung der glazialen Erscheinungen im oberen Moselgebiet möchte ich den Schluß ziehen, daß hier jedenfalls 3 in ihrem Alter

¹⁾ Nicht alle Diluvialbildungen in dem vergletscherten oberen Cleurie- und Volognetal sind glazial, an fluviatilen Aufschüttungen, Deltabildungen fehlt es zwischen dem Lac de Gerardmer und Le Tholy keineswegs,

von einander deutlich zu unterscheidende Vergletscherungen vorliegen und zwar:

1. die große Decken- und Hochtal-Vergletscherung der westlichen Südvogesen nach SW. und W. zur Saône hin;
2. der große Moselgletscher des Tieftales mit seinem Ende bei Eloyes und seinen Stirnmoränen bei Noir Gueux;
3. die jüngere Vergletscherung in den Quellgebieten der Mosel, Moselotte, Vologne und Cleurie von geringerer Erstreckung als vorige, ausgezeichnet durch ihre Grund-, Seiten- und Stirnmoränen und Stauseen.

Es hat keine sonderlichen Schwierigkeiten, sich vorzustellen, daß in der unter 1. genannten Erscheinung eigentlich zwei getrennte stecken müssen; nämlich zunächst eine rein flächenhafte Eisbedeckung, die sich vom Kamm der Vogesen allmählich über die einförmige Hochfläche gegen Burgund hinabgesenkt hat, also eine dem Inlandeis im kleinen zu vergleichende Eismasse. Ihre flächenhafte Verbreitung würde voraussetzen, daß das Moseltal noch nicht vorhanden war, daß sie diesem also auch nicht folgen konnte. Das zweite, jüngere Stadium wäre ein Moselgletscher, der der oberen Hälfte des Hochtales der heute rd. 300 m tiefen Talrinne bis gegen Remiremont und noch darüber hinaus gefolgt sei, vielleicht auch durch die Pässe von Chatel Lambert, nach Servance ins Oignontal und vom Mont de Fourches ins Breuchintal usw. neue Verbindungen nach SW. und W. zur Saône gesucht habe. Im allgemeinen müßte aber diese Phase ihre Hauptrichtung in höherem Grad dem heutigen Moseltal entlang nach W. und NW. genommen haben als die erste reine Hochflächen-Vergletscherung zur Saône. Beide Phasen genau auseinanderzuhalten, kann ich nicht einmal versuchen; sie ergeben sich lediglich aus dem Nacheinander in der Oberflächengestaltung, in der Talbildung und in dem Verhältnis zu dem wesentlich jüngeren, großen Moselgletscher von Eloyes, dessen Bett mindestens

rd. 300 m unter der flächenhaften ältesten Deckenvereisung lag¹⁾. Zu diesem Gliederungsversuch möchte ich bemerken, daß bereits BLEICHER und BARTHÉLEMY 1893 eine Vierteilung der Gletschererscheinungen in den Hochvogesen versucht haben, die in den beiden jüngeren Stadien wesentlich mit der meinigen zusammenfällt²⁾.

Nun wirft sich die Frage auf, wie verhalten sich die im Vorhergegangenen skizzierten Erscheinungen zu der unmittelbar benachbarten Vereisung der nordwestlichen Schweiz, wie sie durch die Herren MÜHLBERG³⁾, GUTZWILLER⁴⁾ u. A. im besonderen und durch die Herren PENCK und BRÜCKNER⁵⁾ als Teilerscheinungen der gesamten Alpenvergletscherung geschildert wurden.

Es hat den Anschein, als ob sich die 3 oder 4 Abschnitte in der Eiszeit der französischen Hochvogesen ohne Schwierigkeit in die von den Herren PENCK und BRÜCKNER für die NW.-Schweiz aufgestellte Einteilung einfügen lassen. Die ältere, den Abhang des Gebirges nach S. und SW. gegen Burgund zu in flächenhafter Ausdehnung bedeckende Vereisung dürfte der ältesten Alpenvereisung vor der Talbildung zeitlich am nächsten stehen und räumlich ihr vielleicht sogar sehr nahe gekommen sein, da auch der 1. alpinen Vereisung (Günz-Eiszeit) eine Erstreckung z. T. über den Schweizer Jura hinweg bis nach Burgund zugeschrieben wird. Auf die Gründe, die für eine zweite, schon mehr dem Moseltal folgende, aber immerhin z. T. auch noch nach S. und SW. gewendete Vergletscherung des Hochtalglet-

¹⁾ Ich möchte es nach dem Verlauf der oberen Grenze der Ausräumung und Rundhöcker des großen Moselgletschers vorerst für ausgeschlossen halten, daß dieser jene Pässe erreicht und Ausläufer bis nach SW. zur Saône gesandt hat. Daß die Stirnmoränen vom Col de la Demoiselle hierher gehören, erscheint nicht unmöglich.

²⁾ Association française pour l'avancement des sciences. Congrès de Besançon. Paris 1893.

³⁾ Geotektonische Skizze der NW.-Schweiz. Livret guide géol. 1894. — Der Boden von Aarau. Aarau 1896.

⁴⁾ Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verh. Bas. Nat.-Gesellschaft 1894.

⁵⁾ Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1903—1908.

schers sprechen können, habe ich im Vorhergehenden bereits hingewiesen. Sonach könnte man wohl auch eine Vertretung der 2. alpinen oder Mindel-Eiszeit in den französischen Hochvogesen finden. Ich gebe aber gern zu, daß die Zerlegung der älteren und hochgelegenen Gletschererscheinungen in den Hochvogesen in zwei Abschnitte mehr aus räumlichen und regionalformengebenden Gesichtspunkten heraus gefolgert ist, als aus wirklichen Beobachtungen, die das Nacheinander beider Erscheinungen einwandfrei beweisen können. Wenn für die Bildung der oberen Hälfte der Moseltalrinne St. Maurice-Remiremont ein anderes Agens als Eis- und Schmelzwasser gefunden wird, verliert die Aufstellung einer 2. (Mindel-)Eiszeit an Bedeutung. Wirkungen der Interglazialzeiten sind im oberen Moselgebiet noch unbekannt.

Klar und deutlich hebt sich der große Moseltalgletscher (Tieftal) mit seinem Bett und seiner Höchstaudehnung aus dem Diluvialbild der Hochvogesen heraus. Berücksichtigt man, daß sich die 3. oder Riß-Eiszeit in den nahen Zuflußgebieten des Rheins oberhalb Basel zeitlich und räumlich in ihrer stärkeren Vertiefung von der 2. (Mindel-Eiszeit) mehr entfernt als von der 4. oder Würm-Eiszeit, daß weiter die letztere in ihrer räumlichen Ausdehnung im alpinen Vorland der Schweiz erheblich hinter der 3. (Riß-)Eiszeit zurückbleibt, so können diese Verhältnisse ohne weiteres auf die Hochvogesen übertragen werden. Der große Moselgletscher von Eloyes entfernt sich von den Vorgängern zeitlich erheblich weiter, als die jüngere Vergletscherung der oberen Hochvogesentäler von jenem.

Hervorheben will ich übrigens hier, daß ich die Vertiefung der Täler sowol in der vergletscherten Strecke wie weiter unterhalb nur zum geringen Betrag auf die Wirkung des Eises und der Schmelzwassermengen, zum größern Teil vielmehr auf das während der Eiszeit vermehrte Gefälle zurückführen möchte. Es setzt entweder eine Hebung der Talung oder eine Senkung des Mündungsgebietes voraus. Beide Möglichkeiten verliehen der Abtragung und dem Fließwasser eine größere Stoß- und Fortbewegungskraft und mußten das senkrechte Taleinschneiden gegenüber der seitlichen

Abtragung bevorzugen. Darnach würden die tektonischen Bewegungen zwischen Mündungsgebiet und Oberlauf in der Hauptsache in die ältere Eiszeit und besonders zwischen die 2. und 3. (Mündel- und Riß-)Eiszeit oder in die Mittlere Terrassengruppe entfallen. In ihr kommt im Mosel- und Unter-Rheintal die senkrechte Talvertiefung weit mehr zum Ausdruck als die seitliche Abtragung, wie ein Blick auf die große wagerechte Ausdehnung der Oberen und die geringe der Mittleren Terrassengruppe lehrt. Das scharfe und fast unvermittelte senkrechte Einschneiden nach der sog. Hauptterrasse (120 m ü. Flußbett) setzt eine ziemlich plötzliche und starke Verschiebung zwischen Mündung und Oberlauf voraus. Diese Bewegung muß sich dann gegen die Untere Terrassengruppe zu allmählig stark vermindert haben. Ob die tektonische Bewegung eine Senkung im Mündungsgebiet oder eine Hebung im Oberlauf (Schiefergebirge, Lothringen mit Vogesen) war, soll hier nicht weiter erörtert werden.

Die jüngere Vergletscherung bleibt erheblich hinter dem großen Moselgletscher an Ausdehnung zurück und hat eine kaum nennenswerte Vertiefung der von ihr nicht bedeckten Talstrecke zu erzeugen vermocht. Ja es ist nicht unmöglich, daß, ähnlich wie in der Nordwestschweiz, das Bett des großen Moselgletschers bereits an manchen Stellen tiefer ausgehöhlt war, als die zeitlich nachfolgenden Wirkungen der jüngeren Quellgebietsvergletscherung es zustande bringen konnten. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß der Untergrund der Alluvialebene des Moseltales oberhalb Eloyes abflußlose Becken und Auskolkungen oberhalb der verschiedenen Querriegel im Tal zeigt. Auf weitere Ähnlichkeiten in der Vertiefung des Moseltales während der verschiedenen Vergletscherungen mit den Erscheinungen im oberen Rheintal will ich hier nicht eingehen.

Die Vergleiche der zeitlichen und räumlichen Abstände des großen Moseltalgletschers und der Erscheinungen in den Quellflüssen mit dem benachbarten Glazialgebiet der Aare-Reuß-Limmat sprechen ohne weiteres dafür, daß der erstere als Vertreter der 3. oder Riß-Eiszeit angesehen werden kann

und die Vergletscherung der Quellflüsse als jüngste der 4. oder Würm-Eiszeit ungefähr gleichkommt.

Damit wäre zwischen den Hochvogesen und dem nahen Vorland der Alpen eine leidliche Übereinstimmung in den Vorgängen während des Diluviums wahrscheinlich gemacht und anscheinend eine Grundlage geschaffen worden, die für die Beurteilung der Altersverhältnisse der Fließwassererscheinungen im Unterlauf der Mosel bisher gefehlt hat. Es wird zu prüfen sein, ob damit auch eine Brücke zu den Wirkungen des Inlandeises der norddeutschen Tiefebene geschlagen werden kann.

3. Die alten Talstufen (Terrassen) der Mosel.

Die Fließwasserbildungen innerhalb des jüngsten Gletschergebietes der Quellflüsse sind durchweg nur von örtlicher Bedeutung und daher außer Anschlag geblieben. Es genügt, wenn ich hier hervorhebe, daß sich unterhalb dieses Gletschergebietes im Mosel- und Moselottetal eine aus Flußschottern aufgebaute Talstufe 10—15 m über das Moselbett erhebt und ihm gleichläuft bis in die Nähe der Vereinigung beider Flüsse. Hier setzt eine von Herrn DE LAMOTHE als Stausee-, von Herrn DELEBEQUE als Delta-bildung angesehene Ausfüllung von meist schräg geschichteten Sanden ein, die bis zum Blockwall von Noir Gueux anhält und wegen ihrer annähernd wagerechten Oberkante (rd. 405 m) in der Tat als eine Aufstauung und Ablagerung von feinerem Gesteinschutt oberhalb der Stirnmoräne von Noir Gueux wohl angesehen werden muß. Mit Herrn DE LAMOTHE bin ich einverstanden, wenn er innerhalb der »île montagneuse des Vosges«, dem Gebiet des granitischen Grundgebirges an der oberen Mosel, keine weiteren Terrassenspuren beobachten konnte¹⁾.

Ganz andere Erscheinungen zeigen sich nun unterhalb der Stirnmoräne von Noir Gueux. Unmittelbar unter ihr legen sich auf dem linken Moselufer 2 unter sich scharf getrennte Talstufen

¹⁾ DE LAMOTHE, Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône Bull. soc géol. de France 4^e sér., t. I, 1901, 310.

an sie an, von denen die höhere 30–35 m, die tiefere rd. 20 m das Moselbett überragt. Eine dritte noch tiefere, vielleicht 8–10 m über das Bett erhobene Terrasse legt sich rd. 2 km unterhalb des Walles bei Eloyes links an den Fluß an. Man kann sagen, daß sich diese 3 Talstufen mit Unterbrechungen von Eloyes nahezu in annähernd gleichen Höhenlagen bis Koblenz fortsetzen, allerdings mit der Einschränkung, daß die oberste dieser 3 Stufen nicht so häufig sichtbar wird als die mittlere und tiefere. Das erklärt sich durch das rückschreitende Einschneiden des Tales, das die meist gänzliche Wegnahme eben gebildeter Aufschüttungen durch die darauf folgende senkrechte und seitliche Abtragung (Erosion) bedingt. Daß diese 3 Talstufen von Noir Gueux abwärts den ganzen Fluß bis zur Mündung in den Rhein begleiten, wird nicht nur durch die annähernd gleiche Höhenlage über dem Bett bewiesen, sondern in sicherer Weise durch den Inhalt der Geröllführung. Ich habe bereits in den Erläuterungen zu den Blättern Neumagen, Wittlich und Bernkastel¹⁾ mitgeteilt, daß in den unteren Stufen des Moseltales und sogar in der tiefsten der mittleren Gruppe zahlreiche Gerölle von Biotitgranit, zweiglimmerigem Granit und porphyrischen Gesteinen erscheinen, die wahrscheinlich aus der Gegend von Epinal stammen. Da die tiefste der mittleren Terrassen etwa 30–40 m über dem heutigen Bett liegt, und darüber in den höheren und älteren Talstufen granitische Gesteine mit Sicherheit von mir nicht beobachtet wurden, so ist die Übereinstimmung der obersten granitführenden Talstufe an der mittleren und unteren Mosel mit der obersten, 30–35 m über dem Moselbett erhobenen Stufe unterhalb Noir Gueux bei Eloyes unbedingt sicher. Ich halte es daher auch für überflüssig, alle die einzelnen seit meinen Aufnahmen an der Mosel festgestellten Fundpunkte von granitischen Geröllen in den unteren Terrassen zwischen Eloyes und Koblenz hier aufzuzählen. Nur das sei erwähnt, daß die Beteiligung des Granites an diesen unteren Talstufen von Eloyes abwärts naturgemäß in dem Maße abnimmt, als dem Fluß neues und anders geartetes Material von der Seite zugeführt wurde. Bei Noir Gueux mag

¹⁾ Geolog. Spezialkarte von Preußen (79. Lief.), Berlin 1901.

das granitische Material 90—95⁰/₀, bei Charmes, zwischen Epinal und Nancy vielleicht 60—70⁰/₀, bei Toul nur mehr 15—20⁰/₀, am Sablon bei Metz 10—15⁰/₀, bei Sierk noch 5—10⁰/₀ betragen, und weiter abwärts gehören die Urgebirgsgesteine schon zu den selteneren Geröllern. Sie fallen naturgemäß unter den übrigen Geröllern leicht auf und sind talabwärts immerhin leicht festzustellen.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, daß diejenige Talstufe, die im Talquerschnitt von den ältesten (höchsten) zu den jüngsten (tiefsten) die ersten Urgebirgsgerölle führt, also die tiefste meiner mittleren Talstufengruppe — wenn ich die Einteilung an der Mittel- und Untermosel beibehalte — ihren Ursprung von den Wällen von Noir Gueux oder von der Höchstaudehnung des großen Moseltalgletschers von Eloyes ableitet. Die tiefste Mittelterrasse gehört also zu diesem Gletscher und zwar zu seiner Rückzugsphase.

Die beiden tieferen Talstufen, die ich an der Ober-, Mittel- und Untermosel als untere Gruppe (bis zu 20 m über dem Flußbett) zusammenfaßte, müssen notgedrungen jünger als der Rückzug des großen Moselgletschers von Eloyes sein. Da ihnen, wie vorerwähnt, eine Aufschüttung (10—15 m über Moselbett) im oberen Mosel- und Moselottetal oberhalb deren Vereinigung, ungefähr entsprechen dürfte, so steht nichts im Wege, die oberste Terrasse der unteren Gruppe (Unter-Mosel), also die 20 m-Stufe, mit der letzten und jüngsten Vereisung in den Quellflüssen der Mosel in ursächliche Verbindung zu bringen. Räumlich schließt sich die Aufschüttung im oberen Mosel- und Moselottetal unterhalb St. Maurice oder unterhalb Cornimont an die jüngste Vergletscherung aufs innigste an. Ob diese 20 m-Stufe auch dem Rückzug dieser Vergletscherung entspricht, erscheint wahrscheinlich, ist aber nicht sicher zu beweisen.

Welcher Phase der jüngsten Vergletscherung die tiefste 8—10 m-Terrasse angehört, die an der mittleren und unteren Mosel vielleicht nur 6—8 m über dem heutigen Bett erreicht, läßt sich nicht sagen. Man kann vermuten, daß die ihr vorausgehende Erosion vielleicht einem zeitweiligen Vorstoß der jüngsten Vergletscherung angehört, die im obersten Moselgebiet, wie ich angedeutet habe, Anzeichen erheblicher Schwankungen trägt.

Mit der Verbindung der Talstufen und der beiden jüngeren Vergletscherungen im Moselgebiet möchte ich es keinesweges für unbedingt bewiesen erachten, daß der Rückzug der Vergletscherung immer zur Aufschüttung, ihr Wachsen dagegen zum Taleinschneiden (Erosion) führen mußte. Bei einer so geringen senkrechten Vertiefung (Erosion), von 10—15 m, wie sie, nach den Talstufen¹⁾ zu urteilen, zwischen dem großen Moseltalgletscher von Eloyes und den kleinen Gletschern in den Quellflüssen liegt, können Gefällsveränderungen im Mündungsgebiet der Flüsse keine erhebliche Rolle gespielt haben. Hier mag ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Talstufenbildung und Vergletscherung in gewissem Sinne vorhanden sein. Ich möchte ihn aber bei dem Haupt-Einschneiden (Erosion), d. h. für das größere Maß der Talvertiefung, nicht nur als nichtbewiesen, sondern auch für unwahrscheinlich erachten.

Die drei Talstufen von Noir Gueux-Eloyes bis Koblenz mit ihren bezeichnenden Granitgeröllen laufen annähernd parallel über dem heutigen Bett her, sie schneiden sich nirgends unterhalb ihres Ursprungwalles. Anders wahrscheinlich die älteren Terrassen. Bevor ich auf diese eingehe, darf nicht unerwähnt bleiben, daß man *Elephas primigenius* und *Rhinoceros tichorhinus* an mehreren Orten in der 30 m-Terrasse gefunden hat²⁾. Die geologische Landesanstalt besitzt einen Backzahn von erstgenanntem Tier aus der Trierer Gegend (Kürenz). FLICHE³⁾ hat in einer der unteren Terrassen (welcher?) von Jarville *Larix europaea*, *Picea excelsa*, *Pinus montana*, *Alnus viridis*, *Alnus incana* und *Betula alba* (var. *pubescens*) nachgewiesen.

Während sich keinerlei Schotterablagerungen oberhalb Eloyes

¹⁾ nicht nach den Gletscherbetten, denn das Bett des großen Moseltalgletschers lag tiefer als die Aufschüttung der 15–20 m-Stufe, die ich mit der jüngsten Vergletscherung in Beziehung bringe.

²⁾ Nach H. GREBE (Erläuterungen zu Bl. Schweich, Berlin 1892, S. 15) wurde in der unteren Talstufengruppe — ich vermute in deren oberer (20 m) Stufe — ebenfalls *El. primigenius* gefunden.

³⁾ FLICHE, Sur les lignites quaternaires des environs de Jarville. C. r. d. l'Ac. 1875, 10. Mai.

in höherer Lage als 35 m über dem Flußbett nachweisen lassen, gewahrt man unterhalb des Städtchens auf dem rechten Moselufer besonders von Jarménil abwärts bis über Archettes hinaus mächtige Schotter und Sande 50—60 m über die Mosel reichend. Herr DE LAMOTHE hat diese Bildungen, wie überhaupt die Talstufen der Mosel, in der angegebenen Abhandlung ausführlich beschrieben¹⁾ und ich muß hier hinsichtlich der Einzelheiten darauf verweisen. Die geschichteten Schotter und Sande von Archettes weichen in ihrer Zusammensetzung erheblich von den Aufschüttungen des großen Moselgletschers und seiner Schmelzwässer ab. Sie führen viel mehr Sand (aus Buntsandstein) und in den hangenden Schottern unter den hier vorherrschenden Urgebirgsgeröllen eine ganze Reihe von Gesteinen (Amphibolite, großporphyrische Granite, Gneise u. a.), die in den tieferen Talstufen unter 35 m nahezu gänzlich fehlen, außerdem Quarzite, verschiedenfarbige Gangquarze, Lydit usw., wie sie tiefer ebenfalls selten sind.

Sind diese Ablagerungen allein durch die Geröllführung und den Reichtum an Sanden von den tieferen Talstufen verschieden, so zeigen die Höhenlage über dem Flußbett (bis 405 m ü. M. bei Jarménil) und die große Mächtigkeit (mehr als 30 m) ebenfalls wesentliche Abweichungen. Sie reichen hin zu dem Schluß, daß die Schotter und Sande von Jarménil bis Archettes unbedingt älter sind als die 30 m-Stufe, und zu der Annahme, daß sie einer älteren Zeit (vor dem großen Moselgletscher von Eloys etwa) ihren Ursprung verdanken. Die große, schuttkegelartige Mächtigkeit der Fließwasser-Aufschüttung von Archettes läßt vermuten, daß diese hier ihre Wurzel, ihren Anfang fand.

Ähnliche, an Urgebirgsgeröllen ärmere, an Quarziten, Quarz und Lydit reichere Schotter und Sande von mehr als 10 m Mächtigkeit und mit dünnschichtigem Wechsel beobachtete ich bei Géroménil, 3—4 km südwestlich Arches, links der Mosel. Diese Schotter und Sande reichen bis Raon-aux-Bois und bis in etwa 400 m Meereshöhe. Ich bin geneigt, auch diese Ablagerungen für

¹⁾ DE LAMOTHE, Étude comparée des systèmes de terrasses. Bull. soc. géol. de France, 4^e sér., tome I, 1901, 319.

älter als den großen Moselgletscher von Eloyes zu halten und damit mehr in die Zeit gegen die 2. Vergletscherung (Deckenschotter) zu versetzen. Die Blockwälle, die ich südwestlich von Raon-aux-Bois, besonders im Bois Beaulons zwischen vorgenanntem Ort und Remiremont, wahrnahm, dürften vielleicht die Gerölle der Schotter und Sande von Raon-aux-Bois-Géroménil geliefert haben.

Im Gegensatz zu Herrn DELEBEQUE¹⁾, der die höheren Ablagerungen bei Jarménil und Archettes sowie diejenigen von Géroménil als »depôts morainiques« auffaßt²⁾, halte ich in völliger Übereinstimmung mit Herrn DE LAMOTHE es für nicht angängig die genannten Bildungen als Gletscherablagerungen anzusehen, und zwar wegen der deutlichen, dünnen, transversalen Schichtung, die durchaus die Spuren einer Flußbewegung zeigt. Daran ändert auch nach meinem Dafürhalten das Vorkommen großer Blöcke³⁾ von Buntsandstein, Granit usw. nichts. Diese kanten- bis gänzlich gerundeten Blöcke fehlen in den Schottern der alten Talstufen der mittleren und unteren Mosel, in denen Gletscherbildungen fehlen, nirgends und mögen vielleicht auf Eisschollen talabwärts gelangt sein.

Die 50—60 m die Mosel oberhalb Epinal überragenden, bis über 400 m Meereshöhe hinaufreichenden, fluvialen Ablagerungen setzen sich talabwärts zu beiden Seiten unterhalb Epinal fort, wie es Herr DE LAMOTHE gekennzeichnet hat. Ich habe diese Ablagerungen in dem Bois de Louvroie, nordwestlich von Epinal, bei Thaon, Chatel s. M., am »Le Rond« östlich Charmes (rd. 300 m ü. M.) und links der Mosel südöstlich von La Baisse Flavigny in rd. 360 m ü. M. gesehen. Während die Schotter bei Archettes 40—50 m über der Mosel (360 m) liegen, erreichen diejenigen von Charmes (Mosel 280 m) 70—80 m, die von La Baisse Flavigny rd. 110 m über dem Moselbett. Weder bei Charmes noch am letztgenannten Ort habe ich granitische Gerölle gesehen. Herr

¹⁾ Contributions à l'Étude du système glaciaire des Vosges françaises. Bull. d. serv. de la carte géol. de la France. Paris 1901, XII. vol.

²⁾ Wie auch anscheinend Herr SCHUMASCHER in seiner Übersichtskarte.

³⁾ Wie z. B. der »Rond Cailloux« bei Jarménil, ein runder Block von 3—4 m Durchmesser in 50—60 m Höhe über der Mosel.

DE LAMOTHE erwähnt solche als Seltenheit. Überall bestehen diese hochgelegenen Schotter aus Geröllen von Quarziten, Quarz und kieseligem Konglomerat des Buntsandsteins neben Lydit. Man kann also die älteren Ablagerungen der älteren Talstufen, von den Anfängen bei Jarménil abgesehen, als fast granitfrei und fast nur aus Buntsandstein herrührend ansehen. Auch die oft erwähnten Geröllvorkommen auf der Hochfläche westlich von Nancy¹⁾ in rd. 360—380 m ü. M. und 130—160 m über der Mosel sind nach meinen Beobachtungen granitfrei.

Herr DE LAMOTHE hat die Schotter bei La Baisse Flavigny und Nancy von denjenigen oberhalb Charmes bei Epinal und Jarménil ihrer Höhenlage wegen getrennt. Das scheint mir in mancher Hinsicht berechtigt, und es ist gewiß sehr wahrscheinlich, daß beide örtlich getrennte Vorkommen in verschiedenen Höhenlagen auch verschiedenzeitliche Talstufen, natürlich solche, die älter als der große Moselgletscher sind, darstellen. Überlegt man jedoch, daß das Moseltal oberhalb Eloyes ein verhältnismäßig geringeres Gefälle hat als unterhalb, daß es sich von den Felsen des Saut de Broc abwärts in erheblich steigendem Maße vertieft, so könnte doch die Möglichkeit geltend gemacht werden, daß der talabwärts wachsende Höhenunterschied zwischen Moselbett und höchsten Schottern (Auseinandergehen [Divergenz] der Talstufen) durch verstärkte Vertiefung des Moselbettes verursacht sei, die in die Zeit des großen Moselgletschers fallen müßte. Vielleicht trifft auch beides zu.

Auf die Talstufen der Meurthe, die ich von St. Dié abwärts und besonders von Lunéville bis Nancy verfolgte, will ich hier nicht näher eingehen. Es genügt zu sagen, daß das Einschneiden der Meurthe sich in ähnlichen Stufen vollzog wie das der Mosel. Eine 60 m-Terrasse sah ich z. B. im Bois de Vaquenat südöstlich von Blainville sur l'Eau, ebenso zwischen Xermaménil und Rehainviller. Auch die tieferen Stufen sind vorhanden, dagegen habe ich solche von 100 m und mehr über der Meurthe nicht beobachtet.

¹⁾ Bei St. Cathérine und bei Chavigny.

Die älteren Talstufen der Mosel sind unterhalb der Vereinigung mit der Meurthe über Metz bis gegen Sierck wegen der hohen Bodenkultur, der Überdeckung mit Lehm und augenscheinlich auch zahlreicher Gehüngerutschungen wegen nicht leicht zu verfolgen und werden wohl erst bei der genauen Kartierung klargelegt werden.

Unterhalb Metz fallen unter den älteren Stufen in erster Linie die 60 m-Stufe am linken Orne-Ufer, westlich von Reichersberg bei Büdingen am Iustberg¹⁾ auf, wesentlich durch die starke Durchtränkung der oberen Sande mit dem wohl aus dem nahen Eisenerzgebiet stammenden Brauneisenerz. Die unteren Sande tragen mehr das Gepräge von Buntsandsteinmaterial, auf das auch die meisten Gerölle hinweisen²⁾. Eine ältere Talstufe sah ich zwischen Hüntingen und Sierck, deren Schotter ähnlich wie diejenigen von Büdingen, also vorwiegend aus Buntsandsteinmaterial zusammengesetzt sind.

Bei Sierck verläßt das Moseltal die kleinstückig zerfallenden, daher flach geböschten Lias- und Keuperschichten und tritt in den meist großblockig absondernden Muschelkalk mit seinen steilen Gehängen und seiner schmalen Talsohle ein. Von hier ab wird das Talstufenbild wieder wesentlich mannigfaltiger. Von hier ab lassen sich auch mit Leichtigkeit dieselben Terrassengruppen unterscheiden, die ich bereits in den Blättern der geologischen Spezialkarte von der unteren Mosel schon vor 10 Jahren³⁾ unterschied. Das rechte Gehänge des Tales von Sierck abwärts bis zum Eintritt ins Schiefergebirge unterhalb Trier zeigt z. B. zwischen Nittel und Temmels Schotter bis zu 335 m (Hochweg zwischen Fellerich

¹⁾ In der Sandkaut 1100 m südöstlich Büdingen war zurzeit meines Besuches eine mit etwa 70° nach SO. geneigte Störung von rd. 0,35 m Sprunghöhe aufgeschlossen, die die ganze Schichtenfolge durchsetzte. In ihrer Nähe war eine zweite zu sehen, die indessen nur die unteren hellroten Sande traf und an den oberen eisenreichen Sanden absetzte, also älter als diese war.

²⁾ Urgebirgsgesteine fehlen hier in der 60 m-Terrasse indes nicht gänzlich; es ist unnötig hervorzuheben, daß sie in der nahen 30 m-Stufe südwestlich von Ückingen sehr häufig sind.

³⁾ 79. Lieferung der Geol. Spezialkarte von Preußen. Bl. Wittlich, Neumagen, Berukastel. Berlin 1901.

und Temmels), also rd. 200 m über dem Moselbett. Eine ähnliche Höhenlage rd. 330 m ü. N. N. und somit rd. 210 m über der Mosel nehmen die auf Hunsrückschiefer liegenden Sande 600 m nord-nordöstlich von Tarforst ein, die nach den letztjährigen Revisionen in der Trierer Gegend das höchstgelegene Diluvium der Mosel im Schiefergebirge sind. Natürlich reichen die alten Aufschüttungen in den Nebentälern noch höher hinauf. Die Schotter an der Straße Ruwer-Hermeskeil bei Mertesdorf sind in 320 m Höhe noch erkennbar. Über die Talstufen in dem Gebiet der von mir aufgenommenen Moselblätter geben diese Aufschluß. Danach reichen die höchsten Schotter-Ablagerungen im Bereich der Blätter Neumagen und Bernkastel bis nahezu 325 m ü. N. N. (rd. 215 m über Mosel). Unterhalb des bereits bearbeiteten Gebietes kenne ich die höchsten Schotterablagerungen zwischen Bruttig und Treis an der Urmersheck in 305 m ü. N. N. und zwischen Kochem und Eller in 300 m ü. N. N. Im Maifeld sind mir die höchsten Schotter in 285 m ü. N. N. (rd. 210 m über Mosel) bei Wierschem aufgefallen. Von da senkt sich das höchste Schotterbett scheinbar stark gegen das Neuwieder Becken ein. Ich sage »scheinbar«, weil ähnlich hochgelegene Schotter wie moselaufwärts selbst unter Berücksichtigung des natürlichen Gefalles talabwärts nicht mehr vorkommen. Die Schotter von Münster-Maifeld erreichen noch 275 m ü. N. N., die von Kalt (Bl. M.-Maifeld), 255 m ü. N. N. und die von Lehmerhöfe rd. 240 m ü. N. N. (rd. 170 m über Moselbett). Weiter nach dem eigentlichen Neuwieder Becken zu liegen die höchsten Schotter bei Kobern in 220 m Höhe, bei Winnigen in 200 m, bei Rübenach in 180 m ü. N. N. (Moselbett rd. 60 m ü. N. N.)¹⁾.

¹⁾ Herr O. BORGSTÄTTE hat die alten Talstufen der unteren Mosel von Kochem abwärts genauer untersucht und davon in seiner Dissertation »Die Kieseloolithschotter- und Diluvialterrassen des unteren Moseltales« (Bonn 1910) Kenntnis gegeben. Der vorliegende Aufsatz war in der Hauptsache bereits geschrieben, als mir die Dissertation zuging. Ich kann auf diese daher hier nicht weiter eingehen, nur bemerke ich, daß sich die Talstufengliederung des Herrn BORGSTÄTTE mit meiner älteren aus dem obern Talgebiet zwar nicht den Namen nach, so doch in der allgemeinen Fassung annähernd deckt. Durch mehrfache Unterredungen mit Herrn BORGSTÄTTE war mir diese Übereinstimmung früher schon bekannt geworden.

Sicher sind diese höchstgelegenen Schotter unterhalb des Maifeldes nicht alle untereinander gleichalterig. So gut man in der oberen Terrassengruppe bei Trier und selbst bei Kochem noch 3—4 Stufen unterscheiden kann, die ein senkrechtes Einschneiden von 210 m bis 100 m über dem Moselbett herab in sich begreifen, so gut mag das auch im Neuwieder Becken gelten. Andererseits läßt sich gerade auf dem Maifeld in dem vorhin gekennzeichneten raschen Sinken der Schotterdecke von Münster-Maifeld (275 m ü. N. N.) bis Lehmerhöfe (240 m ü. N. N.), auf rd. 10 km Entfernung also mehr als 35 m, eine Gliederung in mehrere Stufen nicht deutlich erkennen. Da dieses Gebiet nach Ablagerung des Tertiärs von Lehmen gegen das Neuwieder Becken zu sicher abgesunken ist¹⁾, so muß zunächst auch mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß vor Ablagerung der ältesten diluvialen Schotter im Neuwieder Becken ein Senkungsgebiet vorlag, das von dem ältesten Flußlauf erst aufgefüllt werden mußte. Träte diese Möglichkeit zu, dann wäre das rasche Sinken der ältesten Schotter im Maifeld gegen das Neuwieder Becken erklärlich. Während oberhalb des Maifeldes von Eloyes ab im ganzen Moselgebiet die Terrassen talabwärts auseinandergehen (divergieren), träte vom Maifeld abwärts ein Zusammenfließen (Konvergieren) der alten Talstufen gegen das Neuwieder Becken zu ein. Eine weitere Möglichkeit bestände darin, daß die höchsten Stufen der oberen Gruppe im Neuwieder Becken nicht mehr erhalten blieben, weil sie von der folgenden Erosion (Rhein) fortgeführt wurden. Die Tatsache einer großen nachtertiären Störung bei Lehmen²⁾ schließt endlich vorerst noch die Wahrscheinlichkeit in sich, daß Störungen am Rande des Neuwieder Beckens noch nach der Ablagerung der Deckenschotter (Urbar bei Koblenz) erfolgten.

Man muß genauere Untersuchungen und Aufnahmen abwarten, bevor man eine befriedigende Lösung dieser Erscheinung finden wird. Freilich könnte diese Lösung nur dann sicher sein,

¹⁾ Abbruch des Tertiärs an der Verwerfung Lehmen-Küttig.

²⁾ Sie verläuft von Küttig über Lehmen, Fellerhof, Schwallenhof, Mariarot auf Waldesch zu und hat das Gebirge nördlich von ihr gesenkt.

wenn die einzelnen Glieder der Terrassengruppen in der Geröllführung deutliche Unterschiede zeigten, was bis jetzt als unwahrscheinlich gelten muß. Der Einblick in die ältesten Talstufen der Mosel gegen das Neuwieder Becken zu wird übrigens durch die starke Bedeckung mit Löß und die nicht minder starke Bestreuung mit Bimsstein sehr erschwert.

Die vorerwähnten Unklarheiten beziehen sich nur auf die ältesten Talstufen der oberen Terrassen-Gruppe. Von den jüngeren Stufen dieser Gruppe abwärts bis zu dem heutigen Moselbett, also von rd. 130 m über letzterem herab, herrscht oberhalb des Maifeldes und im Neuwieder Becken wieder Übereinstimmung sowohl in der Gruppierung wie auch in den stofflichen Unterschieden der Geröllführung.

Es hat, wie bereits angedeutet, keinerlei Schwierigkeit, die von mir zwischen Mehring und Enkirch unterschiedenen Talstufen-Gruppen sowohl oberhalb Mehring bis Sierck, wie auch unterhalb Enkirch bis zum Maifeld wieder zu erkennen und karistisch festzulegen. Auf kürzere Strecken sieht man die obere Gruppe in 3—4 Stufen zerfallen, die mittlere in stellenweise 4—6 Stufen. In Bezug auf die Geröllführung sind mir besonders augenfällige Unterschiede in den Talstufen über 40 m über dem Moselbett nicht bekannt geworden. Urgebirgsgerölle dürften in allen diesen Stufen von Sierck abwärts nur äußerst selten vorkommen¹⁾. Das Geröllmaterial besteht in erster Linie aus den Gesteinen der Koblenz- und Gédinnestufe (Quarzite, Grauwacken, Sandsteine, Tonschiefer, Gangquarze); seltener sind Sandsteine des Buntsandsteins, des Luxemburger Sandsteins, Kieselschiefer aus Buntsandstein, Carbon und Rotliegendem, Eruptivgesteine des Rotliegenden, Feuersteine und Hornsteine, Karneol (aus Muschelkalk, Jura und Kreide), tertiäre Konglomerate usw. Im allgemeinen gilt für die älteren Schotter unterhalb der Saar-Mündung eine Anreicherung der Gesteine der Koblenzstufe, gleichzeitig ein Zurücktreten

¹⁾ In der Kieskaut am Allmesch, 2 km südwestlich Treis (200 m ü. Moselbett), habe ich allerdings in Schottern der oberen Terrassengruppe ein sehr kleines granitartiges Gerölle gefunden.

des Gangquarzes. Die Sandlagen treten von ältesten Schottern zu den jüngeren etwas zurück, die Korngröße der Gerölle nimmt nach den jüngeren Schottern zu, ebenso die Verschiedenheit der Gerölle. Driftblöcke scheinen in den allerhöchsten Talstufen zu fehlen, nehmen aber gegen die tieferen und tiefsten oder jüngsten Talstufen an Zahl zu.

Es ist eigentlich überflüssig, besonders zu wiederholen, daß die Schotter des untern Moseltales unter 35 m über dem Bett durchweg durch das Vorkommen granitischer Gerölle gekennzeichnet sind.

Auf die älteren und jüngeren Aufschüttungen der Nebentäler der Mosel kann ich hier im einzelnen nicht näher eingehen. Hervorheben kann ich nur, daß die Vertiefung dieser Täler in ähnlichen Staffeln wie die des Haupttales erfolgte, und daß dieselben Terrassengruppen auch in den Nebentälern der Mosel sich wiederfinden. Auf die Übereinstimmung der Meurthe mit der Mosel in den Stufen unter 60 m über dem Flußbett habe ich bereits hingewiesen. Die Saar zeigt im Schiefergebirge von Mettlach abwärts eine vollkommene Übereinstimmung aller ihrer Talstufen mit der Mosel, oberhalb Mettlach in den jüngeren Stufen ebenfalls. Ich werde meine Beobachtungen über das Saardiluvium, wie ich sie in den letzten Jahren sammelte, an anderer Stelle niederlegen. Auch die Sauer zeigt bereits in den obersten Talstrecken im luxemburgischen Ösling (Schiefergebirge) bis zur Mündung annähernd die gleichen Talstufen. Ihre diluvialen Aufschüttungen gedenke ich in einer späteren Arbeit kurz zu behandeln. Hier möchte ich nur darauf hinweisen, daß mir die außergewöhnliche Verbreitung, welche diluvialen Schottern auf der »Geologischen Übersichtskarte der südlichen Hälfte des Großh. Luxemburg« des Herrn VAN WERVEKE¹⁾ im mesozoischen Teil der oberen Sauer gegeben wurde, besonders im Warktal oberhalb Ettelbrück, auf einer Verwechslung mit den verwitterten und aufgelockerten Konglomeraten des Oberen Buntsandsteins und des Unteren Keupers zu beruhen scheint.

Die übrigen kleineren Nebenflüsse der Mosel aus dem Schiefer-

¹⁾ Straßburg 1886.

gebirge und der Trias schließen sich an den Hauptfluß in ihren Talstufen aufs engste an und halten mit ihm gleichen Schritt. Hierüber liegen mir zahlreiche Beobachtungen aus den Tälern der Prüm, Nims, Kil, Salm, Lieser, Alf und auf der rechten Moselseite von der Ruwer, Tron usw. vor. Auf den von mir bearbeiteten Blättern Dasburg-Neuerburg, Waxweiler und Kilburg¹⁾ sind die Schotteraufschüttungen der Diluvialzeit im Sinne der an der Mosel durchgeführten Gliederung dargestellt. Die für die Zwecke einer Übersichtskarte gewonnenen und dem Abschluß nahen Ergänzungen der geologischen Spezialkarte der Trierer Gegend werden voraussichtlich die Gliederung der diluvialen Ablagerungen auch kartistisch zum Ausdruck bringen können.

4. Das Alter der Talstufen.

Die stoffliche und räumliche Abhängigkeit der 30—35 m-Stufe von der größten Ausdehnung des großen Moselgletschers von Eloyes bildet die Grundlage für die Altersdeutung der übrigen Talstufen. Sie zwingt zu dem Schluß, daß die höher, also 40 m und mehr über dem Flußbett liegenden und somit älteren Stufen, also im großen ganzen die von mir als mittlere und obere Gruppe zusammengefaßten Talstufen, älter als die Höchstaudehnung des großen Moselgletschers von Eloyes sein müssen. Dies wird bestätigt durch die Tatsache, daß diese höheren Stufen nicht mehr im Bett dieses Gletschers vorhanden sind, sondern, wie Herr DE LAMOTHE bereits gezeigt hat, nur außerhalb der Vergletscherung erhalten geblieben sind. Die starke Sand- und Sandsteinführung unterscheidet diese älteren Schotter sehr scharf von den Schottern des großen Moselgletschers.

Ist durch diese Betrachtung auch das ungefähre Alter der mittleren und oberen Terrassengruppe festgelegt, so bleibt es doch noch schwierig, nun eine schärfere Beziehung dieses größten Betrages der Talvertiefung zu den beiden ersten oder älteren Vereisungen zu finden. Man wird aus dem Vergleich mit den Ver-

¹⁾ Geol. Spezialkarte von Preußen. 78. Lieferung. Berlin 1908.

hältnissen in den nahen Alpen vielleicht einigen Anhalt, wenn auch keine unbedingte Sicherheit erwarten dürfen.

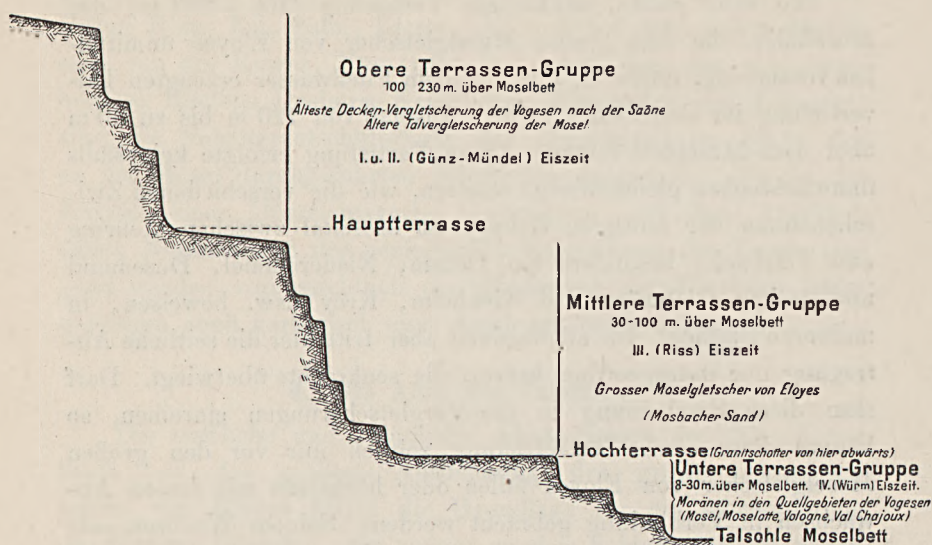
Die sehr starke, senkrechte Vertiefung (100—200 m) des Moseltales, die dem großen Moselgletscher von Eloyes unmittelbar vorausging, dürfte in der von dem Fließwasser erzeugten Talvertiefung ihr Gegenstück in dem Ausmaß von 120 m bis zu 40 m über dem Moselbett finden. Diese Vertiefung erfolgte keinesfalls ununterbrochen gleichförmig, sondern, wie die verschiedenen Zwischenstufen der mittleren Gruppe im Moseltal zwischen Mehring und Trarbach, besonders bei Dezem, Niederremmel, Dusemond und weiter talabwärts bei Kienheim, Kröv usw. beweisen, in mehreren Staffeln. Im allgemeinen aber tritt hier die seitliche Abtragung nur untergeordnet hervor, die senkrechte überwiegt. Darf man diese Erscheinung in die Vergletscherungen einreihen, so könnte diese starke Talvertiefung zeitlich nur vor den großen Moselgletscher von Eloyes fallen oder höchstens mit dessen Anwachsen in Verbindung gebracht werden. Seinem Wachsen entspräche alsdann, aber wiederum nur zeitlich, eine Vertiefung (Erosion) des Moseltales unterhalb des Gletschers und zwar bis zu 40 m über der heutigen Talsohle herab.

Alle noch höher als 120 m das Moselbett überragenden Schotter, also ungefähr diejenigen meiner oberen Gruppe, müßten im allgemeinen zeitlich den beiden älteren Vereisungen entsprechen. Der Schluß dieser alten Aufschüttungen wäre vielleicht in der von den Herren EMANUEL KAYSER und HOLZAPFEL zuerst benannten Hauptterrasse im engen Rheintal zu sehen. Ihr vorausgegangen wäre alsdann die mit stark seitlicher Abtragung verbundene Talvertiefung von 210 m bis 120 m Höhe über dem Moselbett herab. Wie sich die obere Terrassengruppe (210—120 m über Mosel) auf die beiden ältesten Vereisungen verteilt, das läßt sich vorerst kaum erläutern. Daß in ihr 3, stellenweise 4 Stufen¹⁾ stecken, habe ich bereits mehrfach hervorgehoben.

Sonach ergibt sich für das Alter der Moseltalstufen unter der

¹⁾ Bei Trier, Kochem usw.

Voraussetzung, daß der große Moselgletscher von Eloyes der 3. (Riß-)Eiszeit entspricht, ungefähr folgendes Bild.



Die alten Talstufen des Rheines oberhalb und auch unterhalb des Neuwieder Beckens schließen sich von der Hauptterrasse bis zu dem heutigen Bett herab eng an die Gliederung der Mosel an. Über der Hauptterrasse kann man oberhalb Koblenz noch 2 oder stellenweise 3 höhere nachweisen, wie ich bereits in den Erläuterungen zu Blatt Kaub¹⁾ ausgeführt habe, und wie ich sie rheinabwärts mehrfach bei Kestert und Boppard gefunden habe²⁾. Mit einem gewissen Recht kann man also die Talstufen

¹⁾ Geol. Spezialkarte von Preußen. 111. Lieferung. Bl. Kaub. Berlin 1904.

²⁾ Es ist hier der Ort darauf hinzuweisen, daß das heutige Fehlen einer Aufschüttung in bestimmter Höhe nicht die Annahme gestattet, daß diese Aufschüttung ursprünglich nicht vorhanden gewesen sei. Wenn die höchste (älteste) Aufschüttung bei Trechtingshausen bis gegen 300 m ü. N. N. reicht und rheinwärts die höchste am Rochusberg bei Bingen in 200 m, so würde es m. E. nicht gestattet sein, beide Stufen als gleichalterig anzusehen und weiter daraus zu schließen, der Sockel der Stufe bei Trechtingshausen habe sich gegen denjenigen vom Rochusberg später gehoben. Derartige Schlüsse können nicht aufrecht erhalten werden, so lange die Möglichkeit nicht verneint werden kann, daß am Rochusberg ursprünglich noch höhere Stufen vorhanden waren. Diese Möglich-

des engen Rheintales bis zur Nahemündung der Moselgliederung gleichstellen¹⁾).

Bei meinen Aufnahmen im Rheingau konnte ich mich noch nicht endgültig entschließen, die rechtsrheinischen höheren Schotterlager der Taunustäler in das Stufendiluvium des engen Rheintales einzureihen. Sie ist auch heute vor dem Abschluß meiner Aufnahmen im rechtsrheinischen und rechtsmainischen Diluvium noch nicht vollkommen möglich, weil auf der rechten Rheinseite von der untersten Stufe ab fast nur einheimisches Material des Taunus aufgeschüttet wurde. Da indes die obersten und ältesten Schotter im Taunusvorland über die obersten Talstufen im engen Rheintal etwas hinausreichen, also zu diesen Gefälle haben, so dürfte doch auch im Rheingau und gegen Homburg v. d. H. zu die Höhenlage der Schotter gewisse Schlüsse für das Alter der Aufschüttungen zulassen.

Im allgemeinen habe ich bereits in meinen Arbeitsberichten von 1902, 1903 und 1904 die Altersverhältnisse der diluvialen Talauftschüttungen am Südhang des Taunus unter sich gekennzeichnet und die Beziehungen zum Mosbacher Sand angedeutet²⁾. Ich will indes hier nicht näher auf diese Verhältnisse eingehen, weil ich das Diluvium des Taunusvorlandes an anderer Stelle zusammenfassend behandeln möchte. Das wichtigste Glied dieser Ablagerungen, der Mosbacher Sand, läßt sich in seinem Alter einigermaßen dahin festlegen, daß es sehr wahrscheinlich meiner mittleren Terrassengruppe entspricht und sonach ein verhältnismäßig junges Alter, etwa zwischen 2. und 3. Eiszeit, haben muß. Sicher ist, daß dem Mosbacher Sand mehrere höher gelegene

keit hat aber mehr für sich als eine Aufwölbung des Schiefergebirgssockels. Was die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges angeht, so ist es nahezu ausgeschlossen, daß zwischen den Südvogesen und dem Schiefergebirge im Moselgebiet wesentliche Verschiebungen nach der Aufschüttung der 30—40 m-Stufe (nach der 3. Eiszeit) stattgefunden haben. (Vergl. PETERMANN, Geogr. Mitt. 1909, LV, 60.)

¹⁾ Blatt Preßberg-Rüdesheim der Geol. Spezialkarte von Preußen. 111. Lieferung. Berlin 1904.

²⁾ Bericht über die Blätter Hochheim und Wiesbaden. Dieses Jahrbuch für 1904, S. 585.

Schotter am Taunus vorausgegangen sind. Damit würde ich der Annahme des Herrn KINKELIN von dem jungeszeitlichen Alter des Mosbacher Sandes beitreten.

Eine derartige Altersbestimmung steht aber scheinbar im Widerspruch mit den bisherigen paläontologischen Folgerungen. Diesen kann aber meines Erachtens keine ausschlaggebende Bedeutung zugemessen werden, weil die Aufnahme der alten Talstufen am Taunusrand klar und deutlich beweist, daß das Bett des Mosbacher Sandes hier in höher liegende und ältere Schotter eingesenkt ist und zwar mehr als 100 m tief, und daß weiter der Mosbacher Sand von einem Schotter unterlagert wird, der aus einem Nebental des Taunus her stammt und höhere und ältere Schotter in diesem Nebental als Vorläufer hat. Die so sich ergebende, verhältnismäßig jugendliche Entstehung des Sandes kann nur dann mit Erfolg angezweifelt werden, wenn die Höhenlage der Schotter im Rhein- und Moselgebiet allgemein keinen Maßstab für ihre Aufeinanderfolge und ihr gegenseitiges Alter bieten kann, wenn also die Grundlage meiner Folgerungen trügerisch sein sollte. Eine andere Möglichkeit wäre noch zu prüfen, nämlich die, ob die Mosbacher Sande nicht selbst aus einer größeren Höhe abgesunken, also doch älter gewesen seien. Die Spezialaufnahme hat nun wohl starke Abbrüche unmittelbar südlich vom Main oberhalb Mainz ergeben, die jüngerer Entstehung als die des Mosbacher Sandes sein müssen, sie hat auch Störungen im Mosbacher Sand kennen gelehrt. Diese letzteren haben aber mit einem Abbruch gegen Süden nichts zu tun. Eine Absenkung der Mosbacher Stufe gegen das Taunusvorland wurde nirgends beobachtet.

Auf die weiteren Nutzenwendungen des von mir Gefolgerten auf die Diluvialgliederungen in der mittelhheinischen Tiefebene einzugehen, muß ich den beteiligten Fachgenossen überlassen.

Berlin, 10. Dezember 1910.

Der Warburger Sattel, seine Baustörungen und die vulkanischen Durchbrüche.

Von Herrn **Alfred Kraifs** in Coburg.

Hierzu Tafel 13 u. 14.

Einleitung.

Die ältesten geologischen Beobachtungen des Gebietes zwischen den Buntsandsteinstaffeln im Waldeckschen und dem Buntsandsteinplateau des Reinhardswaldes finden sich bei **FRIEDRICH HOFFMANN**¹⁾ aus dem Jahre 1825. Er erkennt dasselbe als eine große Triasmulde, die sich im Westen bei Volkmarsen an den Buntsandstein anlegt und deren Inneres von einer Keupermulde mit Borgentreich in der Mitte gebildet wird. Von **SCHWARZENBERG**²⁾ wird der östliche Teil derselben unter Beifügung einer geologischen Karte beschrieben. **v. DECHEN**³⁾ erwähnt mehrere tektonische Unregelmäßigkeiten innerhalb der Mulde, so den Lias bei Dalheim und die nördlich streichenden Liasgräben bei Volkmarsen und bei Bonenburg. Buntsandsteinheraushebungen sind ihm bekannt östlich des Volkmarsener Liasgrabens, bei Germete, in der Altstadt bei Warburg und zwischen Warburg und Niederlistingen. Allerdings werden, wie sich bei der Aufnahme ergab, die beiden letzten Vorkommnisse, welche auf der **v. DECHEN**'schen Karte als Mittlerer Buntsandstein angegeben sind, von Röt gebildet. Schließlich folgert **v. DECHEN** aus den verschiedenen Abständen der Gipslager des Mittleren Muschelkalkes vom Rande der Borgent-

¹⁾ **FRIEDRICH HOFFMANN**, Über die geognostischen Verhältnisse des linken Weserufers bis zum Teutoburger Wald. **POGGENDORFFS Annalen für Physik und Chemie**. 1825.

²⁾ **SCHWARZENBERG**, Beschreibung der im Kreise Hofgeismar vorkommenden Gebirgs- und Erdarten usw., nebst einer petrographischen Karte dieses Kreises Kurhessens. *Landwirtschaftliche Zeitung für Kurhessen*. 1830.

³⁾ **v. DECHEN**, Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Teil, 1884.

reicher Keupermulde bei Dalheim, Herlinghausen und Liebenau auf Verwerfungen. Während in den Jahren 1890 bis 1898 durch die sich ergänzenden Arbeiten von KUCHENBUCH¹⁾, BEYSSCHLAG und BLANCKENHORN²⁾ der Volkmarsener Liasgraben über Altenhasungen bis nach Kassel verfolgt und durch KUCHENBUCH¹⁾ die Buntsandsteinheraushebung östlich des Volkmarsener Liasgrabens, die sich nach Osten über Röt zum Wellenkalk abschwächt, untersucht werden, ergeben die Arbeiten STILLE's im Eggevorland³⁾, die sich im Süden bis nach Warburg erstrecken, folgende Resultate: Das triassische Vorland ist von einer Anzahl nord-südlich oder nordwest-südöstlich streichender, durch Verwürfe stark beeinflusster Falten durchzogen, deren Linien höchster Heraushebung als geologische »Achsen« bezeichnet werden. Die südlichste derselben ist die »Warburger Achse«. Sie tritt bei Borlinghausen unter der Kreide hervor, von letzterer diskordant überlagert, und zieht sich in südöstlicher Richtung in Röt, Wellenkalk, zwischen Ossendorf und Nörde auch in jüngeren Schichtgliedern hin, während sie zu beiden Seiten von Keupergräben begleitet wird. Da die Warburger Achse nur bis an die Holländische Straße südöstlich Ossendorf verfolgt, ihr fernerer Verlauf aber und ihr etwaiger Zusammenhang mit den schon eingangs erwähnten Buntsandsteinheraushebungen bei Germete, Volkmarsen und Warburg von größtem Interesse ist, verdanke ich Herrn Professor Dr. STILLE in Hannover die Anregung und Anleitung zu dieser Arbeit. Ich bin deswegen Herrn Professor Dr. STILLE zu größtem Dank verpflichtet und spreche ihm auch an dieser Stelle meinen ergebensten Dank aus. Desgleichen drängt es mich, Herrn Geheimen Bergrat Professor Dr. BRANCA für die freundliche Unterstützung bei der Ausführung der Arbeit und für die Überlassung der Hilfsmittel des Königlichen

¹⁾ KUCHENBUCH, Das Liasvorkommen von Volkmarsen. Dieses Jahrb. 1890.

²⁾ Blatt Wilhelmshöhe der 92. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1901.

³⁾ 147. Kartenlieferung der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. (Blätter Driburg, Willebadessen und Peckelsheim). 1908.

Geologisch-paläontologischen Institutes der Universität Berlin verbindlichst zu danken.

A. Topographie.

Zur topographischen Unterlage dienten bei der geologischen Aufnahme die Meßtischblätter Warburg, Liebenau und Hofgeismar im Maßstab 1:25000.

Das untersuchte Gebiet, das sich in ost-südöstlicher Richtung über die drei Meßtischblätter von Germete bis Grebenstein erstreckt, bildet ein flachwelliges Hügelland, das im Igelsbett mit 373,8 m, den Hängen mit 331 m, dem Rosenberg mit 329 m und dem Wolfsloh mit 322,1 m über NN seine höchsten Punkte erreicht.

In diesem Hügelland haben sich die Diemel und ihre Nebenflüsse Twiste, Warme und Esse tief eingreifende Täler geschaffen. Die Diemel tritt bei Germete mit östlichem Lauf in etwa 163 m Meereshöhe in das Aufnahmegebiet ein und verläßt dasselbe bei Dalheim in einer Höhe von 154 m über NN. Während von der Twiste nur die Einmündungsstelle zwischen Wormeln und Warburg in Betracht kommt, durchschneidet die Warme das Gebiet von Obermeiser bis Zwergen in süd-nördlicher Richtung; die Esse, welche ebenfalls von Süden nach Norden fließt, bildet die Ostbegrenzung desselben.

B. Stratigraphie.

I. Buntsandstein.

Es tritt nur der

Röt

zu Tage. Er zieht sich von Warburg in einem schmalen, vielfach unterbrochenen Streifen über Niedermeiser in den Grebensteiner Stadtwald, um hier, ebenso wie bei Obermeiser und Westuffeln, eine große Verbreitung zu gewinnen. Der Röt bildet entweder Niederungen oder, falls er von Wellenkalk überlagert wird, steile Hänge. Er besteht aus roten Letten, die

denen des Gipskeupers äußerst ähnlich sind. Zum Unterschied von letzteren enthalten die Rötletten grünliche Quarzitbänken eingeschaltet, die auf der Oberfläche oft Steinsalzpseudo-morphosen und unbestimmbare Muschelabdrücke rühren. Gipsresiduen weisen darauf hin, daß früher Gipslager vorhanden waren.

Unmittelbar unter dem Wellenkalk stellen sich gelbe Dolomite ein, die am Arolsener Bahnhof bei Warburg eine Mächtigkeit von 50 cm erreichen. Diese brechen plattig und sind meist von dichtem, zum Teil auch krystallinischem Gefüge. Durch Verwitterung werden sie porös, zellig oder mehlig. Die Auflagerung dieser Dolomite und des folgenden Wellenkalkes auf den wasserundurchlässigen Rötletten bedingt einen Quellhorizont, dem die Quelle am Osterberg bei Warburg ihr Dasein verdankt.

II. Muschelkalk.

Der Muschelkalk ist vollständig vorhanden.

1. Wellenkalk.

Der Wellenkalk beginnt im Norden von Warburg und zieht sich bis Kelze als Gürtel, der sich bei Niedermeiser nach Norden und Süden flügelartig ausdehnt. Der südliche Flügel mündet bei Sieberhausen in ein großes Wellenkalkplateau, dessen Nordrand von Sieberhausen über das Osterthal nach dem Südabhang der Hünenburg läuft. Der Nordflügel zieht sich als breites süd-nördlich gerichtetes Band über die Diemel.

Der Wellenkalk gliedert sich durch das Auftreten der Terebratel-Bänke in einen Unteren und Oberen. Ersterer mag eine Mächtigkeit von 70 m, letzterer eine solche von 30 m erreichen. Das Hauptmaterial besteht aus den bekannten flaserigen, grauen Mergelkalken, die vielfach etwas wellige Oberflächen zeigen. In den oberen Partien verliert der Wellenkalk an Härte, auch wird die Farbe viel heller. In der Nähe des auflagernden Mittleren Muschelkalkes wird das Gestein plattig und mürbe. Die Wellenkalkschichten werden von zahlreichen

harten, bald dichten, bald oolithischen Kalkbänken durchzogen. Selten zeigt sich in denselben eine schräge Diagonalstruktur, wie sie von FRANTZEN beschrieben ist¹⁾. Einige dieser Bänke lassen sich deutlich weithin wiedererkennen, so eine dünne, Kalkgerölle führende oolithische Bank in etwa 1 m Höhe über den Rötdolomiten. Wahrscheinlich ist sie identisch mit der sowohl weiter nördlich am Eggegebirge²⁾ wie auch in der Gegend von Kassel³⁾ beobachteten Bank.

Die Zone der Oolithbänke, die in der Mitte des Unteren Wellenkalkes liegt, gibt sich infolge ihrer Festigkeit deutlich im Gelände zu erkennen. Ein im Osten von Kalenberg aufgenommenes Profil zeigt folgendes:

- d) Oberbank (002). Mehrere Bänkchen eines grauen Kalksteins, der viele braune Flecken aufweist. Kalkstein meist dicht, in einzelnen Lagen oolithisch. 50 cm.
- e) 4 m mächtige gelbe bis olivgrüne Kalke, in frischem Zustande sehr hart, mit muscheligen Bruch. Bei der Verwitterung lösen sich aber die mächtigen nur geringe Bankung zeigenden Massen zu einzelnen Lagen auf, die schließlich zu einem gelben mehlartigen Gestein zerfallen.
- b) 2 m Wellenkalk.
- a) Unterbank (001). Besteht aus drei Bänkchen eines gelbgrauen oolithischen Kalksteines. Gesamtmächtigkeit 75 cm.

Bei Liebenau ist die Unterbank in knorpeligen dicken Platten entwickelt, die sich gegenseitig auskeilen. Zum Teil ist das Gestein auch oolithisch, dann finden sich zahlreiche Steinkerne von Fossilien und flache Kalkgerölle.

Der Obere Wellenkalk beginnt mit der Zone der Terebratel-

¹⁾ W. FRANTZEN, Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten mit Rücksicht auf die Entstehung derselben usw. Dieses Jahrb. 1892.

²⁾ Erläuterungen zur 147. Lieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt.

³⁾ Erläuterungen zu Blatt Wilhelmshöhe der 92. Lieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt.

bänke (τ), welche die deutlichste Geländekante des Wellenkalkes und bei steiler Lagerung einen förmlichen Wall bildet, der von dichtem Gestrüpp bewachsen zu sein pflegt. Das sehr feste Gestein wird als ausgezeichneter Baustein in hunderten von Stollen gewonnen. Als Liegendes der Zone finden sich mürbe blaßgelbe Mergel in einer Mächtigkeit von 50 cm, die zu klarem sogenannten »Kies« zerfallen. Darüber folgen die Bausteine in zwei, durch zwei bis drei Meter mächtigen Wellenkalk getrennten Bänken. Während die Unterbank bei Herlinghausen drei Meter, bei Zwergen sogar vier Meter mächtig wird, erreicht die Oberbank nur eine Stärke von höchstens einem Meter. Der Baustein besteht aus bisweilen äußerst harten knorrig-wulstigen Massen, die öfters infolge fingerstarker Löcher zerfressen erscheinen. Einzelne dieser Knorrbänke zeigen beim Anschlagen einen stark bituminösen Geruch. Auch oolithische Bänke finden sich eingeschaltet, die zahlreiche Steinkerne führen, unter denen neben solchen von Schnecken besonders die von *Terebratula (Coenothyris) vulgaris* v. SCHLOTH. auftreten. Häufig treten auch flache Kalkgerölle im Gesteine auf.

Die Zone der Schaumkalkbänke (z), die den Oberen Wellenkalk nach oben begrenzt, ist nirgends gut aufgeschlossen. Am Rosenberg bei Niedermeiser beginnt sie mit mürben hellgelben Kalkplatten, in denen eine 25 cm starke Oolithbank mit langen flachen Kalkgeröllen liegt. Die gelben Kalke finden sich an anderen Stellen zellig oder auch in dünnen Platten spaltend. Bei Uhlenhorst zeigt sich eine 75 cm starke und von 1,50 m Wellenkalk überlagerte feste oolithische Bank zwischen zwei Zonen gelben Kalkes. Oberhalb der Schaumkalkbänke finden sich plattige mürbe Mergelkalke, die zahlreich *Myophoria orbicularis* BR. führen.

Abgesehen von den zahlreichen Steinkernen von Schnecken, deren Bestimmung unsicher bleibt, ergaben sich im Wellenkalk folgende bestimmbare Reste:

Terebratula (Coenothyris) vulgaris v. SCHLOTH.

Lima lineata GOLDF.

Myophoria orbicularis BR.

Myophoria laevigata ALB.

Natica gregaria v. SCHLOTH.

Rhizocorallium.

2. Mittlerer Muschelkalk.

Der Mittlere Muschelkalk findet sich über das ganze Gebiet verstreut, in großen Flächen zeigt er sich aber nur bei Herlinghausen, Oberlistingen, Wettelingen und östlich Ersen. Sein Auftreten in Niederungen ist durch die geringe Widerstandsfähigkeit seiner weichen Mergel bedingt. Diese sind von grauer, oft auch rötlicher Färbung und liefern infolge des großen Tongehaltes einen schweren zähen Boden, sogenannten »Pechboden«, der sich besonders für Kleebau eignet. Von Fossilien enthalten die untersten Lagen selten *Lingula*. Häufig sind gelbe, weinrot geflammte Zellendolomite von dichtem oder krystallinischem Gefüge eingelagert, die, in den oberen Lagen des Mittleren Muschelkalkes am zahlreichsten auftretend, flache schildförmige Erhebungen zur Folge haben. In den Zellendolomiten finden sich zahlreiche Feuersteinkonkretionen. Den Mergeln sind ferner, zumal bei Herlinghausen, Gipse eingelagert, die, wie schon FRIEDRICH HOFFMANN¹⁾ sagt, Stockform besitzen, die also durch Wasseraufnahme als »eruptiver Gips« aus tieferen Lagen emporgequollen sind. Bei der Auslaugung der Gipse entstehen Erdfälle, wie sie auf dem Plateau südöstlich Dalheim zahlreich zu beobachten sind. Die Herlinghäuser Gipse sind schon auf den Karten von SCHWARZENBERG aus den Jahren 1830²⁾ und 1854³⁾ eingetragen.

¹⁾ FRIEDRICH HOFFMANN, Über die geognostischen Verhältnisse des linken Weserufers bis zum Teutoburger Wald. POGENDORFFS Annalen usw. 1825, S. 37.

²⁾ SCHWARZENBERG, Beschreibung der im Kreise Hofgeismar vorkommenden Gebirgs- und Erdarten usw. nebst einer petrographischen Karte dieses Kreises Hofgeismar. Landwirtschaftliche Zeitung für Kurhessen 1830.

³⁾ SCHWARZENBERG und REUSSE, Geologische Karte von Kurhessen und den angrenzenden Ländern zwischen Taunus, Harz und Wesergebirge. Mit Begleitwort. Gotha. Justus Perthes. 1854.

3. Oberer Muschelkalk.

Der Obere Muschelkalk kommt vielfach vom Nordrande des Blattes Warburg bis zu einer Nord-Süd-Linie Petersholz-Igelsbett vor. Östlich dieses Gebietes zeigt er sich nur noch in unbedeutender Ausdehnung am Rosenberg und an der Frenschens Warte bei Hofgeismar. Er gliedert sich scharf in Trochitenkalk und Nodosenschichten.

Ersterer, der eine Gesamtmächtigkeit von etwa 15 m erreicht, besteht in der Hauptmasse aus dicken Bänken eines gelblichgrauen dichten oder krystallinischen Kalkes, der oft zahllose Stielglieder von *Encrinus liliiiformis* LAM. und Steinkerne von *Lima striata* v. SCHLOTH. führt. Infolge der großen Härte, die das Gestein im Gebiet neben dem der Terebratelzone des Wellenkalkes zu einem vorzüglichen Baustein macht, bildet der Trochitenkalk plateauartige Hochebenen, bei steiler Lagerung Wälle. In seinen oberen Lagen ist er als Oolith entwickelt, der bei den Steinbruchsarbeiten als Abraum beseitigt werden muß, da er infolge Auflösung der Oolithkörner zu einem weichen Gestein verwittert, das nur noch aus dem Bindemittel der Körner bestehend, an einen feinporigen Schwamm erinnert. Aus diesem verwitterten Gestein lassen sich, ganz besonders schön auf der Hünenburg, hunderte von dickschaligen Muscheln mit dem Messer herausarbeiten, die, nur wenig Arten angehörend, die Reste förmlicher Muschelbänke sind. Verhältnismäßig selten findet sich in dem oolithischen Kalke *Astarte triasina* F. RÖMER, vorherrschend ist *Myophoria ovata* GOLDF.¹⁻⁴).

Bei Kalenberg an der Wormelner Scheuer enthalten die

¹) F. RÖMER, Über einige neue Versteinerungen aus dem Muschelkalk von Willebadessen. Palaeontographica I, S. 311.

²) BLANKENHORN, Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Commeru, Zülpich und dem Röhrtale. Abhandl. zur Geolog. Spezialkarte von Preußen usw. 1885. Bd. VI, Heft 2, S. 42—48, 128—130.

³) BLANKENHORN, Über die Verbreitung einer oolithischen Bank des Trochitenkalkes. Verhandl. des naturh. Ver. der preuß. Rheinlande usw. Bd. 44, 1887.

⁴) 147. Kartenlieferung der Geolog. Spezialkarte von Preußen usw. 1908. Blätter Driburg, Willebadessen und Peckelsheim.

harten Gesteine des Trochitenkalkes Muschelkalkgerölle. Ein besonders großes Exemplar stellt eine 10 cm lange, 5 cm breite und etwa fingerdicke Platte eines festen mit Fossilien erfüllten Wellenkalkbänkchens dar, deren Kanten gerundet sind.

Die Nodosenschichten bilden einen schweren, in feuchtem Zustand äußerst zähen Tonboden, zu dem namentlich die grünlichen Letten beitragen. Diese schließen in Abständen von 5—15 cm armstarke graue Kalkbänke ein, die zu Platten zerfallen. Oft treten diese Kalkbänke in Form aneinandergereihter linsenförmiger Kalkknollen auf. Auf den Oberflächen dieser Platten zeigen sich reliefartig herausragend *Ceratites nodosus* v. SCHLOTH., *Gervillia socialis* v. SCHLOTH., *Pecten laevigatus* v. SCHLOTH., *Myophoria vulgaris* v. SCHLOTH., *Monotis Albertii* GOLDF., *Terebratula vulgaris* v. SCHLOTH., *Nautilus bidorsatus* v. SCHLOTH.

III. Keuper.

Der Keuper ist in allen drei Abteilungen vertreten, aber nur untergeordnet vorhanden.

1. Kohlenkeuper.

Der Kohlenkeuper tritt in kleinen Partien rings um Warburg auf, ferner bei Kalenberg, Wettesingen, Herlinghausen, im Igelsbett und am Rosenberg. In der Hauptmasse besteht er aus roten, grünlich-grauen oder schwärzlichen Letten, die wie bei Herlinghausen in einzelnen Bänkchen unzählige Exemplare von Estherien führen. Bisweilen stellt sich ein plattig brechendes sandiges Gestein ein. Reine Sandsteine von grünlicher Farbe und mit vielen verkohlten Pflanzenresten, unter denen *Equisetum* deutlich zu erkennen ist, finden sich bei Herlinghausen und bei Kalenberg. Andererseits kann auch ein Kalk- und Dolomitgehalt eintreten, der zu gelben schwarzgefleckten Dolomiten überführt. Letztere enthalten auf den Schichtflächen bisweilen *Lingula* in kleinen Exemplaren.

2. Gipskeuper.

Der Gipskeuper tritt in seiner Verbreitung noch mehr zurück; wir beobachten ihn nur bei Ossendorf, Herlinghausen und Wettelingen. Soweit er nicht durch Diluvialbedeckung vor der Erosion geschützt ist, bildet er Niederungen. Er besteht aus einem Wechsel scharf an einander absetzender Streifen roter, grüner und grauer Mergel, von denen die ersteren aber vorwalten. Untergeordnet führt er bei Dalheim einzelne graue Steinmergelbänkechen.

3. Rät.

Das Rät ist südwestlich Dalheim auf kleinen Flächenraum beschränkt. Es wird von schwarzen, schieferig brechenden Tonen gebildet, die feinkörnige Sandsteinplättchen mit *Cardium cloacinum* QUENST. und Bündel von Gipskrystallen enthalten.

IV. Lias.

Der Lias besteht bei Dalheim, zwischen Herlinghausen und Ersen, bei Wettelingen und Niederlistingen aus dunklen Tonen, in seinen unteren Lagen auch aus festen blauschwarzen Kalken bis Kalksandsteinen, die zu braunen Sandsteinen verwittern. Die Angulaten-Schichten lassen sich östlich Dalheim und im Westzipfel des Ersener Liasgrabens durch mehrere Stücke von *Schlotheimia angulata* v. SCHLOTH. nachweisen.

Die Arieten-Schichten zeigen sich an vielen Stellen, kenntlich durch *Gryphaea arcuata* LAMARCK. Diese Muschel findet sich östlich Dalheim, in dem schmalen Liasstreifen, der bei Herlinghausen seinen Anfang nimmt, auf den Wiesen westlich Ersen, am Südfuß der Hängen und nördlich Niederlistingen.

Der Lias β kennzeichnet sich durch *Aegoceras planicosta* SOW. am Südfuß der Hängen und an der Biegung der Holändischen Straße südlich Dalheim. Der Ammonit findet sich in Eisensteingeoden, welche dunklen Tonen eingeschaltet sind.

Zahlreicher sind die Funde im Lias nördlich Niederlistingen, wo ein brauner Sandstein, der noch häufig dunkelblaue Kalkkerne führt, einen flachen Hügel bildet. Es finden sich neben Belemnitenresten und verschiedenen *Pecten*-Arten, die mit *Pecten priscus* v. SCHLOTH. und *Pecten subulatus* MÜNSTER große Ähnlichkeit zeigen, *Pinna Hartmanni* ZIET. Vermutlich liegt Unterer Lias vor.

In Liasbrocken aus dem Tuff südöstlich der Hängen findet sich *Belemnites clavatus* v. SCHLOTH., *Belemnites paxillosus* v. SCHLOTH. und *Inoceramus dubius* SOW.

V. Tertiäre Sedimente.

Tertiäre Sedimente sind an mehreren Stellen des Aufnahmegebietes verstreut, aber nur im Igelsbett bei Niederlistingen befinden sie sich noch in ursprünglicher Lagerung. Die Unterlage bilden hier Nodosenschichten. Die Auflagerungsfläche des Tertiärs liegt in 350 m über NN. In einer Grube aufgeschlossen zeigen sich hier feinkörnige Sande von weißer, stellenweise auch brauner Farbe. Rings um die Grube sind zahlreiche Knollensteine herausgewittert, die zum Teil mehr als 1 m im Durchmesser erreichen. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach gehören sie den auf Blatt Wilhelmshöhe¹⁾ beschriebenen unteroligocänen oder auch den miocänen Sanden an. Ähnliche tertiäre Sande liegen nordwestlich des Rosenbergs bei Zwergen in einem Niveau von 250 m über NN, ferner in einer Breccie südlich Herlinghausen in 230 m Meereshöhe. Letztere Fundstelle enthält noch Reste eines grünlichgrauen Sandes, der von zahlreichen Quarzgeröllen durchsetzt ist. Einzelne herausgewitterte Gerölle erreichen die Größe einer halben Faust. Fast gleiche, wenn auch durch Hitze stark beeinflusste Sande liegen im Tuff südöstlich der Hängen.

In der Breccie südlich Herlinghausen finden sich ferner oberoligocäne Kasseler Meeressande, die in mehrfacher Ausbildung auftreten. Zumeist sind es kalkhaltige grüne Glau-

konitsande, wie sie von Blatt Wilhelmshöhe¹⁾ beschrieben sind. Sie enthalten massenhaft weiße Schalenreste von Schnecken und Muscheln, unter denen eine kleine *Pecten*-Art deutlich zu erkennen ist. Außerdem ist das marine Oberoligocän durch Stücke eines braunen stark eisenschüssigen Sandsteines mit zahlreichen großen Steinkernen von *Pectunculus obovatus* LAM. vertreten. Da, wie sich später ergeben wird, die Kasseler Meeresande, welche in der Breccie lagern, an Ort und Stelle, wenn auch in einem etwas höheren Niveau, abgelagert wurden, läßt dieser neue Fundpunkt zwischen den bereits bekannten der Kasseler und Detmolder Gegend einen oberoligocänen Meeresarm, der von Kassel bis Detmold reichte, vermuten.

Nordwestlich Warburg, bei Kalenberg, an den Hängen und bei Niedermeiser lagern als Reste einstiger tertiärer Sande zahlreiche Braunkohlenquarzite. Sie besitzen große Härte und lassen auf dem Querbruch oft Gerölle von Quarz und Kieselschiefer erkennen. Die Oberflächen der Quarzite enthalten zahlreiche grubige Vertiefungen.

VI. Diluvium.

Das Diluvium ist durch Schotter und Lehm vertreten.

Erstere finden sich zu beiden Seiten der Diemel bei Warburg, Wormeln und Dalheim. Sie bilden die Reste von Terrassenablagerungen. Die verschiedenen Schottervorkommen liegen in folgenden Höhen über NN:

| | | |
|---------------------------------|-----------|---|
| Osterberg bei Warburg | 220—222 | m |
| Kloster bei Warburg | 200 | » |
| Südlich Wormeln | 242—246,5 | » |
| Südöstlich Wormeln | 220—230 | » |
| Wasserleitung bei der Altstadt | | |
| Warburg | 220—224 | » |
| Am Hasenberg bei Kalenberg . . | 190 | » |
| Südwestlich Dalheim | 200—211 | » |
| Südöstlich Dalheim | 210 | » |

¹⁾ 92. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1901.

Sämtliche Schotter bestehen aus nuß- bis faustgroßen Geröllen von Gangquarzen, Kieselschiefeln, Grauwacken, bisweilen auch Buntsandstein. Außerdem spielen Kreidegerölle eine große Rolle; die meisten derselben sind plänerartig, doch ist eine nähere petrographische Bestimmung nicht möglich, da die Verwitterung weit vorgeschritten ist. Im Innern zeigen sich konzentrische Verwitterungsringe. Der Kalkgehalt ist vollständig verschwunden, wodurch sich die poröse Beschaffenheit und das relativ geringe Gewicht der Gerölle erklären lassen. An Versteinerungen fand sich in diesen Geröllen nur ein schlecht erhaltenes Stück einer *Schloenbachia*. Andere Kreidegerölle gehören zweifellos dem Flammenmergel an.

Der Lehm ist jünger als diese Schotter, da er letztere zwischen Warburg und Kalenberg auf dem rechten Diemelufer überlagert. Er erfüllt zumeist weite Niederungen, wie nördlich Warburg, zwischen Kalenberg und Uhlburg, bei Wettesingen, Oberlistingen und Ersen. In Ersen zeigte der Lehm beim Brunnenbau eine Mächtigkeit von 6 m. Auffallend ist die Tatsache, daß bei Ersen und Oberlistingen der Lehm die Wasserscheide zwischen Diemel und Warme bedeckt. Hier erreicht er seine größte Höhenlage, bei Ersen mit 257 m, bei Oberlistingen mit 277 m. Ferner bedeckt der Lehm das westliche flache Talgehänge der Warme, während das östliche Gehänge zumeist frei von Lehm ist¹⁾. Da der Lehm in gleichbleibender Beschaffenheit die verschiedensten Schichten bedeckt, kann er nicht durch Verwitterung der anstehenden Gesteine entstanden sein, sondern muß von fernher transportiert sein.

VII. Alluvium.

Von den alluvialen Bildungen kommen zunächst die Sedimente in Betracht, die den Boden der Fluß-, zum Teil auch der Bachtäler erfüllen. Ihre Oberfläche, die »Aue«, wird meist zur Wiesenkultur benutzt.

¹⁾ E. ZIMMERMANN, Über gesetzmäßige Einseitigkeit von Talböschungen und Lehmlagerungen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1894, S. 493.

Ferner findet sich bei Niedermeiser im Ruhrtal ein sich über 1 km erstreckendes Kalktufflager, das schon von SCHWARZENBERG¹⁾ erwähnt wird. Es verdankt seine Entstehung einer Spaltenquelle, die ihren Kalkgehalt dem Wellenkalk entnommen hat. Bei Niedermeiser endigt der Kalktuff zungenförmig im Warmetal. Der Ruhrbach schneidet sich jetzt mit steiler Böschung in den Kalktuff ein, so daß der Aufbau desselben sichtbar wird. Er setzt sich bald aus porösen, bald aus dichten Lagen zusammen. Häufig lassen dieselben Schilffreste und Schneckenschalen erkennen.

Auf der Nordseite des Igelsbettes liegt in einem Wasserriß auf der Grenze von Mittlerem Muschelkalk und Trochitenkalk eine trogförmige, durch eine Quelle entstandene Erweiterung. In der Mitte befindet sich ein flacher, etwa 1 m hoher Hügel, der aus Kalktuff mit Mooreinlagen besteht und von nassen Sumpfmossen fast ganz bedeckt ist. Es liegt hier zweifellos eines jener hügelförmigen Quellmoore vor, wie sie aus dem masurischen Seengebiet Ostpreußens von HANS HESS VON WICHENDORFF und PAUL RANGE²⁾ beschrieben worden sind.

Auf der Westseite des Igelsbettes sowie am Rosenberg zeigen sich Basaltschotter, die auf den steilen Bergabhängen abgerutscht sind.

VIII. Die Basalte, Tuffe und die Herlinghäuser Breccie.

1. Die Verbreitung der Basalte und Tuffe.

Über das untersuchte Gebiet sind 23 größere und kleinere Kuppen verstreut, die aus Basalt oder Basalttuff bestehen. Basalt und Tuff sind entweder getrennt oder vergesellschaftet. In letzterem Falle werden die Tuffe von den Basalten gangförmig durchsetzt, durch welche Lagerung sich die Basalte den betreffenden Tuffen gegenüber als jünger erweisen.

¹⁾ SCHWARZENBERG, Beschreibung der im Kreise Hofgeismar vorkommenden Gebirgs- und Erdarten usw. Landwirtsch. Zeit. f. Kurhessen 1830.

²⁾ HANS HESS v. WICHENDORFF und PAUL RANGE, Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). Dieses Jahrb. 1906.

Basaltkuppen ohne Tuffbegleitung sind :

1. An der Warte südlich Herlinghausen.
2. Zwischen Herlinghausen und Griemelsheim.
3. Im Ostertal.
4. Östliche Kuppe der Vorkommnisse nördlich Niederlistingen.
5. Der Rosenberg.
6. Südliche Kuppe des Grebensteiner Stadtwaldes.

Tuffe, in denen sich Basaltgänge nicht beobachten ließen, treten auf :

1. Im Norden der Stadt Warburg.
2. An der Hünenburg.
3. Östlich Wettesingen.
4. Im Südwesten des Wolfsloh (hier die beiden sich fast berührenden Tuffflecken).
5. Nördlich Niederlistingen am Rande des Alluviums.
6. Zwischen Zwergen und Rosenberg.
7. Im Grebensteiner Stadtwald, hier das nördliche und mittlere der drei Vorkommnisse.
8. Am Schießstand südlich Hofgeismar.

Tuffe und Basalte zeigen sich auf den Hängen vergesellschaftet. In dem Aufschluß, der sich in der südöstlichen Kuppe der Hängen befindet, zeigt sich in der Mitte ein breiter Basaltgang ohne jede Absonderungserscheinungen, der von einem Tuffmantel umgeben ist. Im Basalt steckt ein großer Tuffkeil, der beim Aufsteigen des Basaltes in das Magma gerissen wurde und der einen großen Block Porzellanjaspis, aus Gipskeuper-Steinmergel entstanden, enthält.

Das Basalt- oder Tuffvorkommen am Bahnhof Warburg, das auf der v. DECHEN'schen Karte¹⁾ verzeichnet ist, wurde vor einigen Jahren beim Bau der Zuckerfabrik der Beobachtung entzogen. Der auf der gleichen Karte südöstlich Kelze angegebene Basalt stellte sich bei der geologischen Aufnahme als ein die Röttniederung steil überragender Wellenkalkhügel heraus.

¹⁾ Sektion Warburg der v. DECHEN'schen Karte, im Maßstab 1:80000. 1858.

2. Beschreibung der Basalte.

Die Basalte des Gebietes sind zumeist von dichter Beschaffenheit; ausnahmsweise liegt auf den Hängen auch schlackiger Basalt.

In RINNE's Werk über die norddeutschen Basalte¹⁾ sind einige der Warburger Gegend beschrieben; danach ist der Basalt auf den Hängen Leuzitbasalt, der des Igelsbettes Nephelinbasalt. Einige weitere Bestimmungen verdanke ich der Liebenswürdigkeit von Herrn Professor Dr. BELOWSKY²⁾: Die Basalte des Rosenberges bei Niedermeiser und der Kuppe im Südosten der Hängen sind Limburgite. Bei beiden ist die Grundmasse fast gänzlich frei von Feldspatleisten; als Einsprenglinge treten Augit, Olivin, letzterer von Serpentin schnüren durchzogen, und Apatit hervor; sekundär ist Calcit.

Der Basalt der Kuppe südöstlich der Hängen zeigt keine Absonderungserscheinungen. Im Igelsbett zeigt er in einem Aufschluß schöne regelmäßige Säulen. Der ovalen Gestalt des Vorkommens entsprechend strahlen dieselben von einer Längsachse aus. Die Säulen haben etwa den Durchmesser eines Kopfes. Von den Säulenflächen, die durch ein weißes Mineralhäutchen gekennzeichnet sind, dringt die Verwitterung in die Säulen ein, bis schließlich nur noch ein rundlicher fester Kern übrig bleibt. Auf der Ostseite des Steinbruches, wo die Anlagerung des Basaltes mit senkrechter Fläche an horizontal liegende Kohlenkeuperschichten aufgeschlossen ist, beobachten wir plattige Absonderung des Basaltes parallel zur Begrenzungsfläche.

Bisweilen kommen in den Basalten Einschlüsse fremder Gesteine vor, die durch die Hitze stark beeinflusst sind. Im Basalt des Igelsbettes fand ich ein Stück Kohlenkeupersandstein,

¹⁾ RINNE, Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Dieses Jahrb. 1892.

²⁾ Ich möchte nicht versäumen, auch an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. BELOWSKY in Berlin für die freundliche Bestimmung der beiden Basaltgesteine ergebenst zu danken.

das von der anstehenden Wand in den Basalt gelangt war. Es ist hart gebrannt, so daß es beim Anschlagen klingt, und zeigt zierliche Säulenabsonderung senkrecht zur Oberfläche. Ein anderer Einschluß, der vermutlich aus großer Tiefe stammt und lange Zeit der Hitze ausgesetzt gewesen war, besteht aus einem dunkelgrünen glasartigen Gestein, das durch Verwitterung eine hellgrüne poröse Hülle erhalten hat.

3. Beschreibung der Tuffe.

Die Tuffe bilden ein schwarzes oder braunrotes Gestein, das völlig ungeschichtet erscheint, meist aber von vertikalen Rissen durchsetzt ist. Es ist meist von geringer Härte, wird aber ausnahmsweise im Grebensteiner Stadtwald so fest, daß es zur Straßenbeschotterung gewonnen wird.

Der zerstiebte Schmelzfluß, der den Hauptbestandteil des Tuffes bildet, hat stets mehr oder weniger durch Verwitterung gelitten. Während die groben Schlacken meist noch deutlich eine poröse, mandelsteinartige Struktur erkennen lassen, ist die feinere Masse tonig geworden und zeigt oft ein durch strahlenförmige Zeolithbüschel gebildetes Cement. Der Tuff ist von Augit- und Hornblendekrystallen durchsät, bisweilen auch von eckigen Stücken vulkanischen Glases, die sich besonders zahlreich auf den Feldern an der Hünenburg zeigen. Abgerundete Basaltblöcke, deren Durchmesser einen halben Meter erreichen kann, finden sich ziemlich zahlreich im Tuff. Dieselben rühren meiner Meinung nach von Basaltapophysen her.

Besonders auffallend sind zahllose eckige Einschlüsse von Fremdgesteinen, welche dem Tuff das Gefüge einer Breccie verleihen. Dieselben zeigen sich entweder nur spärlich, wie im Tuff nördlich der Stadt Warburg, oder sie nehmen wie bei Niederlistingen so überhand, daß das vulkanische Grundmaterial bis auf einzelne eingestreute Schlacken gänzlich verschwindet. Wenn letzterer Fall auch eine Ausnahme bildet, so sind in den Tuffen die Einschlüsse doch weit häufiger als in den Basalten.

Am häufigsten treten im Tuff Gesteinsbrocken des Muschelkalkes, des Keupers und des Lias auf, die zum Teil aus geringer Tiefe mit emporgerissen wurden, meist jedoch von oben in den Schlot stürzten. Im Tuff südöstlich der Hängen liegt ein Steinmergelblock aus dem Gipskeuper von etwa $1\frac{1}{4}$ m Durchmesser, der in harten Porzellanjaspis verwandelt ist; senkrecht zur Oberfläche zeigt er säulenförmige Absonderung. Rote Keuperletten sind zu einer braunroten Masse gebrannt. Liasschiefer, die sich häufig im Tuff südöstlich der Hängen finden, sind jetzt ein hartes, muschelartig brechendes Gestein; die eingebetteten Belemniten haben ihre radialfasrige Struktur bewahrt, doch sind die Kalkspatfasern zu einer schneeweißen Masse geworden.

Als Seltenheiten treten Gesteinseinschlüsse des Tertiärs auf. Es fanden sich im Tuff südöstlich der Hängen mehrere Stücke eines quarzitähnlichen Sandsteines. Im Südwesten des Wolfsloh enthält der Tuff zahlreiche Schlieren und linsenförmige Einlagerungen eines weißen, von Glimmerblättchen durchsetzten Sandes, der bisweilen in solcher Menge vorhanden ist, daß im Tuff Sandgruben angelegt werden.

4. Wirkung des Schmelzflusses auf das Nebengestein.

An zwei Stellen sind die Wirkungen des Schmelzflusses auf das anstehende Gestein sichtbar.

Bei Griemelsheim durchsetzt der Basalt mit senkrechter Wand Nodosenschichten, die, ihrer muldenförmigen Lagerung entsprechend, mit geringem Winkel nach Nordosten einfallen; eine Biegung der Schichten durch vulkanische Kräfte hat nicht stattgefunden. Die Kalkplatten der Nodosenschichten sind grau gebrannt, die Schalen der Muscheln in eine weiße Masse verwandelt. Die grünlichen oder schwärzlichen Letten zwischen den Kalkplatten sind so fest geworden, daß sie muschelartig brechen.

Im Igelsbett grenzt der Basalt mit senkrechter Wand an Kohlenkeuper, dessen Schichten ihre horizontale Lagerung bei-

behalten haben. Letten und Dolomite lassen deutliche Wirkungen der Hitze erkennen.

5. Lagerung der Tuffe und Basalte.

Die Tuffe und Basalte bilden zumeist die Ausfüllungsmasse von Eruptionsröhren rundlichen Querschnittes.

Durchbrechende Lagerung läßt sich an folgenden Stellen nachweisen :

1. Die Gangform des Basaltes auf dem Iegelsbett und bei Griemelsheim ist durch Aufschlüsse bewiesen. In beiden Fällen grenzt der Basalt mit senkrechter Wand an horizontal lagernde Triasschichten, die durch die Hitze stark beeinflußt sind.

2. Die Tuffe der Hängen, die auf Nodosenschichten lagern, enthalten außer zahlreichen eingeschlossenen Stücken des Oberen Muschelkalkes auch solche des Kohlenkeupers. Da nun einerseits keiner der benachbarten Tuffe dieselben Einschlüsse in demselben Mischverhältnis enthält, vielmehr Gesteinsbrocken anderer Formationsglieder wie des Lias hinzukommen, oder diejenigen des Muschelkalkes und Keupers fehlen, andererseits sehr wohl denkbar ist, daß zur Zeit der Eruption der Muschelkalk der Hängen noch von Kohlenkeuper bedeckt war, so steht kein Grund der Annahme entgegen, die Eruptionsröhren der Hängen unter den betreffenden Tuffen selbst zu suchen.

3. Da die Hängen zur Zeit der Eruption bedeutend höher gewesen sein müssen, ist es unmöglich, daß das im Süden der Hängen befindliche Tälehen, auf dessen Böschung der Tuff südöstlich der Hängen lagert, bereits zur Eruptionszeit bis zu seiner heutigen Tiefe ausgearbeitet war. Dieser Tuff muß also auch als Ausfüllung einer Röhre angesehen werden. Aus demselben Grunde ist der Tuff südwestlich der Hängen, der im Mittleren Muschelkalk ansteht, und der Basalt im Ostertal als Gangaufüllung anzusehen.

4. Das Tuffvorkommen im Norden Warburgs, der Basalt der Warte, die beiden nördlichen und das westliche der vier Vorkommnisse nördlich Niederlistingen, der Tuff im Norden

des Grebensteiner Stadtwaldes und derjenige am Schießstand Hofgeismar, die als flache Hügel auf dem jeweilig anstehenden Gestein erscheinen, liegen demselben nicht horizontal auf, sondern gehen, wie durch Aufschlüsse klargelegt ist, unter das Oberflächenniveau des ringsum anstehenden Gesteines hinab. Will man annehmen, daß hier runde Vertiefungen durch die Tuffe oder Basalte von oben her erfüllt wurden, so läßt es sich nicht erklären, warum die Tuffe und Basalte gerade über den Vertiefungen als kreisrunde Hügel liegen geblieben sind, während sie in den zwischenliegenden Gebieten der Erosion zum Opfer fielen. Auch diese Tuff- und Basaltvorkommen sind also als die Ausfüllungsmassen von Explosionsröhren anzusehen.

5. Der Tuff an der Hünenburg, der östliche Basalt nördlich Niederlistingen und der mittlere Tuffhügel im Grebensteiner Stadtwald befinden sich den im Umkreis liegenden Tuff- und Basaltröhren gegenüber, die schon stark durch die Erosion abgetragen sind, in einem Niveau, welches zur Zeit der Eruption noch nicht die Oberfläche gebildet haben kann. Sie müssen also ebenfalls die Ausfüllungsmassen von Explosionsröhren bilden.

6. Die Tuffe nordwestlich des Rosenberges sind an ein kreisrundes Vorkommen von Kohlenkeuper, Nodosenschichten und Tertiär gebunden. Ich vermute deshalb, daß hier nicht ein tektonischer Graben vorliegt, sondern vielmehr die Ausfüllung eines Explosionsrohres, in dem die vulkanischen Massen nur eine untergeordnete Rolle spielen.

7. Bei dem Basalt des Rosenberges und des südlichen Hügels im Grebensteiner Stadtwald ist die Gangnatur nicht nachweisbar.

6. Die Herlinghäuser Breccie.

Südlich Herlinghausen liegt ein ost-westlich gerichtetes Tälden, das im Süden der Holländischen Straße mit einer gleichgerichteten Verwerfung zusammenfallend auf der Nordseite senkrecht stehenden Wellenkalk in steiler, auf der Süd-

seite Mittleren Muschelkalk in flacher Böschung hervortreten läßt. In dem vom Wellenkalk gebildeten Talgehänge liegt in einem Aufschluß eine eigenartige Breccie. Diese nimmt nur den inneren rundlichen Teil der Grube ein, während die randliche Böschung von kleinen Schollen des ringsum senkrecht stehenden Wellenkalkes gebildet wird. Nach Süden verschwindet die Breccie unter dem aufgeschwemmten Boden des Tälchens. Die Breccie besteht aus einem innigen Gemisch tertiärer Sande und der Gesteine des Kohlenkeupers, untergeordnet auch des Oberen Muschelkalkes und Wellenkalkes. Die Tertiärsande herrschen vor; sie durchsetzen entweder als fossilfreie Sande, deren Alter nicht zu bestimmen ist, oder als oberoligocäne Kasseler Meeressande die Masse in Schlieren und Brocken. Als zweithäufigster Gemengteil zeigen sich die Gesteine des Keupers in der Gestalt roter und grüner Letten, die stets schlierenartig eingequetscht erscheinen, oder als eckige Bruchstücke von Kohlenkeuper-Sandsteinen und -Dolomiten. Trochitenkalk liegt als etwa 1 m im Durchmesser erreichender Block dem Wellenkalk der Randböschung an, während Gesteine der Nodosenschichten im südlichen Teil der Grube zahlreich auftreten. Wellenkalkstücke finden sich hier und da eingestreut. Über die Entstehung dieser Breccie wird an anderer Stelle gesprochen werden (S. 411).

7. Das Alter der Tuffe und Basalte.

Eine Altersbestimmung der Tuffe und Basalte ist nur an zwei Stellen möglich.

Im Tuff an der Südwestseite des Wolfsloh liegen weiße Tertiärsande. Diese Tuffe können also keinesfalls vor der Tertiärzeit entstanden sein. Der Tuff südöstlich der Hängen, der ebenfalls Tertiärsande enthält, läßt uns zu demselben Resultat gelangen.

Falls, wie später angenommen wird, die Herlinghäuser

¹⁾ Blatt Wilhelmshöhe der 92. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1901.

Breccie gleichzeitig mit den Tuffen der Hängen entstanden ist, müssen sich diese Tuffe nach der Oberligocänzeit gebildet haben, da sich in der Breccie oberligocäne Kasseler Meeresande finden. Wir gelangen also zu einem miocänen oder postmiocänen Alter.

Wahrscheinlich darf man dieses Alter auch auf die übrigen vulkanischen Gebilde der Warburger Störungszone anwenden. Vielleicht sind diese Bildungen gleichaltrig mit den Basalten und Tuffen des Habichtswaldes, denen ein miocänes Alter zuzuschreiben ist¹⁾.

C. Tektonik.

I. Die Tektonik der Hebungszonen.

Die Warburger Hebungszone tritt, südöstlich streichend, als Fortsetzung des auf Blatt Peckelsheim²⁾ dargestellten Wellenkalksattels mit versenktem Nordostflügel in das untersuchte Gebiet ein (Profil I Mitte). Bei den ersten Häusern der Stadt Warburg verwandelt sie sich an einem Querbruch in einen regelmäßigen Röt-Wellenkalksattel (Profil II Mitte), der, in ost-südöstliche Richtung umbiegend, nach einem Verlauf von 6 km bei Herlinghausen an einem Querbruch endigt. Letzterer, welcher nördlich der Hängen die Holländische Straße schneidet, entwickelt sich aus der den Sattel im Süden begrenzenden Randverwerfung. Auch zeigt dieser Sattel, nachdem er bereits nördlich der Warte von einem Querwurf durchsetzt worden ist, in seinem Ostteile eine Sattelspalte, die den nördlichen Flügel absinken läßt (Profil IV rechts).

Dieser Hebungszone annähernd parallel verläuft, bei Kalenberg unter Diluvialbedeckung hervortretend, ein zweiter Wellenkalkzug, der von dem vorher beschriebenen durch eine lange Scholle Mittleren und Oberen Muschelkalkes geschieden ist (Profil III Mitte). Er läßt senkrechte oder überkippte Lagerung

¹⁾ 92. Lieferung der geolog. Spez.-Karte von Preußen usw. 1901.

²⁾ 147. Lieferung der geolog. Spez.-Karte von Preußen usw. 1908.

erkennen und ist von zahlreichen Verwerfungen zerrissen. Sein Nordostflügel ist bis auf eine kleine Scholle an der Warte (Profil III Mitte) gesunken. Nachdem nördlich Wettesingen die Linie höchster Heraushebung auf kurze Erstreckung im Röt, sodann in einigen quer zur Längserstreckung des Zuges liegenden Wellenkalkschollen ihren Weg genommen hat, verbreitert sich (Profil IV Mitte) an den Hängen die Hebungszone plötzlich nach Norden und legt sich, zugleich die nördlich anliegende Scholle Mittleren Muschelkalkes (Profil III Mitte) östlich begrenzend, an den Warburger Röt-Wellenkalksattel an, so daß hier die beiden vorher getrennten Hebungszüge verschmelzen. Aber auch nach der Vereinigung beider Züge zeigen sich noch zwei Linien höchster Heraushebung, die nunmehr ein westöstliches Streichen innehalten. Während jedoch die südliche derselben, bald in Röt, bald in Wellenkalk als in einer einseitigen Schichtenaufrichtung an einer Spalte (Profil V Mitte) weiter laufend, auf das deutlichste die Fortsetzung der Kalenberger Hebungszone bildet, ist die nördliche, wenn auch nur locker, sowohl mit der des Kalenberger als auch mit der des von Warburg kommenden Sattels verbunden. Ihr Hebungszug stellt einen Sattel mit gesunkenem Süd- (Profil V Mitte), dann mit gesunkenem Nordflügel dar, der mit dem südlichen Sattel eine unbedeutende Mulde jüngeren Wellenkalkes umschließt (Profil V Mitte). Am Wolfsloh geht der südliche Sattel in einen regelmäßigen Röt-Wellenkalksattel über (Profil VI Mitte), der, nach Osten untertauchend (Profil VII linke Hälfte), südlich Niedermeiser mit der Zone der Schaumkalkbänke endigt. Auch der nördliche Sattel wird am Wolfsloh zu einem regelmäßigen Röt-Wellenkalksattel (Profil VI rechte Hälfte), der aber rasch nach Süden umbiegt und an seinem eigenen Randverwurf endigt, so daß er seine Linie höchster Heraushebung mit der des südlichen Röt-Wellenkalksattels vereinigt. Zugleich stellt sich an der Umbiegungsstelle auf der Nordseite des Nordsattels ein Nebenast der Hebungslinie ein,

der in rückläufigen¹⁾ Wellenkalkschollen nach Osten seinen Lauf nimmt (Profil VI rechts).

Am Ostrande des Wolfsloh befreit sich die Hauptachse des Nordzuges wieder von der südlichen Hebungszone und wird zu einer Röt-Wellenkalkaufbiegung an einer Spalte mit nördlichem Einfallen der Schichten (Profil VII Mitte). Der Einfallswinkel wird im Grebensteiner Stadtwald sehr gering (Profil VIII links). Nachdem sich noch im östlichen Teil des Grebensteiner Stadtwaldes nordwestlich von Grebenstein ein senkrecht stehender Wellenkalksüdflügel eingestellt hat (Profil IX links), entzieht sich der Sattel an der Eisenbahn Grebenstein-Hofgeismar im Röt der Beobachtung.

Östlich Erßen stellt sich noch eine kurze Hebungszone ein, die den vorher beschriebenen fast parallel verläuft, und die ich die Rosenberg-Hebungszone nenne. Sie bildet bis zu ihrem Ende östlich des Rosenberges bei Niedermeiser eine einseitige Schichtenaufrichtung, die mit schwacher Wellenkalkheraushebung beginnt (Profil VII rechts) und auf der rechten Seite des Warmetales bei steiler Schichtstellung Röt hervortreten läßt. Zwischen dieser und der vorher beschriebenen nördlichen Hebungszone liegt eine flach muldenartige Einsenkung (Profil VII rechts und Profil VIII rechts), in der als jüngstes Schichtenglied Mittlerer Muschalkalk auftritt.

II. Die Tektonik der Senkungszone.

Die Zonen der Hebung werden zu beiden Seiten von solchen der Senkung begleitet. Die nördliche Senkungszone befindet sich nordöstlich Warburg zum größten Teil unter Diluvialbedeckung. Nur an einer einzigen Stelle treten Gipskeuperletten zu Tage, welche die Fortsetzung des im Nordwesten auf Blatt Peckelsheim²⁾ dargestellten Keupergrabens

¹⁾ Unter »rückläufigen Staffeln« versteht STILLE (Erläuterungen zur 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst., Blatt Peckelsheim, S. 49 Anmerkung) solche Staffeln, die einen vorher erreichten Absenkungsbetrag zum Teil wieder aufheben.

²⁾ 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

bilden (Profil I rechts); mit diesem kleinen Keupervorkommen keilt der Peckelsheimer Graben aus. Erst auf dem rechten Diemelufer stellt sich südwestlich der Uhlenburg ein neuer Keupergraben ein (Profil II rechts), der, bei der Kreuzung der Holländischen Straße als Gipskeuper-Liasgraben in östliche Richtung übergehend, zwischen Dalheim und Herlinghausen an einem Querbruch endigt (Profil III rechts und Profil IV rechts). Südlich dieses Grabens zieht sich, durch einen schmalen Streifen Oberen Muschelkalkes getrennt, ein etwas schmalerer Graben über zwei Kilometer nach Osten hin (Profil IV rechts und Profil V rechts). Ostsüdöstlich findet sich ein dritter Graben (Profil V rechts), der von dem zuletzt beschriebenen durch einen äußerst schmalen nach Osten gerichteten Wellenkalkstreifen geschieden ist¹⁾ und bei Ersen unter diluvialer Bedeckung sein Ende findet.

Östlich Ersen tritt in der Fortsetzung des Grabens unvermittelt der Rosenberg-Hebungszug unter dem Diluvium hervor (Profil VII rechts). Im Süden ist derselbe von einer flachen Einsattelung begrenzt (Profil VII rechts und Profil VIII rechts), auf der Nordseite zeigt er aber erst am Rosenberg eine solche (Profil VIII rechts). Beide Mulden vereinigen sich an der Frenschener Warte bei Hofgeismar, die Rosenberg-Hebungszone im Osten umschließend. Die gemeinsame Muldenfortsetzung läuft über den Schießstand bei Hofgeismar (Profil IX rechts) und verschwindet an der Esse im Röt.

Auf der Südseite der Warburger Hebungszone endigt der bei Ossendorf beginnende Gipskeupergraben (Profil I links) bereits östlich des Heimberges an einem Querverwurf und entsendet nur noch einige schwache Kohlenkeupereinsenkungen

¹⁾ Der Verwurf, der diese Wellenkalkscholle von dem nördlich anliegenden Graben trennt, ist in einem Steinbruch gut erschlossen. Auf der einen Seite liegen die festen Schichten der unteren Terebratelbank des Wellenkalkes horizontal. Auf der andern Seite durch eine senkrecht in die Tiefe setzende Verwerfung getrennt, sind grauschwarze Kohlenkeuperletten aufgeschlossen, die keinerlei Schichtung mehr erkennen lassen, vielmehr eine deutliche Schieferung parallel der Verwerfung zeigen.



über den Nünnekenberg in den westlich Warburg horizontal lagernden Oberen Muschelkalk. Diese Muschelkalkplatte verbreitert sich nach Südosten und reicht an den Warburger Röt-Wellenkalk-Sattel und den Kalenberger Hebungszug heran. Bei Wormeln wird die Muschelkalkplatte von einem südöstlich streichenden, vielleicht mit der am Elektrizitätswerk aus der Diemelau auftauchenden kleinen Keuperscholle zusammenhängenden Kohlenkeupergraben durchzogen (Profil II links). Letzterer biegt rasch nach Osten um und endigt bei Kalenberg am Wellenkalkzug, schräg gegen denselben laufend. Die Muschelkalkplatte findet bei Neukalenberg, am Hunold und an den Hängen ihre Südbegrenzung durch einen dritten Graben, der südwestlich Neukalenberg als flache Kohlenkeupereinsenkung beginnt (Profil III links), über Wettelingen nach Osten läuft, an den Hängen als Liasgraben (Profil IV links) die Muschelkalkplatte spitzwinklig abschneidet und bei Niederlistingen (Profil V links) sich an die oben beschriebene südliche Hebungszone anlegt. Ein neuer Liasgraben beginnt an der Südwestecke des Wolfsloh mitten im Wellenkalk des Hebunggebietes (Profil VI Mitte), erreicht aber bei ost-südöstlichem Streichen nordöstlich Niederlistingen den Rand der Hebungszone, um hier zu endigen. Von hier an zeigen sich, den südlichen Sattel und, sobald dieser sein Ende erreicht hat, den parallel laufenden nördlichen Sattel im Süden begleitend (Profil VII links und Profil VIII links), nur noch schwache muldenartige Einsenkungen (Profil IX links), die nordwestlich Grebenstein im Röt verschwinden.

III. Die Tektonik des Vorlandes.

Das die Gräben und Mulden begrenzende Vorland bildet einen Teil der eingangs erwähnten westfälisch-hessischen Triasmulde. Der Keuper rings um Borgentreich, welcher das Tiefste dieser Mulde bildet, hebt sich bereits nördlich des Diemeltales heraus, doch nimmt der unter dem Keuper hervortretende Obere Muschelkalk große Flächen im Gebiete der Störungszonen ein. So begrenzt er die nördliche Grabenreihe von Warburg bis

Ersen, und zwar zeigt er bis zu letztgenanntem Orte sehr geringes nördliches, östlich Ersen aber westliches Einfallen, so daß er sich im Petersholz zwischen Ersen und dem Warmetal mit Nord-Südbegrenzung heraushebt (Profil I bis IV rechts).

Seine Verbreitung westlich Warburg (Profil II links), bei Kalenberg, Neukalenberg, im Hunold (Profil III links) und in den Hängen (Profil IV links), wo er überall annähernd horizontal lagert, wurde schon früher besprochen. Außerdem findet sich der Obere Muschelkalk noch mit schwachem nordwestlichen Einfallen bei Oberlistingen (Profil IV links) und im Igelsbett (Profil VI links), woselbst sich auch auflagernder Kohlenkeuper vor der Erosion bewahrt hat. Im Westen des Aufnahmegebietes wird der Obere Muschelkalk durch die von KUCHENBUCH beschriebene Buntsandstein-Wellenkalk-Heraushebung östlich Welda¹⁾ begrenzt und durch deren Fortsetzung, den Buntsandstein von Germete²⁾ und den Wellenkalk des Heimberges, der sich an den Ossendorfer Gipskeupergraben anlehnt.

Der Mittlere Muschelkalk umsäumt, seiner muldenförmigen Lagerung entsprechend, den Oberen Muschelkalk im Osten und Süden, ist aber auch im Gebiete des letzteren durch Erosion an Abhängen freigelegt.

Die Linie, auf welcher der Wellenkalk zu Tage tritt, läuft westlich Zwergen und Obermeiser nach Süden, biegt aber am Ostende des Igelsbettes nach Westen um und nimmt ihre Richtung über Sieberhausen, Ostertal und Hünenburg. Im Warmetal besitzt der Wellenkalk westliches Einfallen (Profil VII rechts und Profil VIII links), das aber bei Sieberhausen in ein nördliches übergeht.

Der Röt beginnt auf einer annähernd nordsüdlichen Linie, die von Hofgeismar über Kelze nach Friedrichsthal verläuft (Profil IX links). Außerdem zeigt er sich in der Niederung

¹⁾ KUCHENBUCH, Das Liasvorkommen von Volkmarsen. Dieses Jahrb. 1890.

²⁾ v. DECHEN, Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz usw. II. Teil, 1884.

bei Obermeiser und Westuffeln (Profil VII links und Profil VIII links).

Das Bild der westfälisch-hessischen Triasmulde wird also durch die Warburger Störungszone nicht getrübt. Letztere schneidet sogar zumeist scharf an den wenig geneigten Schichten des Vorlandes ab. Erst östlich Ersen und Niedermeiser findet eine Änderung derart statt, daß die Ränder der das Vorland bildenden und zur Triasmulde gehörigen Platten zum Aufbau der Warburger Kette benutzt werden. So stellt der Bratberg nordwestlich Niedermeiser einen flachen Nordflügel der Rosenberg-Hebungszone dar (Profil VII rechts), während das Vorland nördlich des Rosenberges (Profil VIII rechts), bei Niederlistingen (Profil VI Mitte) und im Grebensteiner Stadtwald (Profil IX links) zur Bildung der flachen Mulden beitragen.

IV. Die Sättel, Gräben und Mulden bilden mehrere Faltenzüge.

Die oben beschriebenen Sättel, Gräben und Mulden zeigen eine derartige Anordnung, daß sie sich zu einer Anzahl teils parallel laufender, teils sich verzweigender und gegenseitig verschmelzender Faltenzüge vereinigen lassen. Die Gräben sind als Muldenkerne zu deuten, die an streichenden Verwerfungen versenkt sind. Die Sättel werden oft durch Hebung an Verwerfungen zu horstartigen Gebilden, während die Sattelflügel staffelförmig absinken oder gänzlich verschwinden können. Damit zeigt sich eine vollständige Übereinstimmung der tektonischen Verhältnisse der Warburger Störungszone und der im Eggevorland von STILLE beobachteten Falten¹⁾.

V. Die Faltenzüge bilden eine gemeinsame durch Umbiegung lokal zersplitterte Falte.

Die Annahme, daß jeder einzelne dieser Faltenzüge ein selbständiges tektonisches Gebilde darstellt, ist meines Erachtens von der Hand zu weisen, und zwar aus folgenden

¹⁾ 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

Gründen: Der Kalenberger Sattel ist ganz entgegengesetzt den durch STILLE beschriebenen Ketten des Eggevorlandes¹⁾ von sehr geringer Längenerstreckung; die Gräben von Ossendorf, Wormeln und Wettesingen umgürten ferner trotz ihrer Unterbrechungen sämtliche Sättel als eine Einheit; drittens weisen die Mulden zwischen den einzelnen Falten einen so geringen Senkungsbetrag auf, daß sie sich nicht mit den Außengräben vergleichen lassen. Vielmehr glaube ich eine gemeinsame Hebungzone annehmen zu müssen, die sich lokal zersplittert hat. Die Zersplitterung beginnt an der Umbiegungsstelle.

Nach dieser Anschauung ergibt sich folgende Erklärung der Entstehungsweise dieser Störungszone: Der Sattel, der bis Herlinghausen, wenn auch mit Querverwerfungen, der Umbiegung Folge geleistet hat, wird hier zerrissen. Der östliche Teil dreht sich um eine gedachte vertikale Achse derart nach Norden, daß in einen an der Umbiegungsstelle entstehenden und nach Süden auseinander tretenden Querbruch eine dreieckige Scholle Mittleren Muschelkalkes einsinkt. Der östliche nach Norden gebogene Teil des Sattels erhält insofern eine gewisse Selbständigkeit, als er sich nach Westen über die Abbruchstelle hinaus weit fortsetzt und den sich unter einem Winkel von etwa 20° von dem Warburger Röt-Wellenkalksattel entfernenden Kalenberger Wellenkalkzug bildet. Aber auch östlich der Umbiegungsstelle bei Herlinghausen zeigen sich jetzt nach Osten hin zwei Linien höchster Heraushebung, die denen des Warburger Röt-Wellenkalksattels und des Kalenberger Zuges entsprechen. Am Wolfsloh verschmelzen beide zeitweise. In der Rosenberg-Hebungzone haben wir einen Nebenast zu erblicken.

Auch die komplizierte Verteilung der Gräben an der Umbiegungsstelle findet auf diese Weise ihre Erklärung. Der Ossendorfer Gipskeupergraben hat südöstliche Richtung inne. Der Graben bei Wormeln und Kalenberg entsendet noch einen starken Ast in dieser Richtung, doch biegt er bald nach Osten

¹⁾ 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

um; auch verlängert sich der westliche Teil des östlich streichenden Grabengebietes über die Umbiegungsstelle hinaus nach Westen. Der dritte Graben verläuft nach Osten, doch kommt in dem nördlich Niederlistingen in den Wellenkalk eingreifenden Liasgraben die frühere Nordwest-Südost-Richtung wieder zum Ausdruck.

Dieselbe Vergitterung beider Richtungen zeigt sich auch in der nördlichen Grabenzone. Die Ostrichtung tritt hier südlich Dalheim ein, indem der Keuper-Liasgraben die Holländische Straße schneidet. Nordwestlich Herlinghausen zeigt sich ein zweiter, im Dorf ein dritter Graben gleicher Richtung. Diese Gräben liegen jedoch im Gegensatz zu denen der südlichen Grabenzone sehr nahe nebeneinander, so daß die zwischenliegenden Gebiete nur durch äußerst schmale Streifen älterer Schichtglieder gekennzeichnet sind, die man mit Brücken vergleichen kann. Die südliche derselben, die Herlinghäuser Wellenkalkbrücke, zeigt in dem in ihrem Ostteil befindlichen Steinbruch sattelförmige Aufbiegung.

VI. Die »Warburger Achse« und ihr Verlauf.

Diese Beobachtungen setzen uns in die Lage, auf die »Warburger Falte« den von STILLE in die Literatur eingeführten Begriff der geologischen »Achse«¹⁾ anzuwenden, unter der er entlang kontinuierlich zu verfolgenden Heraushebungen relativ alter Schichten die Linie jeweilig höchster Heraushebung versteht. Die »Warburger Achse« bildet häufig Verzweigungen. Sie tritt aus dem Bezirke des Blattes Peckelsheim, in dem STILLE und MESTWERDT sie verfolgt haben, südöstlich Ossendorf in das vom Verfasser untersuchte Gebiet ein, läuft in südöstlicher Richtung durch die Stadt Warburg und biegt bei Herlinghausen nach Ost-südosten um. Hier nähert sich ihr von Kalenberg her eine zunächst parallel, dann aber unter spitzem Winkel auf sie zulaufende Nebenlinie. Beide Linien treten dort in Berührung, um ihre Fortsetzungen nach Osten neben ein-

¹⁾ 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

ander weiter zu senden; die der südlichen läuft bis ins Warmetal südlich Niedermeiser, die der nördlichen bis zum Mönchshofsberg bei Grebenstein. Im Wolfsloh tritt jedoch eine Änderung derart ein, daß sich die nördliche Linie in zwei parallele, am Ostrande dieses Waldes sich wieder vereinigende Äste gabelt, und daß der südliche dieser beiden Nebenäste im Süden des Wolfsloh sich mit der oben beschriebenen südlichen Hauptlinie auf eine kurze Strecke vereinigt. Südöstlich Ersen stellt sich eine neue parallele Nebenlinie ein, die zwischen dem Rosenberg und der Frenschens Warte ihr Ende findet.

VII. Die Stärke der Faltung.

Die Stärke der Faltung ist nicht in allen Teilen der Störungszone die gleiche, vielmehr ist der östliche Teil, in dem die Lias- und Keupergräben verschwinden, weniger stark gefaltet. Um aber genauere Werte der Faltungsstärke zu gewinnen, gehe ich von folgenden Betrachtungen aus: Da die Lagerungsverhältnisse der westfälisch-hessischen Triasmulde durch die Warburger Störungszone fast nicht beeinflusst werden, sondern die Grenzlinien der die Mulde zusammensetzenden Formationsglieder an den einen Graben stoßen, um jenseits des Gegengrabens ihre natürliche Fortsetzung zu finden, können wir uns diese Linien über die Störungszone hin verbunden denken. Wir erhalten so im Westgebiete Oberen Muschelkalk, an den sich nach Osten Mittlerer Muschelkalk, Wellenkalk und Röt in breiten Streifen anschließen. Betrachten wir nun innerhalb jedes einzelnen dieser Formationsglieder der großen westfälisch-hessischen Triasmulde alle Teile der Störungszone, welche aus relativ älteren Schichten bestehen, als Hebunggebiete, alle solche mit relativ jüngeren Schichten als Senkunggebiete, und berechnen wir auf Querlinien die Mächtigkeit des Betrages, um den die relativ älteste Schicht über das Niveau der Triasmulde gehoben, die relativ jüngste Schicht unter das betreffende Niveau versenkt ist, indem wir folgende Mächtigkeit der einzelnen Schichtenkomplexe annehmen:

| | |
|---------------------------------|-------|
| Lias (nur zum Teil) | 60 m |
| Oberer Keuper | 50 » |
| Gipskeuper | 300 » |
| Kohlenkeuper | 50 » |
| Nodosenschichten | 60 » |
| Trochitenkalk | 15 » |
| Mittlerer Muschelkalk | 60 » |
| Oberer Wellenkalk | 30 » |
| Unterer Wellenkalk | 70 » |
| Röt (nur zum Teil) | 100 » |

so erhalten wir als Werte :

| Querlinie | Bezogen auf folgende Schicht der Triasmulde | Größter Hebungsbetrag | Größter Senkungsbetrag |
|--|---|-----------------------|------------------------|
| 1. Am Ossendorfer Gipskeupergraben | Nodosenschichten | 165 m | 350 m |
| 2. Bei Warburg | Trochitenkalk | 180 » | 110 » |
| 3. An der Warte | » | 185 » | 510 » |
| 4. An der Linie Wettetsingen-Dalheim | » | 185 » | 410 » |
| 5. An den Hängen | » | 185 » | 520 » |
| 6. Östlich der Linie Ersen-Niederlistingen | Oberen Wellenkalk | 150 » | 60 » |
| 7. Westlich Niedermeiser | » » | 120 » | 30 » |
| 8. Im Grebensteiner Stadtwald | » » | 110 » | 90 » |
| 9. Bei Kelze | Röt | 30—40 m | 70 » |

Bei einer Addition der Hebungs- und Senkungsbeträge erhalten wir folgende Zahlen, die sich zu einstelligen Verhältniszahlen vereinfachen lassen :

| | | |
|--|-----------|----|
| 1. Am Ossendorfer Gipskeupergraben | 515 m | 5 |
| 2. Bei Warburg | 290 » | 3 |
| 3. An der Warte | 695 » | 7 |
| 4. An der Linie Wettetsingen-Dalheim | 595 » | 6 |
| 5. An den Hängen | 705 » | 7 |
| 6. Östlich der Linie Ersen-Niederlistingen | 210 » | 2 |
| 7. Westlich Niedermeiser | 150 » | 1½ |
| 8. Im Grebensteiner Stadtwald | 200 » | 2 |
| 9. Bei Kelze | 100—110 m | 1 |

Diese Zahlen geben ein Verhältnis der Faltungsintensität der einzelnen Faltenzonen. Es ergibt sich das Resultat: Die Faltungsintensität, welche mit einer Ausnahme bei Warburg bis über die Hängen hinaus zwischen den Zahlen 5 und 7 schwankt, nimmt im Wellenkalk plötzlich mit den Zahlen 2 und $1\frac{1}{2}$ stark ab und geht im Röt auf die Zahl 1 herunter.

VIII. Die Ursache der Faltung.

Wie sind die Hebungs- und Senkungszone entstanden? Bei der Annahme, daß sich zunächst die Gräben durch Zerrung bildeten, welche ihrerseits beim Einsinken als Keile wirkend die Sattelaufwölbung erzeugten, wie es vielleicht bei der Herlinghäuser Wellenkalkbrücke der Fall ist, bleibt es immerhin merkwürdig, daß stets nur eine und dieselbe, dem Graben anliegende Seite des Vorlandes Aufsattelung erfahren hat, bei der Grabenzone im Norden die Südseite, bei der südlichen die Nordseite. Ferner bleibt auch die Tatsache unerklärt, daß die Aufsattelung nicht immer parallel der Grabenzone läuft, sondern daß bisweilen, wie zwischen Herlinghausen und Ersen oder am Hunold und an den Hängen, sich zwischen Sattel und Graben eine keilförmige Platte horizontal lagernder Schichten einschleibt. Schließlich scheint auch der Sattel, der sich östlich einer Linie Ersen-Niederlistingen weit über die Grabenzone hinaus ausdehnt, gegen diese Annahme zu sprechen.

Die Anschauung, daß der Sattel durch Druck, die Gräben zu anderer Zeit durch Zerrung entstanden sind, hat ebenfalls wenig für sich.

Ich schließe mich vielmehr der von STILLE in dem nach Nordwesten an das untersuchte Gebiet anschließenden Vorlande des Teutoburger Waldes vertretenen Meinung an, daß Sättel und Gräben beide gleichzeitig durch seitlichen Druck entstanden sind.

Von welcher Richtung der Druck wirkte, läßt sich nicht feststellen. Vielleicht fand ein südwestlicher Druck in der Borgentreicher Keupermulde im Nordosten der Falte ein Wider-

lager. Vielleicht kam der Druck von Nordosten und staute sich im Süden und Westen der Störungszone; vielleicht wirkte er in beiderlei Sinne.

Die Faltung entlang der Warburger Achse verliert an Intensität in der Region des Wellenkalkes und klingt im Röt aus; sie fehlt ganz im Fortstreichen, im Buntsandstein des Reinhardswaldes. Sie war also um so intensiver, je tiefer die Mulde einsank, und es bestätigt sich die Auffassung STILLE's, daß im Bezirke der Deutschen Mittelgebirge die Faltung in den gesunkenen Räumen um so stärker ist, je tiefer versenkt diese liegen¹).

Die Erscheinung, daß die Triasmulde durch die Warburger Störungszone fast gar nicht beeinflusst wird, verträgt sich sehr wohl mit der eben ausgesprochenen Annahme, da die Falte erst die Folge des Einsinkens der Triasmulde ist.

Für die Richtung der Falte sind vielleicht die Umrißlinien der westfälisch-hessischen Triasmulde maßgebend gewesen, die der Warburger Kette annähernd parallel verlaufen.

IX. Das Verhältnis der Tuff- und Basaltröhren zur Tektonik.

Die Tuff- und Basaltröhren treten meistens isoliert auf, selten sind sie reihenförmig, wie auf den Hängen, wo sich in einer nordnordwestlichen Linie sechs Tuffröhren eng zusammendrängen.

Die einzeln auftretenden Röhren münden zum kleinsten Teil auf Verwerfungen, meistens finden sie sich in geringerer oder größerer Entfernung von solchen. Während erstere in irgend einem Zusammenhang mit den Verwerfungen stehen, erweisen sich die anderen auf der Erdoberfläche als unabhängig von denselben.

Die nordwestlich gerichtete Tuffröhrenlinie der Hängen ist frei von jeder gleichgerichteten wahrnehmbaren Verwerfung.

¹) STILLE, Die deutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. d. Niedersächsischen geol. Ver. 1910.

Sie schneidet mehrere west-östlich streichende und durch gleichlaufende Verwerfungen getrennte Schollen unter einem Winkel von etwa 70° . Die Röhren münden zum größten Teil in einer schmalen Scholle horizontal lagernden Oberen Muschelkalkes, die im Norden von einem sehr steil lagernden Wellenkalkstreifen, im Süden von einem Liasgraben begrenzt wird. Mit den nord-nordwestlich streichenden Querverwürfen nördlich der Hängen zeigt sich kein Zusammenhang, da diese als lokale Erscheinungen auf den Wellenkalk beschränkt sind und in ziemlicher Entfernung zu beiden Seiten der Röhrenlinie laufen.

Freilich sind in der nördlichen Fortsetzung der Tuffröhrenlinie Anzeichen dafür da, daß in dieser Richtung starke Erschütterungen geherrscht haben. Am Nordfuß der Hängen liegt eine kleine Trochitenkalkscholle, die sich tektonisch nicht erklären läßt, in der Fortsetzung der Tuffröhrenlinie zwischen zwei west-östlich gerichteten und steil stehenden Wellenkalkschollen, deren südliche stellenweise sogar überkippte Schichten erkennen läßt.

Ferner tritt in der Fortsetzung der Linie, von den Hängen etwa 1 km entfernt, bei Herlinghausen die vorher beschriebene Breccie auf. Auch sie lagert in einer west-östlich streichenden Verwerfung, die Mittleren Muschelkalk, dessen Schicht-einfallen nicht zu erkennen ist, von überkipptem Wellenkalk trennt. Da diese beiden Vorkommnisse in gerader Fortsetzung der Tuffröhrenlinie liegen und von den Röhren nur wenig entfernt sind, glaube ich Breccie und Trochitenkalkscholle mit der Tuffröhrenlinie in Verbindung bringen zu müssen.

Die Linie, welche die Tuffe mit der Trochitenkalkscholle und der Breccie verbindet, schneidet die zumeist west-östlich streichenden Schollen der Warburger Störungszone ebenfalls unter einem Winkel von 70° . Da diese Linie, auf welcher ein Verwurf nicht zu beobachten ist, die beschriebenen heftigen Störungen aufweist, müssen wir annehmen, daß in derselben wenigstens eine starke Erschütterung geherrscht hat,

die stellenweise zum Überkippen der senkrecht stehenden Schollen geführt hat. An solchen Stellen entstanden klaffende Risse, in welche am Nordfuß der Hängen die Trochitenkalkscholle, südlich Herlinghausen die Breccie stürzten.

Da diese Linie die Fortsetzung derjenigen der Hängen-Tuffröhren bildet, glaube ich, daß die Erschütterungen nicht durch tektonische, sondern durch vulkanische Kräfte hervorgerufen wurden, indem der aufsteigende Basalt Spannungen, die sich nach der Bildung der Warburger Kette in der neuen nordnordwestlichen Richtung gebildet hatten, auslöste. Ob die Spannungen lokaler Natur waren, oder in einem gewissen Zusammenhang mit denjenigen des Eggevorlandes standen, die daselbst nach STILLE's Beobachtungen¹⁾ nach der Bildung der Ketten zu tektonischen Nord-Süd-Störungen führten, läßt sich nicht entscheiden.

Die Herlinghäuser Breccie läßt sich auch als die Ausfüllungsmasse eines Explosionsrohres erklären, in dem kein vulkanisches festes Material, sondern nur Gase empordrangen.

Daß in die klaffenden Risse relativ junge Gesteine einstürzen konnten, wie Trochitenkalk, in die Breccie auch Kohlenkeuper, hat seine Ursache in der zur Eruptionszeit herrschenden Muschelkalk- und Kohlenkeuperbedeckung, welche schon an anderer Stelle gefolgert wurde. Dieselbe ist ebenso wie die Bedeckung durch tertiäre Sedimente, die sich aus den Einschlüssen der Herlinghäuser Breccie wie des vorher beschriebenen Tuffes südöstlich der Hängen ergibt, der Abtragung zum Opfer gefallen.

Die Warburger Tuff- und Basaltröhren sind als die Ausläufer derjenigen des Habichtswaldes anzusehen. Leider liegt zur Zeit eine Karte über die Verteilung der Röhren im zwischenliegenden Gebiete nicht vor. Dieselbe würde anzugeben haben, ob die Explosionsröhren sich gleichmäßig über das ganze Gebiet verteilen, oder ob in der Warburger Störungszone eine Häufung der Kanäle stattfindet.

¹⁾ 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

Die eigenartigen vulkanischen Bildungen der Warburger Gegend haben mit denen von Urach, die von BRANCO¹⁾ beschrieben sind, große Ähnlichkeit. In folgenden Punkten stimmen sie hauptsächlich überein:

1. Die Ausbruchskanäle sind Röhren rundlichen Querschnittes.
2. Die Röhren von Urach erweisen sich unabhängig von Verwürfen. Dieselbe Behauptung läßt sich in dem von der Erdoberfläche gebildeten Querschnitt auch für die meisten der Warburger Tuffröhren aufstellen.
3. Die Füllmassen der Kanäle sind Tuffe oder Basalte.
4. Die Tuffe sind ungeschichtet.
5. Die Tuffe sind Breccien, bestehend aus dem zerstückten vulkanischen Material und Stücken des durchbrochenen zerschmetterten Gesteines.
6. Das Mischungsverhältnis der verschiedenen Arten der Fremdgesteine hängt von ihrem Alter und ihrer Härte ab. Die geologisch jüngsten sind am zahlreichsten vertreten.

X. Das Alter der Warburger Kette.

Der Lias tritt als Grabenmaterial der Warburger Störungszone auf, die Faltung der Kette muß also nach der Liasperiode stattgefunden haben.

Die tertiären Sande, die im Igelsbett normal auf Nodosenschichten liegen, müssen nach der Bildung der Warburger Kette abgelagert sein, da die Liasschichten in geringer Entfernung derselben nur dann vor der Erosion, welche vor der Ablagerung der Tertiärsande tätig war, bewahrt werden konnten, wenn sie in tiefere Lage gebracht waren.

Als jüngste, aus ihrer ursprünglichen Lagerung gebrachte Sedimente, die am Aufbau der Kette teilnehmen, zeigen sich tertiäre Sande, von denen nur die oberoligocänen Kasseler

¹⁾ BRANCO, Schwabens 125 Vulkanembryonen und deren tuffgefüllte Ausbruchsröhren. Stuttgart 1894.

Meeressande mit Sicherheit zu erkennen sind. Da diese aber, wie schon früher gesagt, durch Kräfte in ihre jetzige Lage gebracht wurden, die von denen, welche die Warburger Kette erzeugten, unabhängig waren, so berichten sie durch ihre Lage zwischen zwei Schollen verschiedenen Alters der Warburger Kette, daß letztere bereits vor dem Einsinken der Tertiärsande verschoben worden sind.

Wir erfahren also auf Grund der Wahrnehmungen im Aufnahmegebiet nur, daß die Warburger Kette nach der Liasperiode und vor der Oberoligocänenzeit gebildet worden ist.

Nach den Beobachtungen STILLE's am Borlinghauser Abbruch¹⁾ ist die Warburger Kette am Eggegebirge, wo sie unter die westfälische Kreidemulde untertaucht und dabei von der Kreide diskordant überlagert wird, ein Gebilde präcretacischen Alters. Meines Erachtens spricht kein Grund dagegen, die Erfahrungen an der Egge auch auf die gesamte Warburger Hebungszone zu übertragen. Freilich mögen nachträgliche Verstärkungen der Heraushebung eingetreten sein, wie solche auch an der präcretacischen Kette des Eggegebirges erkennbar sind.

Schluß.

Unsere Beobachtungen haben im Anschluß an diejenigen STILLE's am Eggegebirge folgendes ergeben: Die Warburger Falte, an deren Bildung sich Röt, sämtliche Schichten des Muschelkalkes und Keupers und der Lias beteiligen, durchläuft die von den Waldeckschen Buntsandsteinstaffeln, den Randstaffeln des Rheinischen Schiefergebirges und dem Reinhardswalde eingefasste Triasmulde bis Warburg in südöstlicher, von hier bis Grebenstein in östlicher Richtung, um im Warmetal zu endigen. Die Falte, deren Bau durch zahlreiche Verwerfungen beeinflusst ist, hat sich infolge der Umbiegung lokal derartig zersplittert, daß ihre Achse sich mehrfach verzweigt. Sie scheint mit dem Einsinken der westfälisch-hessischen Trias-

¹⁾ 147. Kartenlieferung der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1908.

mulde in Zusammenhang zu stehen und ist das Ergebnis einer beim Einsinken der Mulde erforderlich werdenden Verkürzung ihrer nord-südlichen Ausdehnung. Dabei wurde die Faltung der Warburger Kette um so stärker, je tiefer jeweilig die Triasmulde eingesunken war. Daß dem östlichen Teil der Kette das von STILLE für den westlichen Teil derselben erkannte präcretacische Alter zuzuschreiben ist, muß von vornherein für wahrscheinlich gelten, immerhin mögen nachträgliche Verstärkungen der vorcretacischen Hebungseffekte, wie solche auch am Eggegebirge nachweisbar sind, eingetreten sein.

Nach der Faltenbildung traten vulkanische Kräfte in Tätigkeit, die eine Anzahl das Gebiet durchschwärmender, von Tuff und Basalt erfüllter Röhren schufen. Dieselben erweisen sich in dem durch die Erdoberfläche gebildeten horizontalen Querschnitt größtenteils als unabhängig von den Verwerfungen. Einige dieser Röhren sind an den Hängen in einer Linie angeordnet, welche die Warburger Kette und ihre streichenden Verwerfungen unter einem Winkel von 70° schneidet; in ihrer Fortsetzung liegt eine Breccie, die, gleichzeitig mit den Tuffen entstanden, oberoligocäne Meeressande enthält; diese Tuffröhren beweisen, daß sie nach der Oberoligocänzeit entstanden sind, während die Warburger Kette viel höheren Alters ist.

Literaturverzeichnis.

1825. FRIEDRICH HOFFMANN. Über die geognostischen Verhältnisse des linken Weserufer bis zum Teutoburger Wald. POGGENDORFF's Ann. für Physik und Chemie.
1827. A. SCHWARZENBERG. Über das Vorkommen der Grobkalkformation in Hessen. (KEFERSTEIN, Geogr. Deutschland, III, S. 597.) Taschenbuch für Mineralogie.
1830. FRIEDRICH HOFFMANN. Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. Leipzig.
SCHWARZENBERG, Beschreibung der im Kreise Hofgeismar vorkommenden Gebirgs- und Erdarten, besonders in Beziehung auf Ökonomie und Technologie. Nebst einer petrographischen Karte dieses Kreises Kurhessens. Landwirtschaftl. Zeitung für Kurhessen.
1833. HAUSMANN. Über das Vorkommen der Grobkalkformation in Niedersachsen und einigen angrenzenden Gegenden. Göttingen.

- A. SCHWARZENBERG. Über die Grobkalkformation in Hessen. Stud. bergm. Fr. III, Göttingen.
1835. HOFFMANN. Geogn. Karte des Landes zwischen Magdeburg und Kassel. Berlin.
1848. FERD. RÖMER. Der Teutoburger Wald. Neues Jahrb. für Mineralogie, Geognosie usw.
1851. FERD. RÖMER. Über einige neue Versteinerungen aus dem Muschelkalk von Willebadessen. Palaeontographica, I, S. 311.
1854. E. BEYRICH. Über die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. Monatsber. Akad. Wiss. Berlin.
- A. SCHWARZENBERG und H. REUSSE. Geologische Karte von Kurhessen und den angrenzenden Ländern zwischen Taunus, Harz und Wesergebirge. Mit Begleitwort. Gotha.
1855. E. BEYRICH. Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Mit 1 Karte. Abh. Akad. Wiss. Berlin.
- H. v. DECHEN. Südlicher Teil des Teutoburger Waldes. Verh. des naturh. Ver. für Rheinl. u. Westf.
- R. LUDWIG. Versuch einer geogr. Darstellung der beiden Hessen in der Tertiärzeit. Notizbl. des Ver. für Erdkunde, Darmstadt.
1856. BACH. Geogn. Übersichtskarte von Deutschland. Gotha.
- H. v. DECHEN. Lagerungsverhältnisse im südlichen Teutoburger Wald (Köln. Zeit.). Neues Jahrb. für Mineralogie usw.
1857. AD. DAUBER. Das Triasgebirge an der Oberweser und seine nächste Umgebung. Programm des Herzogl. Gymn. zu Helmstedt.
- A. E. REUSS. Beitrag zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördl. u. mittl. Deutschl. Sitzungsber. der math.-nat. Klasse der K. Akad. d. Wiss. Wien.
1858. Sektion Warburg der v. DECHEN'schen Karte 1:80000.
1860. R. WAGENER. Über die Liasschichten von Falkenberg und vom Fürstentum Lippe-Detmold. Verh. des naturh. Ver. für Rheinl. u. Westf.
1863. H. MÖHL. Die Urgeschichte des kurhessischen Landes. Landw. Zeitschr. Kurh. Kassel. Nebst Karte. Ferner 1864 u. 1865.
1864. A. E. REUSS. Zur Fauna des Deutschen Oberoligocäns. Sitzber. Wien. Akad. I. Abh. mit 5 Tafeln. II. Abh. mit 10 Tafeln.
- H. v. SEEBACH. Der Hannoversche Jura. Berlin.
- O. SPEYER. Die Conchylien der Kasseler Tertiärbildungen. Palaeontographica.
- R. WAGENER. Die jurassischen Bildungen der Gegend zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser, mit Beiträgen von O. BRANDT. Verh. des naturh. Ver. für Rheinl. und Westf.
- 1866—1869. O. SPEYER. Die oberoligocänen Tertiärbildungen und deren Fauna im Fürstentum Lippe-Detmold. Palaeontographica.
1869. O. BÖTTGER. Beitrag zur paläontologischen und geologischen Kenntnis der Tertiärformation in Hessen. Inaug.-Dissert. (Würzburg). Offenbach am Main.
1870. v. DECHEN. Erläuterungen der geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. I. Teil.

1871. BRAUNS. Der untere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig.
O. SPEYER. Die Conchylien der Kasseler Tertiärbildungen. Palaeontographica.
1872. SCHLÜTER. Über ein Stück säulenförmig abgesonderten Buntsandsteins.
Verh. des naturh. Ver. für Rheinl. und Westf. 29.
1876. MÖHL. Über die Verbreitung der Jurabildung in Hessen. Ver. Nat. Kassell.
1881. v. DÜCKER. Über die Lagerungsverhältnisse des Teutoburger Waldes und des Wesergebirges. Verh. des naturh. Ver. für Rheinl. und Westf.
1882. W. TRENNER. Die Muschelkalkschichten in der nächsten Umgebung von Osnabrück. Verh. des naturh. Ver. für Rheinl. und Westf.
1883. v. KOENEN. Über geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen. Dieses Jahrb.
MOESTA. Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes. Dieses Jahrb.
1884. v. DECHEN. Erläuterungen der geol. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Teil.
v. KOENEN. Über Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz. Dieses Jahrb.
SPEYER. Die Bivalven der Kasseler Tertiärbildungen. Abh. der Spezialkarte von Preußen. Band IV.
1885. BLANKENHORN. Die Trias am Nordrande der Eifel zwischen Kommern, Zülpich und dem Röhrtale. Abh. der geol. Spezialkarte von Preußen. Band VI.
v. KOENEN. Über das Verhalten von Dislokationen im nordwestlichen Deutschland. Dieses Jahrb.
1886. EBERT. Kalkspat- und Zeolitheinschlüsse im Nephelinbasalt vom Igelsknapp bei Oberlistingen. Ber. des Ver. für Naturk. zu Kassell.
v. KOENEN. Über die Störungen, welche den Gebirgsbau im nordwestlichen und westlichen Deutschland bedingen. Nachr. der Kgl. Gesellschaft. der Wiss. zu Göttingen.
1887. BLANKENHORN. Über die Verbreitung einer oolithischen Bank des Trochitenkalkes. Verh. des naturh. Ver. der preuß. Rheinlande.
v. KOENEN. Über die ältesten und jüngsten Tertiärbildungen bei Kassell. Nachr. der Kgl. Gesellschaft. der Wiss. zu Göttingen.
1888. W. FRANTZEN. Untersuchungen über die Gliederung des unteren Muschelkalkes im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. Dieses Jahrb.
FRANTZEN und v. KOENEN. Über die Gliederung des Wellenkalkes im mittleren und nordwestlichen Deutschland. Dieses Jahrb.
STREMMER. Beitrag zur Kenntnis der tertiären Ablagerungen zwischen Kassell und Detmold. Zeitschr. der Deutschen geol. Ges.
1889. LEPLA. Mitteilung über die Aufnahmen im Gebiet des Blattes Waldeck-Kassell. Dieses Jahrb.
1890. KUCHENBUCH. Das Liasvorkommen bei Volkmarsen. Dieses Jahrb.
1891. M. BAUER. Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben. Neues Jahrb. für Min.

- O. FROMM. Petr. Untersuchungen von Basalten aus der Gegend von Kassel. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch.
1892. W. FRANTZEN. Untersuchungen über die Diagonalstruktur verschiedener Schichten mit Rücksicht auf die Entstehung derselben im Buntsandstein usw. Dieses Jahrb.
- RINNE. Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Dieses Jahrb.
1894. BRANCO. Schwabens 125 Vulkanembryonen und deren tuffgefüllte Ausbruchsröhren. Stuttgart.
- R. KLUTH. Der Gipskeuper im mittleren Wesergebiet. Inaug.-Diss. Göttingen.
- RINNE. Über norddeutsche Basalte. Sitzungsber. der Kgl. Preuß. Ak. der Wiss. Berlin.
- E. ZIMMERMANN. Über gesetzmäßige Einseitigkeit von Talböschungen und Lehmablagerungen. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges.
1895. A. DANNENBERG. Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. Tschermak's mineralogisch-petrographische Mitteilungen.
1897. BLANKENHORN. Zwei isolierte Tertiärvorkommen im Röt auf Blatt Wilhelmshöhe bei Kassel. Dieses Jahrb.
- BLANKENHORN. Der Muschelkalk auf Blatt Wilhelmshöhe bei Kassel und seine Lagerungsverhältnisse. Dieses Jahrb.
- RINNE. Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Dieses Jahrb.
1898. O. v. LINSTOW. Die Tertiärbildungen im Reinhardswalde bei Kassel. Dieses Jahrb. — Inaug.-Diss. Gött. 1899.
1899. STILLE. Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Dieses Jahrb.
1900. M. BAUER. Beiträge zur Kenntnis der niederhessischen Basalte. Sitzungsber. der Kgl. Akad. der Wiss. Berlin.
- H. STILLE. Über Steinkohlen im Mittleren Keuper am Teutoburger Wald bei Neuenheerse. Dieses Jahrb.
1901. STILLE. Zur Tektonik des südl. Teutoburger Waldes. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch.
- STILLE. Mitteilungen aus dem Aufnahmegebiet am südlichen Teutoburger Wald. Blatt Wilhelmshöhe, 92. Lief. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt.
1902. STILLE. Über präcretacische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Dieses Jahrb.
1903. E. MEYER. Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Dieses Jahrb.
1904. STILLE. Zur Kenntnis der Kreidegräben östlich der Egge. Dieses Jahrb.
1905. STILLE. Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Dieses Jahrb.
- STILLE. Über spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellschaft.

1906. H. STILLE und A. MESTWERDT. Die Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. Dieses Jahrb.
H. HESS v. WICHENDORFF und P. RANGE. Über Quellmoore in Masuren (Ostproußen). Dieses Jahrb.
1908. STILLE. Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. Dieses Jahrb.
1909. v. KOENEN. Das Tertiärgewirge im nordwestlichen Deutschland. Nieders. geol. Verein.
STILLE. Marines Oligocän westlich von Hannover. Nieders. geol. Verein.
STILLE. Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralblatt für Mineralogie usw.
STILLE. Zonares Wandern der Gebirgsbildung. Nieders. geol. Verein.
1910. STILLE. Die deutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. des Niedersächsischen geol. Vereins.

Coburg, den 15. Dezember 1910.

Über Faciesverhältnisse im Rät und untersten Lias in Nordwestdeutschland.

Vortrag, gehalten in der Sitzung
der Geologischen Landesanstalt vom 17. März 1910.

Von Herrn **A. Mestwerdt** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

Der Obere Keuper oder Rätkeuper setzt sich im nordwestdeutschen Berglande aus sandigen und tonigen Schichten zusammen, während kalkige Ablagerungen nur hier und da untergeordnete Zwischenschichten bilden. Wenn nun auch die Profile bei dem ständig wiederkehrenden Wechsel von Sandsteinen und Schiefer-tonen zunächst sehr gleichförmig erscheinen, so ergeben sich doch hinsichtlich der Verteilung der sandigen und tonigen Schichten recht interessante Beziehungen, wenn wir die Profile verschiedener Gebiete mit einander vergleichen. Wir können da gewisse facielle Gegensätze zwischen dem östlichen und dem westlichen Teile des nordwestdeutschen Gebirgslandes feststellen und kommen ferner zu der Beobachtung, daß derselbe Gegensatz auch noch nach Abschluß der Rätperiode im untersten Lias fortbesteht. Auf diese Beziehungen wurde ich durch meine Spezialaufnahmen in Westfalen und im Fürstentum Lippe einerseits und im braunschweigischen Kreise Helmstedt andererseits hingewiesen. Im Folgenden gebe ich nun zunächst eine Darstellung der Entwicklung des Räts und untersten Lias in dem östlichen und in dem westlichen Gebiete und ziehe aus den dazwischen liegenden Gegenden zum Vergleich die Verhältnisse im südlichen Hannover heran.

I. Gegend nordöstlich von Braunschweig.

Das Rät besteht nordöstlich von Braunschweig aus mächtigen, grauen bis bräunlichen Sandsteinen mit Einlagerungen dunkler, stellenweise geodenführender Schiefertone. Diese Schiefertone treten meist nur als mehr oder minder mächtige Zwischenlagen zwischen den Sandsteinbänken auf, schließen sich aber gelegentlich zu größerer Mächtigkeit zusammen, wie sie zum Beispiel in dem westlichen Teile der Mackendorfer Ziegelei aufgeschlossen sind.

Die Sandsteine sind größtenteils feinkörnig, seltener mittelkörnig, und außerordentlich schwankend in bezug auf ihre Festigkeit. Als wahre Quarzite wird man sie kaum jemals, und als quarzitisches Sandsteine auch nur zum Teil bezeichnen können. Während sie der Hauptmasse nach als feste Sandsteine mit kieseligem Bindemittel ein vorzügliches Steinbruchmaterial liefern, das in mächtigen Quadern gebrochen wird, treten sie andererseits in dünnen Platten und Schiefeln, sowie endlich als weiche, mürbe Massen auf, die, zu losem Sand zerfallen, in Sandgruben gegraben werden, so am Sarling bei Almke und bei Bisdorf, sowie im Barnstorfer Holz. Kreuzschichtung ist in den Sandsteinen eine verbreitete Erscheinung, und nicht selten zeigt im Steinbruch eine Bank eine rinnenförmige Auswaschung, die beim Absatz der nächst höheren Schicht wieder ausgefüllt wurde. Gesteinsplatten mit Trockenrissen und vielleicht als Kriechspuren zu deutenden Unebenheiten finden sich gleichfalls nicht selten auf den Halden.

Von besonderer Bedeutung für die Beurteilung des Räts in facieller Hinsicht ist das Auftreten von Kohlenflözen, auf die in früheren Zeiten am Lappwalde vielfach Bergbau betrieben worden ist. Alte Schachtanlagen findet man noch heute an verschiedenen Stellen des Lappwaldes. Seit einer Reihe von Jahrzehnten ist der Bergbau wohl überall zum Erliegen gekommen. BRAUNS teilt von eingegangenen Kohlenschächten auf der Mesekenhaide bei Helmstedt folgendes Profil¹⁾ mit:

¹⁾ Vergl. Palaeontographica IX, S. 61 f.

»Unter der Ackerkrume

- 3,5 m zerreibliche helle Sandsteine,
- 0,4 » Kohle, sehr tonig,
- 1,5 » Sandstein, dünngeschichtet,
- 0,6 » Kohle, blättrig und tonig, reiner als die obere,
- 4,5 » Sandstein.«

Geringe Flöze, die 0,1 m Stärke kaum erreichen, sieht man häufig in den Rätssandsteinbrüchen.

Die Mächtigkeit des Räts scheint erheblichen Schwankungen unterworfen zu sein. Da indessen in dem Gebirgsbau des Gebietes nordöstlich von Braunschweig streichende Störungen eine große Rolle spielen, ist eine Angabe der Mächtigkeit nach Beobachtungen über Tage sehr unsicher. Herr H. SCHROEDER schätzt nach freundlicher Mitteilung die Mächtigkeit des Räts in der Gegend nördlich vom Harz auf annähernd 100 m. Die untere Grenze des Rätkeupers war in den von mir untersuchten Profilen überall scharf insofern, als über den untersten Sandsteinbänken nirgends noch einmal graue steinmergelartige Schichten, die den Oberen Gipskeuper zusammensetzen, auftreten, wie dies in anderen Gebieten vielfach beobachtet ist.

Dicht über der Liegendgrenze tritt auch hier die in unseren südlicheren Keupergebieten weitverbreitete »Gurkenkernschicht« mit *Anodonta postera* QU. auf, während ich Bonebedlagen als Basis des Räts bisher nicht beobachtet habe. Als Hangendgrenze wurde die oberste helle Sandsteinbank angenommen, die von Schichten mit Versteinerungen des untersten Lias überlagert wird.

Der unterste Lias (α) zeigt auch im Braunschweigischen die QUENSTEDT'sche Gliederung in

- Arietenschichten,
- Angulatenschichten und
- Pylonotenschichten.

Die Pylonotenschichten bestehen aus dunklen Schiefertönen und harten, vielfach eisenschüssigen Sandsteinbänken mit *Psiloceras planorbe* SOW. Ein Kalkgehalt ist in den festen Bänken bisher nicht beobachtet worden. Die Tone zerblättern pappeartig in kleine ebene Schieferstückchen, eine Eigentümlichkeit, die sie auch im

östlichen Westfalen, z. B. im Eisenbahneinschnitt von Neuenheerse, zeigen. Die Pylonotenschichten sind etwa 10 m mächtig.

Die Angulatenschichten darüber bestehen aus dunklen Schiefer-tonen und hellen Sandsteinen mit kieseligem, seltener kalkigem Bindemittel. Die Sandsteine sind fast durchweg recht feinkörnig, meist glimmerig und wie die Rätsandsteine in der Regel etwas eisenschüssig. Durch laterale Sekretion ist der Eisengehalt auf Klüften angereichert, und solche schaligen, eisenreicheren Gesteinsstücke sind in früheren Zeiten sogar verhüttet worden. Schlackenreste jener alten Rennöfen findet man besonders südlich von Querenhorst an mehreren Stellen der Marienthaler Forst. Im übrigen schwanken die Angulatsandsteine sehr in bezug auf Festigkeit und Mächtigkeit der einzelnen Bänke. Sind es auch vorwiegend nur mürbe Sandsteine mit häufiger Kreuzschichtung, so kommen doch auch recht kieselige Lagen vor. Stärkere Bänke sind im allgemeinen selten, meist sind es dünnere und ebene Platten, und in diesem Überwiegen plattiger Gesteine hat man, wo Aufschlüsse fehlen, ein wichtiges Hilfsmittel zur Abgrenzung des untersten Lias gegen das Rät. Dabei ist der Schutt der Angulatsandsteine mit dem der Rätsandsteine so sehr vermischt, daß zumal im waldigen Gelände von der Zwischenlagerung der Pylonotenschichten nichts bemerkt wird. Man hat sich deshalb entschließen müssen, bei der Spezialkartierung die Pylonotenschichten und Angulatenschichten zusammenzufassen. Versteinerungen sind in den Sandsteinen nur stellenweise häufiger. Neben den anderen bekannten Formen der Angulatenschichten ist es *Schlotheimia angulata* v. SCHLOTH. selbst, deren Abdrücke auf den Schichtflächen sichtbar werden, und außerdem ist *Cardinia Listeri* Sow. besonders häufig, weshalb diese Schichten auf der alten EWALD'schen Karte als Cardinienschichten bezeichnet werden.

Die Mächtigkeit der Angulatenschichten beträgt etwa 25 Meter, wovon die Sandsteine mindestens die Hälfte ausmachen, da von ihnen in der Mackendorfer Ziegelei mehr als 12 Meter aufgeschlossen sind, ohne daß ihre Gesamtheit hier sichtbar ist. Gelegentlich scheinen indessen die Sandsteine auch mehr zurückzutreten. Auch die Grenzlagen gegen die nächst höheren, die Arieten-

schichten schwanken in petrographischer Beziehung, indem einerseits helle Sandsteine, andererseits aber wieder Tone das Hangendste bilden, wie man aus einer kleinen Einsenkung des Geländes an der Grenze beider Liasstufen folgern kann.

Die Arietenschichten endlich bestehen aus grauen, eisen-schüssigen, sandreichen, zuweilen auch etwas oolithischen Kalken, die zu wahren Sandsteinen verwittern. An ihrer lebhaft rotbraunen Dammerde kann man die Arietenschichten auch in bewaldetem Gebiet überall leicht erkennen. Sie sind fast überall reich an Versteinerungen, besonders an Arieten. Manche Lagen sind ganz erfüllt von *Gryphaea arcuata* LAM., so daß der Name Gryphitenschichten für diese Stufe des Lias auch im nordöstlichen Braunschweig zutrifft. Die Arietensandsteine werden im Bahneinschnitt südwestlich von Volkmarsdorf von dunklen Tönen mit Mergelkalken überlagert, die nicht mehr Formen der Arietenschichten enthalten, sondern nur solche des Lias β^1). Diese höhere Stufe des Unteren Lias enthält keine nennenswerten sandigen Einlagerungen.

Es ergibt sich somit, daß im nordöstlichen Braunschweig im Rät und im Unteren Lias bis zu den Arietenschichten hinauf vorwiegend sandige Ablagerungen vorhanden sind, abgesehen von den dunklen Tönen, die mehr oder weniger als Zwischenschichten zwischen den Sandsteinbänken auftreten.

II. Östliches Westfalen und Fürstentum Lippe.

Im östlichen Westfalen und Fürstentum Lippe befinden wir uns in dem westlichen Teile des nordwestdeutschen Gebirgslandes. Hier sind wie im Braunschweigischen Rät, Pylonotenschichten, Angulatenschichten und Arietenschichten in lückenloser Folge vorhanden. Aber die petrographische Zusammensetzung ist hier eine wesentlich andere als dort.

Das Rät besteht aus Quarziten, quarzitäen Sandsteinen, Quarzitschiefen, Sandsteinschiefen und schwarzen Schiefertönen. Es sind also zwar auch wie im Braunschweigischen sandige und

¹⁾ Vergl. auch STOLLEY, Einschnitte der Bahnlinie Schandelah—Öbisfelde in der Juraformation. 14. Jahresbericht des Ver. für Nat. zu Braunschweig, S. 63.

tonige Sedimente vorhanden, aber die Sandsteine besitzen eine viel größere Festigkeit, indem sie der Hauptmasse nach als Quarzite entwickelt sind. Die Tone treten nicht bloß als Zwischenmittel auf, sondern nehmen den größten Teil des im ganzen etwa 40 Meter Schichtenmächtigkeit umfassenden Rätprofils ein. In der Gegend von Herford, Salzuflen und Lemgo ist das Mächtigkeitsverhältnis der Sandsteine zu den Tonen etwa wie 1:4. Dabei bleibt das sandige Material auf die untersten 8—10 Meter des Räts beschränkt. Darüber liegen die Tone, die nur von untergeordneten schiefrigen Sandsteinbänken und Quarzitschiefern unterbrochen werden. Das Rätprofil ist hier also in runden Zahlen folgendes:

30 Meter Rättone,
10 » Rätquarzite.

Je weiter wir von den genannten Plätzen aus uns nach Süden wenden, um so geringer wird das sandige Material hinsichtlich seiner Mächtigkeit. Schon in der Gegend östlich von Detmold können größere Steinbrüche im Rät nicht mehr angelegt werden, und in der Gegend von Langeland östlich Altenbeken besteht der Rätkeuper aus »dünnschichtigen, glimmerhaltigen Sandsteinen«¹⁾. Noch weiter südlich bei Neuenheerse ist der Sandgehalt des Räts auf dünne quarzitische Sandsteinbänkchen beschränkt, die zwischen schwarzen Schiefertönen auftreten²⁾. Wir nähern uns hier den Verhältnissen, wie sie in den letzten Jahren aus Bohrungen am Niederrhein bekannt geworden sind, wo das Rät mit *Avicula contorta* PORTL. nur aus schwarzen Schiefertönen besteht³⁾.

Eigentliche Kohlenflöze sind bislang aus dem Rät des Lip-pischen Keupergebietes nicht bekannt geworden. Pflanzenabdrücke findet man indessen ziemlich häufig. Die untere Grenze ist überall scharf und wird an manchen Stellen durch ein Bonebed gebildet. Die Hangendgrenze ist paläontologisch durch das Auftreten der ersten Liasversteinerungen sicher bestimmbar, und die so ge-

¹⁾ H. STILLE, Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Berlin 1900, S. 6.

²⁾ s. Erläut. zur geol. Spezialkarte v. Preußen usw. Lief. 70, Bl. Lichtenau.

³⁾ Vgl. WUNSTORF und FLIEGEL, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 62, S. 54.

wonnene Grenze kann man auch petrographisch festlegen: sie liegt stets über den höchsten Sandschiefern, die mithin überall samt den sie umschließenden Glanzschiefer-tonen noch zum Rät zu ziehen sind.

Die drei Stufen des Lias α werden von dunklen Tönen gebildet. Als Einlagerungen fester Bänke treten nun nicht wie im Braunschweigischen Sandsteine auf, sondern durchweg graue Kalke. Nur zwei Ausnahmen von dieser in Westfalen sonst allgemein gültigen Regel sind mir seither bekannt geworden. R. WAGENER¹⁾ erwähnt von Wörderfeld (Blatt Pymont) »schwarze Schiefertone und hellere Sandsteine, aus denen bekannt sind

Ammonites angulatus v. SCHLOTH.,

Cardinia trigona ROEM.,

Pholadomya«.

In dem zweiten Falle handelt es sich um dünnplattige Sandsteine bei Wörfeld auf Blatt Detmold²⁾, in denen auf einer bestimmten Schichtfläche *Ostrea sublamellosa* DKR. in zahlreichen Exemplaren auftritt. Nun tritt zwar diese *Ostrea* auch schon vereinzelt im Rät auf, und lediglich wegen ihrer Häufigkeit wurden die fraglichen Schichten zum Lias gezogen, so daß es zweifelhaft bleibt, ob man es nicht doch vielleicht mit Rät zu tun hat, mit dem die betreffende Bank petrographisch durchaus übereinstimmt.

Hiervon abgesehen bleiben im Rät und untersten Lias des östlichen Westfalens sandige Ablagerungen in der Hauptsache auf das unterste Rät beschränkt, während sie im nordöstlichen Braunschweig, wie wir sahen, bis in die Arietenschichten hinaufgehen.

III. Das Zwischengebiet.

Der Gegensatz, der in der mächtigen Sandsteinentwicklung des Räts und der sandigen Natur der festen Bänke des untersten Lias im nordöstlichen Braunschweig einerseits und in den bedeutend geringeren Rätssandsteinen und liassischen Kalkeinlagerungen Westfalens andererseits besteht, wird naturgemäß in dem

¹⁾ R. WAGENER, Die jurassischen Bildungen der Gegend zwischen dem Teutoburger Walde und der Weser. Verh. Nat. Ver. Rheinl. u. West. XXI, S. 13.

²⁾ Vergl. Erläuterung. zur Spezialkarte v. Preußen usw. Lief. 167 Bl. Detmold.

zwischen jenen beiden Gegenden gelegenen hannoverschen Gebiete ausgeglichen. Wenn man die Profile von Osten nach Westen verfolgt, zeigt es sich, daß im Rät die Sandsteinbänke ihrer Mächtigkeit und Zahl nach mehr und mehr abnehmen und die schwarzen Schiefertone entsprechend anschwellen. Im südlichen Hannover ist insofern schon eine Übereinstimmung mit dem westfälischen Rät eingetreten, als hier die Hauptmasse der Quarzite und Sandsteine im untersten Teile des Räts auftreten. Freilich kommen Sandsteinbänke auch noch im unmittelbaren Liegenden des Lias vor. Indessen schwankt die Entwicklung der Profile auf wenige Kilometer Entfernung nicht unerheblich.

Dieselbe Abnahme des sandigen Materials beobachten wir in ostwestlicher Richtung auch im untersten Lias. In der Gegend von Harzburg stimmt die Entwicklung der Angulatenschichten noch ganz mit derjenigen nordöstlich von Braunschweig überein: »neben Schiefertönen treten ganz vorwiegend Sandsteine auf«¹⁾. Auch aus der Dörntener Gegend erwähnt DENCKMANN²⁾ Sandsteine der Angulatenschichten. Ebenso wird aus der Gegend von Gandersheim³⁾ die petrographische Übereinstimmung der Sandsteine des Lias mit denen des Räts hervorgehoben. Südwestlich hiervon finden sich im Gebiete des Blattes Moringen⁴⁾ im untersten Lias »auch mürbe, graubraune, feinkörnige Sandsteine« und auch auf Blatt Nörten⁵⁾ noch »eisenschüssige Sandsteine mit *Ammonites angulatus*.« Dabei wird die Hauptmasse der Angulatenschichten von dunklen Tönen gebildet. Aus der Göttinger Gegend wird der kalkige Charakter der diesen Tönen eingeschalteten festen Bänke hervorgehoben: in den Pylonotenschichten sind es »braunverwitternde, sandige Kalke mit Ostreen«, und in den Angulatenschichten »Kalkblöcke und dunkelgraue Kalksandsteine, welche

¹⁾ Erläut. zur geol. Karte von Preußen usw. Lief. 100, Bl. Harzburg, S. 84.

²⁾ DENCKMANN, Über die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Dörnten nördlich Goslar. Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Preußen usw. Bd. VIII, Heft 2.

³⁾ Erläut. zur geol. Karte von Preußen, Lief. 71. Blatt Gandersheim.

⁴⁾ Erläut. zur geol. Karte von Preußen, Lief. 71, Blatt Moringen.

⁵⁾ Erläut. zur geol. Karte von Preußen, Lief. 71, Blatt Nörten.

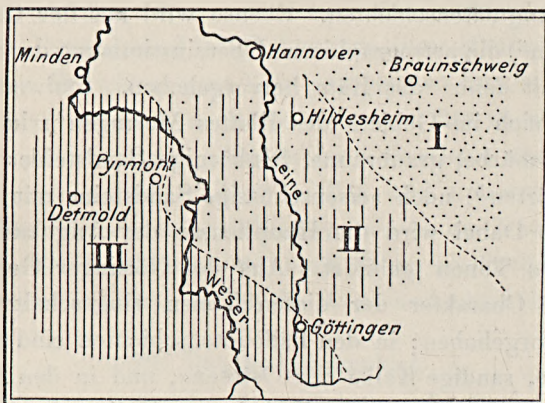
letzteren durch Verwitterung in mürbe, braune, eisenschüssige Sandsteine übergehen«¹⁾).

In den oben genannten Sandsteineinlagerungen im untersten Lias westlich der Weser bei Wörderfeld und bei Wörfeld kann ich demnach nur die westlichsten Ausläufer sandiger Ablagerungen im untersten Lias erkennen.

In den Arietenschichten des nordöstlichen Braunschweigs besitzt das frische Gestein einen gewissen Kalkgehalt, durch die Verwitterung aber entstehen kalkfreie Sandsteine. Dies ist bei den festen Bänken der Arietenschichten Westfalens infolge des viel geringeren Sandgehalts nicht der Fall; also auch in diesem Liashorizont läßt sich eine Abnahme des Sandgehalts in ostwestlicher Richtung nachweisen.

Zusammenfassung.

Die hier geschilderten Faciesverhältnisse habe ich in folgender Kartenskizze zur Darstellung zu bringen versucht:



- Zone I. Mächtige Sandsteinentwicklung
im Rät, Sandsteine im Lias α .
- Zone II. Abnehmen der Sandsteine.
- Zone III. Sandsteine nur im untersten Rät,
Kalke im Lias α .

In der nordöstlichen Zone I bilden im Rät und untersten Lias Sandsteine die Hauptmasse des ganzen Profils. Diese festen

¹⁾ Erläut. zur geol. Karte von Preußen, Lief. 62, Blatt Göttingen.

Bänke nehmen in Zone II allmählich an Mächtigkeit ab, bis in Zone III die Sandsteine auf das unterste Rät beschränkt sind und im Lias die Einlagerungen nicht mehr aus Sandsteinen, sondern aus Kalken bestehen.

Hieraus geht hervor, daß das Ursprungsgebiet des hier abgelagerten Gesteinsmaterials im Nordosten lag oder mindestens doch, daß der Transport in der Richtung von NO. nach SW. erfolgte. Die von NEUMAYR¹⁾ vertretene, auch sonst nicht ohne Widerspruch gebliebene Ansicht, daß die sandigen Ablagerungen der Angulatenschichten ihren Ursprung auf der Ardenneninsel hätten, trifft demnach für das nordwestdeutsche Bergland nicht zu. Man müßte nach NEUMAYR gerade in der umgekehrten Richtung, von SW. nach NO., eine Abnahme der Sandsteine erwarten.

Das nordöstliche Braunschweig war während der ganzen Rätperiode ein flaches, in ständigem Sinken befindliches Küstengebiet, in dem mächtige Sandsteine, hier und da mit Kohlenflözen, zum Absatz gelangten. In Westfalen fehlen anscheinend nennenswerte Kohlenflöze im Rät, und nur im Beginn dieser Periode wurden Sandsteine abgelagert, die noch weiter nach Westen ganz fehlen, so daß wir in dieser Richtung fortschreitend eine anscheinend von dem kontinentalen Charakter sich mehr und mehr entfernende Entwicklung haben, bis wir im englischen Rät Sedimente von weit mehr marinem Gepräge als in Deutschland antreffen.

Nach Abschluß des Räts gewann das Meer an Ausdehnung, und es wurden in dem bisher schon landferneren westfälischen Gebiete kalkige Schichten abgesetzt, während im nordöstlichen Braunschweig noch Sandsteine zwischen den Tonen zur Ablagerung kamen und hierdurch eine auch im untersten Lias fortbestehende geringere Entfernung dieses Gebietes von der Küste verraten.

¹⁾ NEUMAYR, Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. K. Akad. Wien 1885, Bd. 50, S. 86.

Berlin, Juni 1910.

Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt.

Von Herrn **C. Gagel** in Berlin.

Mit 1 Textfigur.

In seinen »Geologischen Beobachtungen auf Sylt«¹⁾ sagt Herr **WOLFF** in seiner Beschreibung meiner Auffassung vom Alter der Sylter Braunkohlen (nämlich: daß die Braunkohlen hier im normalen Liegenden des marinen Limonitsandsteins liegen, der von Kaolinsand und obermiocänem Glimmerton überlagert wird) folgendes: »Ich nehme an, daß **GAGEL** hiermit **MEYN**'s Ansicht bezeichnen will, nicht seine eigene, die nach der Darstellung von 1905 anders ist«. Gegen diesen Versuch, eine ganz unzweideutige Angabe umzudeuten, bin ich genötigt, nachdrücklichst Einspruch zu erheben.

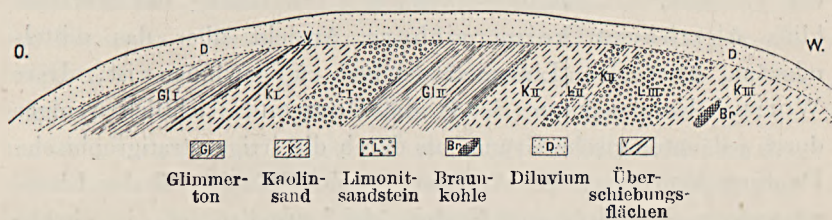
Ich habe in meiner Arbeit 1905 »Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Moosumkliff auf Sylt«²⁾ ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, daß die verschiedenen Bänke des Limonitsandsteins, die z. T. über, z. T. unter dem Glimmerton liegen, offenbar eine nicht ganz übereinstimmende Fauna enthalten, da über das Alter des Limonitsandsteins so verschiedene Angaben gleich kompetenter Fachleute vorliegen — **SEMPER** identifiziert ihn mit dem Crag, v. **KOENEN** (und auch **GOTTSCHÉ**) mit dem Holsteiner Gestein — und habe S. 252 gesagt: »Ob die im Liegen-

¹⁾ Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. für 1910, 1. Monatsber., S. 42, Anmerkung.

²⁾ Dieses Jahrbuch, Bd. XXVI, S. 247, Anmerkung.

den dieses Glimmertons auftretende Kaolinsand- und Limonitsandsteingruppe von 283 m Mächtigkeit das normale Liegende des Glimmertons ist oder ebenfalls von diesem überschoben ist, läßt sich nach dem jetzigen Zustand des Profils nicht entscheiden, nach den Verhältnissen im Osten des Kliffs ist dies Verhältnis aber einigermaßen wahrscheinlich.«

Wenn ich mich dann 2 Jahre später auf Grund neuer Argumente und Erwägungen für eine bestimmte Ansicht entscheide, so glaube ich, beanspruchen zu dürfen, daß diese meine Ansicht entweder angenommen oder mit beweisenden Gründen widerlegt, aber nicht derartig umgedeutet wird. Das zusammenhängende Profil des Sylter Miocäns ist folgendes (die westlichste, ganz isolierte und gefaltete Partie, die nichts Wesentliches zur Frage beweist, lasse ich fort):



Die östlichste Glimmertonepartie GII, die an nachweisbaren Störungslinien schuppenförmig aufgeschoben ist, fällt für die Altersdeutung der anderen Schichten aus; der östliche Limonitsandstein LI liegt anscheinend konkordant auf dem Glimmertone GII, wie ich damals schon angegeben habe, und wie Herr WOLFF jetzt bestätigt.

Die folgende Sandgruppe KII, LII und LIII, KIII + Braunkohle liegt anscheinend konkordant unter dem Glimmertone GII, doch ist der Zustand des Kliffs seit Jahrzehnten zu schlecht, um zu entscheiden, ob diese anscheinende Konkordanz eine wirkliche ist, oder ob und wieviel Störungen darin verborgen sind; FORCHHAMMER, der das Profil augenscheinlich viel besser gesehen hat, spricht nur von überschobenem (»geschobenem«) Glimmertone (offenbar GII), nicht von überschobenem Limonitsandstein.

Zur Entscheidung der Frage, ob der Untere Limonitsandstein LII und LIII identisch ist mit dem Oberen LI, müßte man also die Paläontologie heranziehen, und da ist es nun sehr auffallend, daß sowohl v. KOENEN (briefliche Mitteilung an mich, früher zitiert) als auch GOTTSCHÉ¹⁾ den Limonitsandstein für äquivalent mit dem Holsteiner Gestein = mittelmioocän erklärt haben, also für das Liegende des Glimmertons, auf Grund der Fauna! GOTTSCHÉ sagt l. c. ausdrücklich, daß der Limonitsandstein 9 Gastropoden mit dem Glimmertone und 7 mit dem Holsteiner Gestein gemeinsam habe, und fährt dann fort: »Die ältere Annahme SEMPER's, daß der Limonitsandstein jünger sei als der Glimmertone bzw. die jüngste Ablagerung des ganzen norddeutschen Tertiärs darstelle, muß daher aufgegeben werden.«

Wie angesichts dieser unzweideutigen Angabe GOTTSCHÉ's und der Tatsache, daß aus der MEYN'schen Darstellung des Morsumkliffs überhaupt keine sichere Ansicht über das mittelmioocäne Alter des Limonitsandsteins zu gewinnen ist, Herr WOLFF behaupten kann (S. 43), daß GOTTSCHÉ »sichtlich weniger durch paläontologische Gründe als durch die irrige stratigraphische Deutung MEYN's zu der Auffassung gebracht sei, daß der Limonitsandstein dem Holsteiner Gestein gleichzustellen sei«, ist ebenso unerfindlich, wie die Angabe von Herrn WOLFF bis auf weiteres unerklärlich ist, S. 44, daß die Fauna des Limonitsandsteins keine typisch mittelmioocänen Arten enthält.

GOTTSCHÉ führt zwar in dem Vortragsprotokoll die Namen der 7 mittelmioocänen Arten nicht an, sie müssen aber aus den Hamburger Sammlungen festzustellen sein, und da der Vortrag ohne Widerspruch in Gegenwart von E. BEYRICH gehalten ist, der das Sylter Tertiär durch Augenschein sehr genau kannte, und v. KOENEN derselben Ansicht ist, so dürfte diese Ansicht von dem mittelmioocänen Alter wenigstens dieses Teiles des Limonitsandsteins, der unter dem Glimmertone liegt, bis zum Gegenbeweis als unwiderlegt und richtig zu gelten haben.

¹⁾ Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. für 1885, Bd. 37, S. 1235.

Falls Herr WOLFF durch schichtweises Sammeln in den einzelnen Bänken den Beweis der Identität der beiden bzw. drei unter und der über dem Glimmerton GII liegenden Limonitsandsteinbänke und den positiven Beweis von der Unrichtigkeit der Ansicht GOTTSCHÉ's und v. KOENEN's erbringt, so wäre damit auch der Beweis geliefert, daß unter dem Glimmerton GII im Morsumkliffprofil zwei Überschiebungen liegen müssen, eine zwischen GII und KII und eine zwischen LIII und KIII, denn wenn, wie oben angegeben, der Limonitsandstein (in diesem Fall LI) konkordant auf dem marinen Glimmerton GII liegt, kann der — angeblich damit gleichaltrige — Limonitsandstein (LIII) nicht auch konkordant auf dem Kaolinsand KIII mit Braunkohlen liegen, sondern müßte hier ebenso überschoben sein, wie GII auf KI nachgewiesenermaßen überschoben liegt, und wie GII auf KII dann überschoben liegen müßte. Das müßte aber, wie gesagt, entweder durch exakte, positive paläontologische Beweise oder durch den Nachweis sichtbarer, unzweideutiger Überschiebungen festgestellt werden. Stellt aber der Limonitsandstein, wie ich annehme, nur eine recurrente Facies bzw. zwei durch analoge, sekundäre Vorgänge in gleicher Weise umgewandelte Schichten dar, so hindert nichts, daß er, wie es den Anschein hat, einmal konkordant auf terrestrischer Braunkohlenbildung und zum zweiten Mal auf marinem Glimmerton liegt. — Allgemeine, unbewiesene Behauptungen, daß der Limonitsandstein keine mittelmiocänen Fossilien enthält, und rein petrographische Ähnlichkeiten helfen aber zur Entscheidung der Frage gar nichts¹⁾.

Da aber die Schleswig-Holsteinschen Braunkohlen bisher fast alle als untermiocän — unter dem Holsteiner Gestein liegend und z. T. mit Einschaltung dünner mariner Bänke mit untermiocäner Fauna! — erwiesen sind²⁾ (pliocäne Braunkohlen sind bisher nur

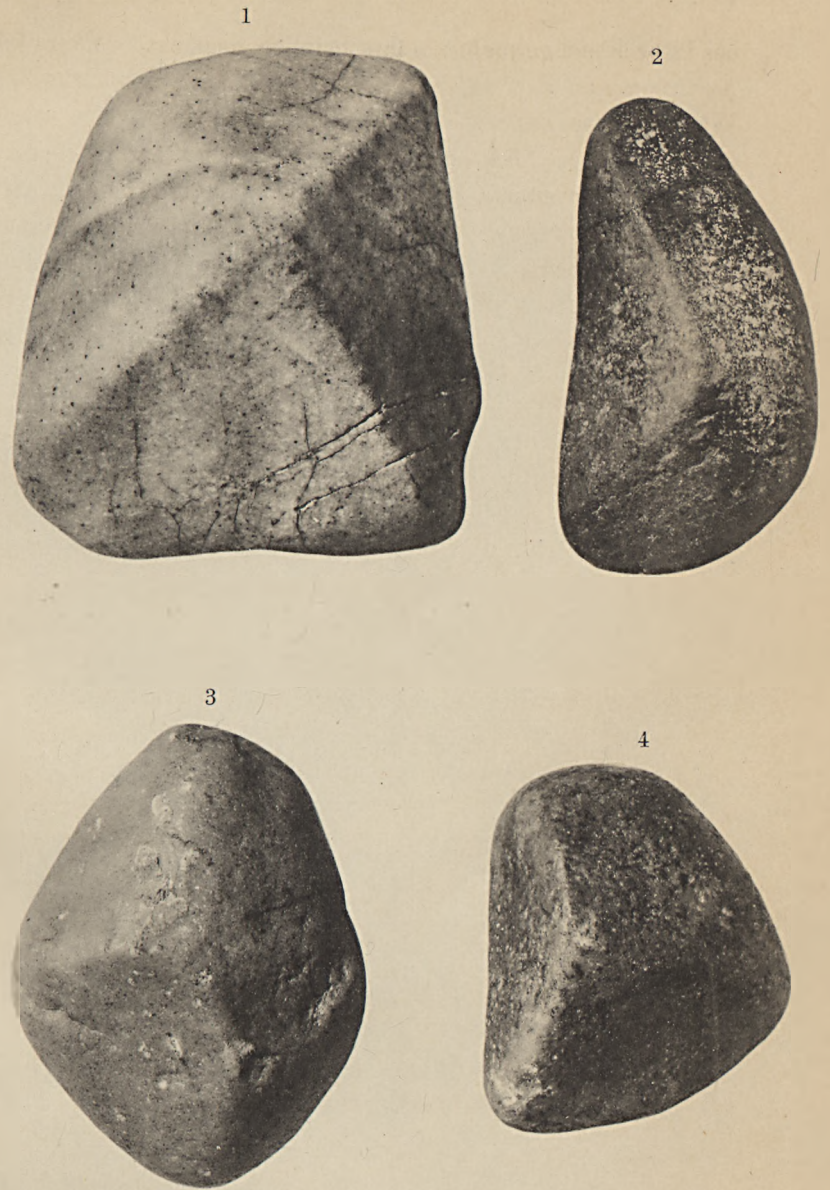
¹⁾ Ich erinnere an den ganz analogen Fall, daß die bei Bockup und Mallis unter und über den Braunkohlen liegenden, anscheinend identischen Sandsteinbänke sich bei genauerer paläontologischer Untersuchung als verschieden, die eine als mittelmiocän, die andere als oberoligocän, erwiesen haben.

²⁾ C. GAGEL, Die Braunkohlenbildungen Schleswig-Holsteins in KLEIN, Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau, II, S. 189 und 192.

W. KOERT, Geologische und paläontologische Mitteilungen über die Gasbohrung von Neuengamme. Dieses Jahrbuch für 1911, I, S. 162.

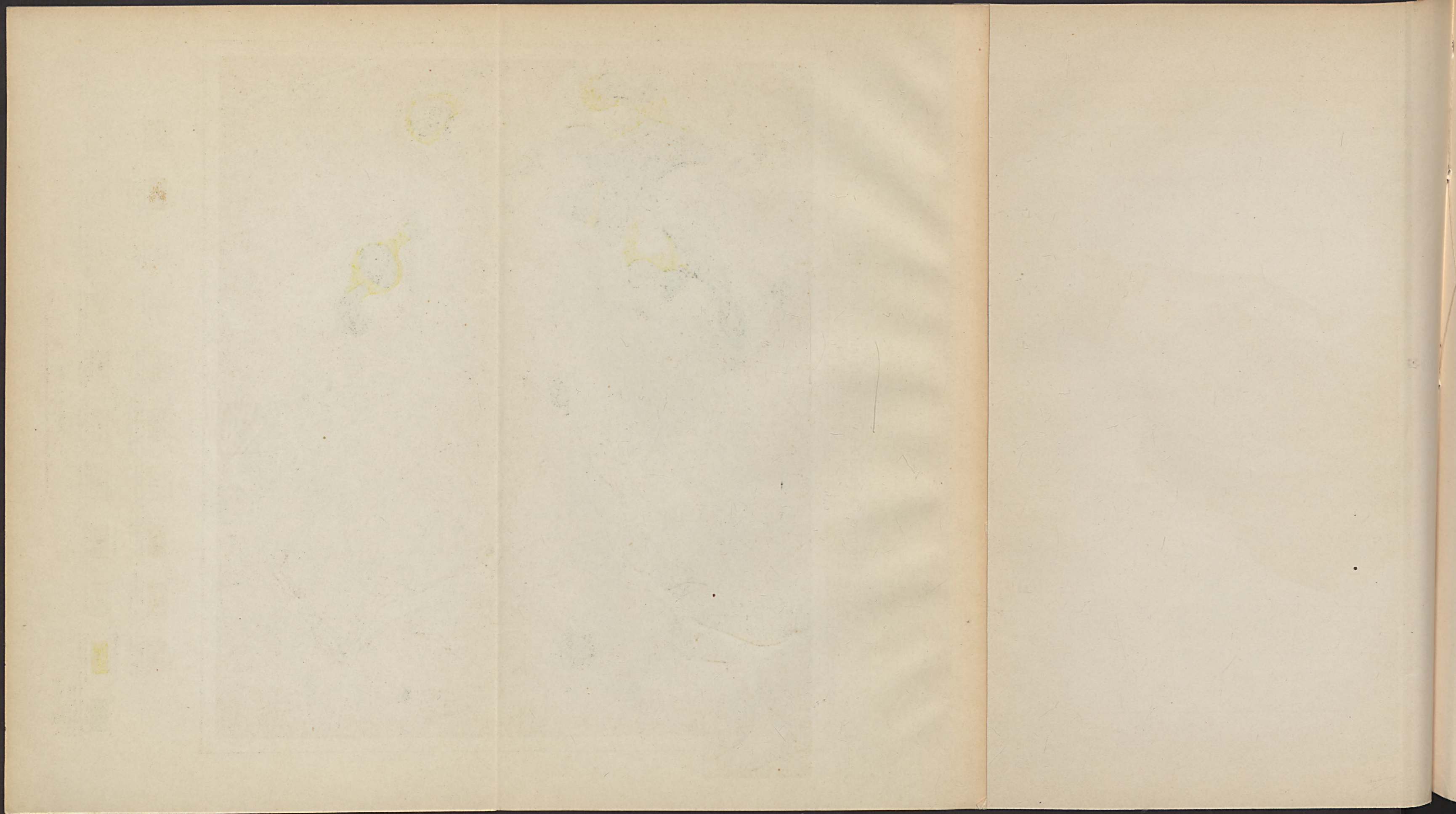
bei Lübeck einigermaßen wahrscheinlich gemacht), so verstärkt das Auftreten der Braunkohlen unter dem Limonitsandstein LIII die Wahrscheinlichkeit, daß dieser Limonitsandstein LIII tatsächlich mittelmiocän ist, und aus diesem Grunde und weil auch die vierte (westlichste) Limonitsandsteinbank unter Glimmerton liegt, habe ich mich auch in meiner Braunkohlenarbeit dafür ausgesprochen, daß hier eine regelrechte Lagerung von Obermiocän (Glimmerton GLII) über Mittelmiocän (KII + LII + LIII) und Untermiocän (KIII + Braunkohle) vorliegt.

Berlin, den 2. Januar 1911.



Kantengerölle aus dem Porphyrkonglomerat von Wettelrode (2) bei Sangerhausen und von Rottleben am Kyffhäuser (1, 3, 4).

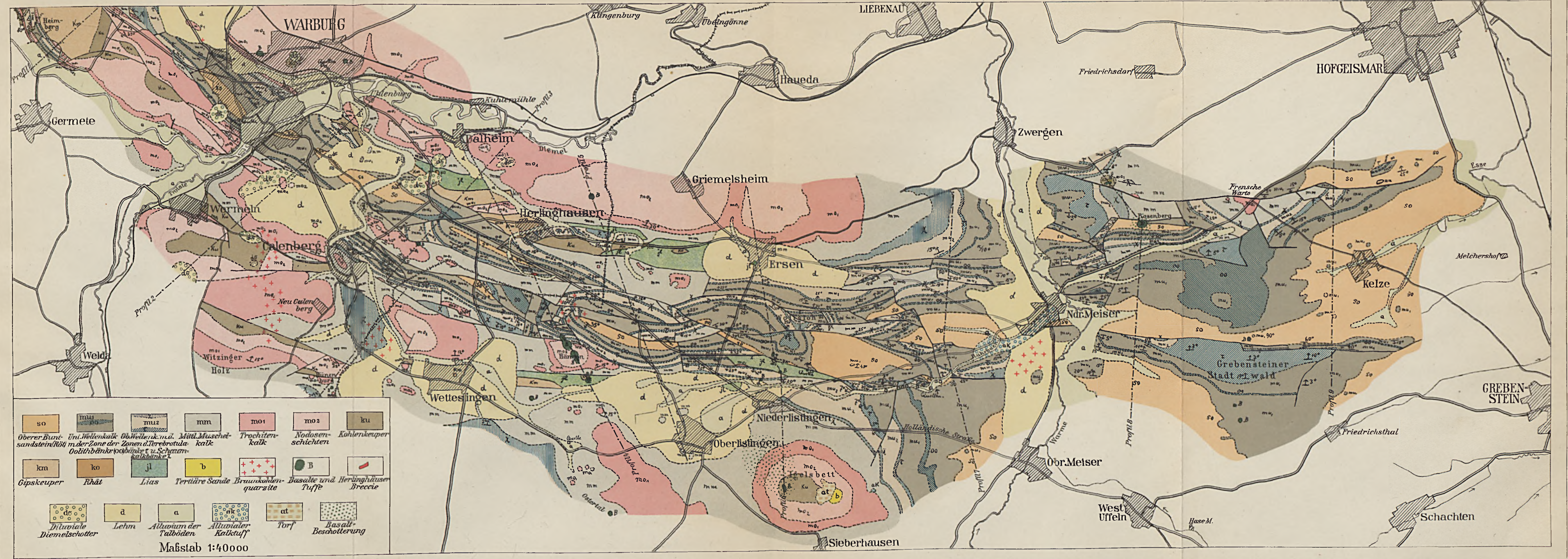




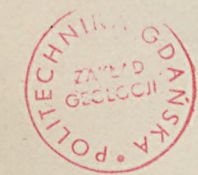
Geologische Übersichtskarte der Warburger Störungszone

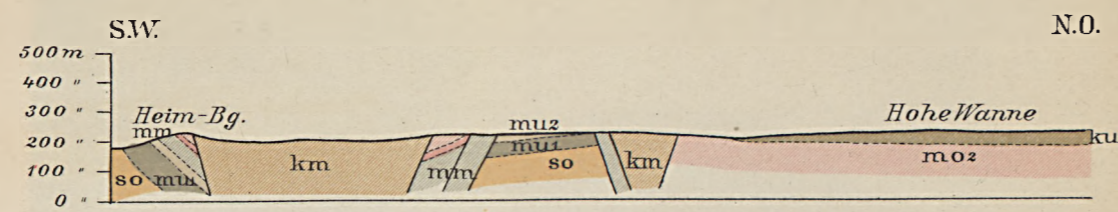
Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt 1910 II.

Tafel 12.

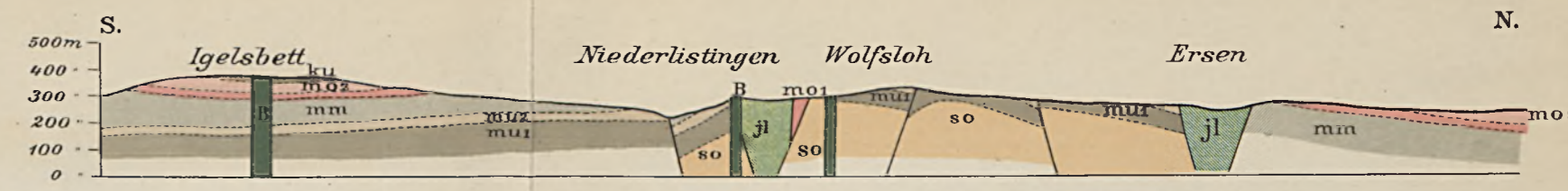


Photolith u. Druck v. Leop. Kraatz, Berlin.

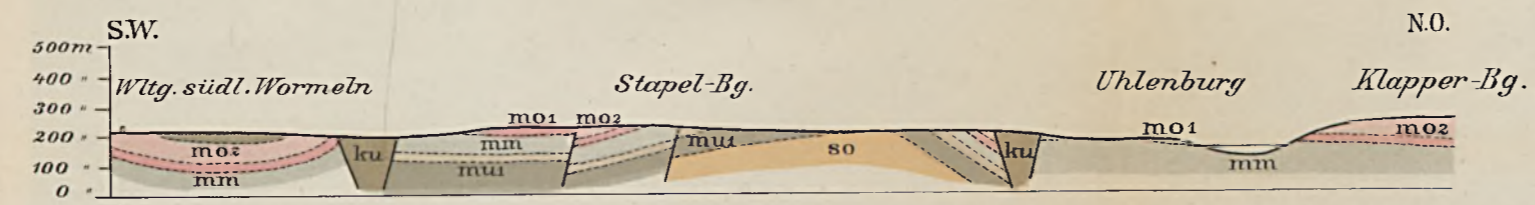




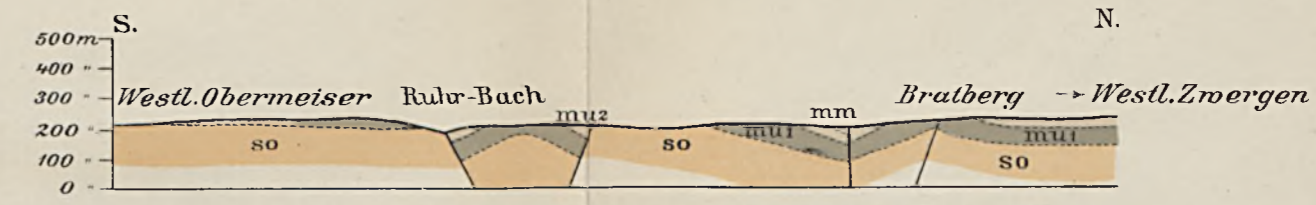
Profil 1 in der Linie Heimberg-Hohe Wanne.



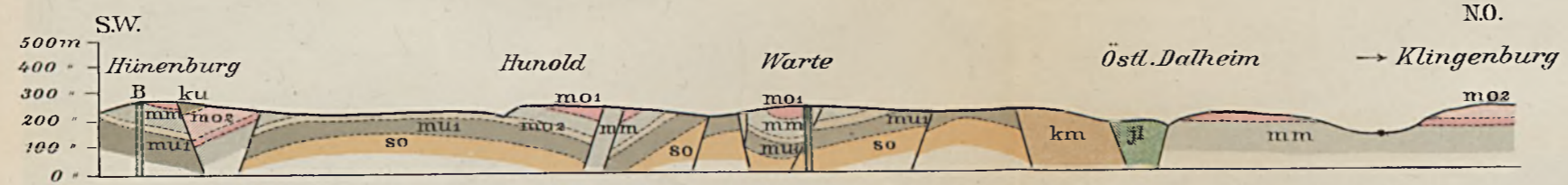
Profil 6 in der Linie Igelsbett-Niederlistingen-Wolfsloh-Ersen.



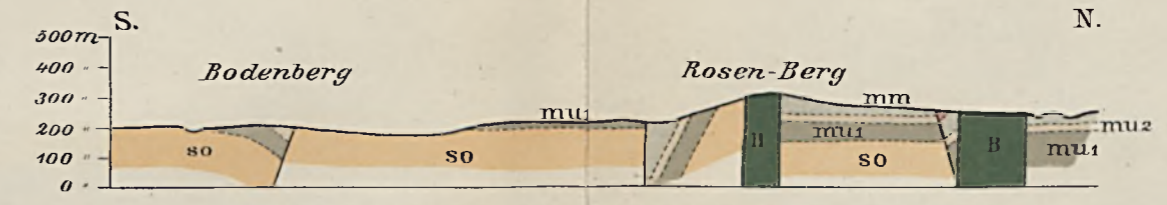
Profil 2 in der Linie Wasserleitung südl. Wormeln-Stapel-Bg-Uhlenburg-Klapper-Bg.



Profil 7 in der Linie westlich Obermeiser-Ruhr-Bach-Bratberg-Westl. Zwerger.

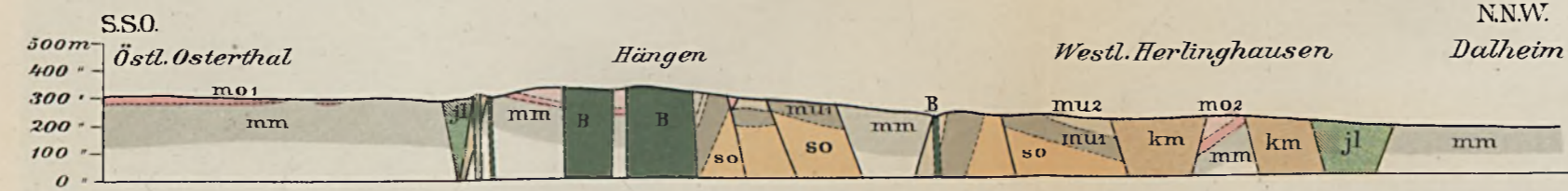


Profil 3 in der Linie Hünenburg-Hunold-Warte-Östlich Dalheim-Klingenburg.

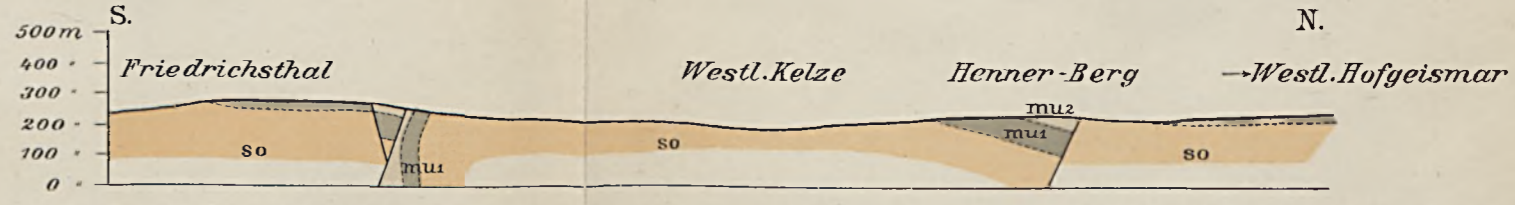


Profil 8 in der Linie Bodenberg-Rosen-Berg.

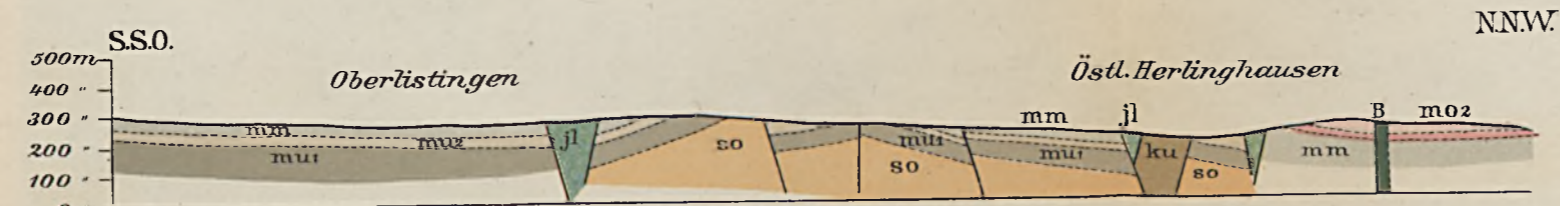
Maßstab 1:25000.



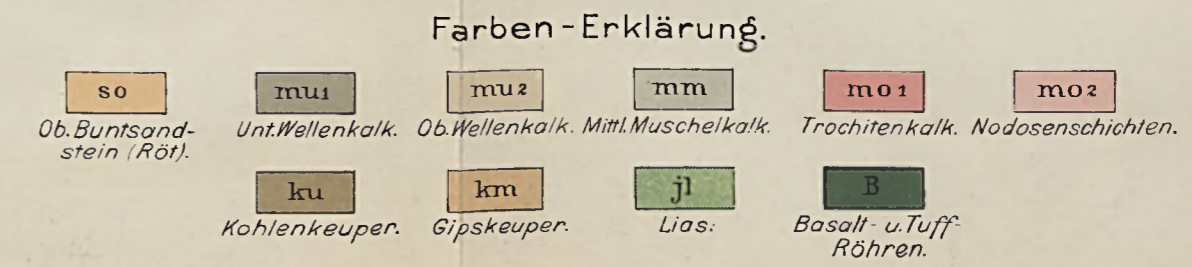
Profil 4 in der Linie östlich Osterthal-Hängen-Westl. Herlinghausen-Dalheim.



Profil 9 in der Linie Friedrichsthal-Westl. Kelze-Henner-Berg-Westl. Hofgeismar.



Profil 5 in der Linie Oberlistingen-Östlich Herlinghausen.





Amtlicher Teil.



Ämtlicher Teil

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1909 und 1910.

1. Rheinprovinz.

Herr QUAAAS berichtet über die Trias auf dem Blatte Nideggen:

Zwischen 24° 0' und 24° 10' östlicher Länge und zwischen 50° 36' und 50° 42' nördlicher Breite erstreckt sich eine ausgedehnte, durch zahlreiche Flußeinschnitte stärker gegliederte Hochfläche von überwiegend Fastebene-Charakter, die in ihrer Gesamtheit dem linksrheinischen Schiefergebirge im allgemeinen, der Nordeifel im besonderen zugehört.

QUAAAS,
Verbreitung
der Trias auf
dem Blatte
Nideggen.

Am geologischen Aufbau dieses Gebietes sind vorwiegend paläozoische Schichten (cambrischen, silurischen und unterdevonischen Alters) beteiligt. Mesozoische Ablagerungen bleiben auf die Osthälfte des Blattes beschränkt, känozoische — in Form diluvialer Flußschotter — auf die Flußtäler, besonders auf diejenigen der Rur (= Roer) und des Kallbaches. —

Die mesozoischen Bildungen gehören ausschließlich der Trias an. Sie greifen in fast voller Blattbreite vom östlich an Nideggen angrenzenden Blatte Zulpich (66, 20) auf das Aufnahmegebiet über: und zwar vom Kartennordrande bis in die Gegend von Heimbach in zusammenhängender Decke, weiter südlich nur noch in kleineren Einzelflächen, die erst auf Blatt Zulpich zu einheitlicher Oberflächendecke zusammenfließen, und in einzelnen Kuppen. Solche treten dicht östlich vom Kloster Mariawald, auf dem Alten-Berge (= 423 m über N. N.), sowie auf Höhe 437,5 m über N. N., unmittelbar westlich vom Einzelhofe Weimert, auf.

Die Westgrenze der Trias bildet von Heimbach ab nördlich im allgemeinen der dort im ganzen annähernd süd-nördlich ge-

richtete Lauf der Rur. Westlich des Rurtales liegen heute nur noch geringmächtige und schmalflächige Reste einer ursprünglich ausgedehnteren und zusammenhängenden Triasdecke auf den Höhen des Burgberges (= 400,5 m über N. N.), des Roßberges (= 383,7 m über N. N.) und des Heidkopfes (= 360,6 m über N. N.).

Der Burgberg, dicht östlich von Bergstein, täuscht dabei — namentlich von Norden und von Osten her betrachtet — heute die Umrißformen einer wohlgerundeten Vulkankuppe vor. Seine harten Buntsandsteinkonglomerate, die der Abrasion und der Erosion der altdiluvialen (und vielleicht schon einer pliocänen?) Rur widerstanden haben, heben sich dabei aus dem umgebenden Landschaftsbilde, dessen ebene Oberflächenformen dem geologischen Aufbau aus weicheren, leichter verwitterbaren Unter-Devon-schichten (= Obere-Siegener-Stufe) entsprechen, als Monadnock (= Härtling) sehr charakteristisch heraus.

Insgesamt bedecken die Triasablagerungen etwa ein Achtel Blattfläche.

A. Stratigraphie.

In der Hauptsache sind nur die Schichtenfolgen der Buntsandsteinformation entwickelt, davon wieder besonders diejenigen des sogen. Hauptbuntsandsteines, der vorwiegend in ausgedehnten, zusammenhängenden Flächen von meist bedeutender Mächtigkeit auftritt, auch die Einzelflächen südlich von Heimbach, sowie die genannten Einzelkuppen südlich und westlich der Rur aufbaut.

Oberer Buntsandstein kommt in größerer, deckenförmiger Verbreitung nur nördlich und östlich der Stadt Nideggen vor. Außerdem greift er noch zwischen Nideggen und Hausen in schmalen Einzelflächen geringer Mächtigkeit vom Blatte Zülpich her auf das Kartengebiet über.

Eben noch auf die Nordostecke des Blattes greift ein kaum 200 m breiter Streifen von Unterem Muschelkalk über: und zwar in Form von Muschelsandstein, also in der Gesteinsausbildung, die für die Trias am Nordrande der Eifel bezeichnend ist.

I. Buntsandsteinformation.

Die Gesteinsfolgen der Buntsandsteinformation gehören, wie erwähnt, sowohl deren mittlerer, als auch deren oberer Stufe an und gestatten die gleiche Gliederung, wie sie auf dem Blatte Zülpich durchgeführt worden ist.

Hauptbuntsandstein (= Vogesensandstein).

Der sogen. Hauptbuntsandstein, der hier¹⁾ die mittlere Stufe der mitteldeutschen Buntsandsteinformation umfaßt und mit dem Vogesensandsteine Südwestdeutschlands altersgleich zu stellen sein dürfte, ist nach der Aufeinanderfolge und nach der Gesteinszusammensetzung der ihn aufbauenden Schichten in die zwei Unterstufen zu gliedern, die sich auch zeichnerisch auf der geologischen Karte ausscheiden ließen:

QUAAS,
Hauptbunt-
sandstein
(= Vogesen-
sandstein).
Blatt
Nideggen.

- a) bunte, grobe Konglomerate mit Sandsteinzwischenlagen (sm₁);
- b) vorwiegend rote, nur untergeordnet weiße Quarzsandsteine, z. T. mit dünner Gerölldecke (sm₂).

a) Bunte, grobe Konglomerate (sm₁).

Die weiteste Verbreitung besitzen auf Nideggen die bunten, groben Konglomerate des Hauptbuntsandsteines (= Ecksche Konglomerat).

Diese Konglomerate, die durchgängig die untersten 20—60 m der hier im ganzen etwa 100—120 m mächtigen Buntsandsteinformation zusammensetzen, bauen sich im einzelnen aus harten Geröllschichten auf, die meist durch ein kieseliges, mehr örtlich und gelegentlich auch durch ein verschieden stark eisenhaltiges Bindemittel verfestigt werden. Zwischen den Konglomeratbänken treten, scheinbar regellos, dünnere und stärkere Bänke zu Sandstein verhärteter, meist mittelkörniger Quarzsande auf, in die auch zuweilen Einzelgerölle eingebettet sind.

Die Konglomerate sind, soviel beobachtet werden konnte, in allen Schichtenlagen recht gleichförmig und gleichbleibend zu-

¹⁾ Nach heute ziemlich allgemeiner, auch auf den neuesten geologischen Karten der Kgl. Geolog. Landesanstalt (vergl. Lieferung 141) zum Ausdruck gebrachter Auffassung.

sammengesetzt. Etwa zur Hälfte bauen sie milchweiße Gangquarze auf. Daneben liegen in abnehmenden Mengenverhältnissen graue, grüne und rote — im letzteren Falle stark eisenhaltige — Quarzite, Arkose- und quarzitisches Sandsteine devonischen und cambrischen Alters vor, seltener schon weichere Sandsteine, vereinzelt auch Kalkgerölle des Mittel-Devons. Letztere, wie auch Rollstücke unterdevonischer Sandsteine, enthalten nicht selten Fossilreste.

Die Gerölle der Konglomerate sind vorwiegend grobstückig ausgebildet, im Durchschnitt etwa faust-, seltener nuß-, nur vereinzelt bis kopfgroß. — In der Hauptsache liegen wohl-abgerundete Gerölle von Ei- oder Flachscheibenform vor. Seltener werden einerseits fast rein kugelförmige, andererseits nur schwach- oder bloß kantengerundete, dann meist sehr harte Quarz- und Quarzitgerölle beobachtet.

Stellenweise treten in besonders eisenreichen Konglomeratpartien bis zu 1 cm starke Lagen, Adern und Bänder von Brauneisenstein (= Schaleneisenstein) auf, die zum Teil wieder einzelne Gerölle oder ganze Geröllschichten allseitig umschließen und verfestigen. Wittern solche Gerölle gelegentlich aus, so bleibt ein waben- oder gitterförmig struiertes Gebilde von Brauneisenstein übrig.

Solche Bildungen sind häufiger und gut östlich von Abenden zu beobachten, besonders am Westabhange des Hondjesberges — dort etwa in mittlerer Hanghöhe — dann auch am Mittelberge und am Nordabhange des Kirch-Busches.

Blei- und Kupfererze in Form der sogen. »Wackendeckel« wurden im Blattbereiche bisher nirgends innerhalb der Konglomeratzone beobachtet, scheinen also hier nicht ausgebildet worden zu sein.

Die festen Konglomeratbänke widerstehen den zersetzenden Einflüssen der Witterung und der Abtragung kräftiger und nachhaltiger als die naturgemäß weicheren, ihnen zwischen- oder sie überlagernden Sandsteinschichten, die namentlich in dünnen Lagen zwischen den harten Konglomeratschichten allmählich auswittern. Diese bleiben dann als nahezu senkrecht aufstrebende Wände

stehen und bedingen mit ihren oft seltsam gestalteten Auswitterungsformen in den Steilhängen des Rurtales bei Stadt Nideggen und zwischen Nideggen und Heimbach überaus charakteristische, malerische und z. T. groteske Landschaftsformen.

Durch Vertikalklüfte, die sich namentlich in der Nähe größerer Verwerfungen häufen und durch die Sickerwässer ständig verbreitern und vertiefen, wird weiterhin das Konglomeratgestein in zahlreiche schmalere und breitere, senkrechte Platten und Blöcke zerlegt, die als Pfeiler und Zinnen überall in Erscheinung treten und zur Eigenart und zur Belebung des Landschaftsbildes wesentlich beitragen. Öfters werden durch die Klüfte und Spalten selbst die harten Quarzgerölle glatt durchschnitten. Beispiele dieser Art sind überall zu beobachten, namentlich in der Gegend um Nideggen, häufiger auch noch zwischen Blens und Hausen.

Überhängende, zum Teil unterwaschene Wände und Mauern, enge Klammern und Kulissen, teilweise auch Grotten und Höhlen bilden weitere bezeichnende Oberflächenausgestaltungen der Hauptbuntsandstein-Konglomerate.

Auch völlig ihrer Unterlage beraubte, also losgelöste und bergabwärts geglittene Konglomeratschollen verschiedenster Gestalt und Größe sind häufig zu beobachten, vorwiegend in der Umgebung von Nideggen.

In den höheren Schichten der Konglomeratzone stellen sich im allgemeinen allmählich immer zahlreichere und mächtigere Sandsteinbänke ein. Wo diese soweit überwiegen, daß die festen Geröllbänke nur noch als untergeordnete Bildungen in ihnen auf-, im ganzen also zurücktreten, und wo an den Hängen oder auf der meist nur flach geneigten, nahezu söhliggen Oberfläche die dort aufgearbeiteten Konglomerate als dünne, lose Geröllagen in Erscheinung treten, stellt die geologische Karte diese Bildungen als rote Quarzsandsteine mit dünner Gerölldecke (sm1c) dar.

Die genauere Mächtigkeit dieser Übergangsstufe von den Konglomeraten zu den reinen Sandsteinen ist schwer feststellbar. Nach dem Ausstreichen in den Hängen — besonders in denen gegen das Rurtal hin —, das sich durch das Auftreten reich-

licher Gerölle auf der Abhangsoberfläche anzeigt, dürfte die Stufe etwa 5—10 m Durchschnittsmächtigkeit besitzen.

b) Rote und untergeordnet weiße Quarzsandsteine,
z. T. mit dünner Gerölldecke (sm₂):

Die reinen Sandsteinschichten, in denen nur noch ausnahmsweise Einzelgerölle und dünne Geröllstreifen auftreten, bauen sich vorwiegend aus eisenreichen, dann kräftig rot gefärbten, im ganzen mittel- und ziemlich gleichkörnigen Sanden auf, deren Körner in der Hauptsache aus wasserhellen, durchsichtigen und milchweißen Quarzen bestehen. Sie sind im ganzen nur wenig abgerundet und zeigen nicht selten wohl ausgebildete Krystallendflächen. Herausgewitterte Quarzkörner solcher Ausbildung und stellenweise ganze Sandsteinbänke glitzern und funkeln lebhaft im auffallenden, hellen Sonnenlichte. — Neben den Körnern aus reinem Quarze liegen noch untergeordnet solche von grauen und von grünen Quarziten vor. — Nur vereinzelt treten im allgemeinen zwischen den roten, eisenhaltigen Sandsteinschichten weiße und grauweiße, fast eisenfreie Lagen auf. Solche wurden erst von Blens ab südlich beobachtet. In den Sandsteinen um Nideggen fehlen sie noch völlig. — Östlich von Heimbach, besonders auf den Höhen des Eichelberges, liegen weiße, wohl erst durch die Humussäuren der sie bedeckenden Vegetation (Heide) ausgebleichte und durch die allgemeine Verwitterung daher meist nur oberflächlich enteisente Sandsteine und zu losem Sande zerfallene Sandsteinschichten zu Tage. — In einem Sandsteinbruche des Kurzen-Busches sind die Sandsteinbänke oberflächlich zu losem, zum Teil schwach lehmigen, stark rotgefärbten Sande zerfallen.

An einzelnen Stellen der Umgebung von Nideggen trägt die Sandsteinzone des Hauptbuntsandsteines noch eine dünne, durchschnittlich 2—5 dm starke Decke eines ziemlich kleinstückigen und etwas bunter gefärbten Konglomerates, das im südöstlichen Teile des Blattes Zülpich (bei Commern-Glehn) in größerer Verbreitung auftritt, des sogen. Hauptkonglomerates der süddeutschen Geologen. In ihm treten die reinen, hellen Quarzgesteine gegenüber den farbigen Kieselgesteinen etwas zurück. Auch

ist es weniger stark verfestigt. Es zerfällt also leichter zu lockerem Geröll. Gut zu beobachten ist es im Kurzen-Busche, auf Höhe 340,5 m dicht südlich von Nideggen, wo in einer Kies- und Sandgrube eine fast 2 m mächtige Gerölldecke abgebaut wird.

Solche Konglomeratbildungen, die zu lockeren Geröllen zerfallen sind, werden auch am Westhange der gleichen Höhe beobachtet und zwar dort im Hangenden des alten Sandsteinbruches unmittelbar nördlich des neuen Fahrweges, der zur Villa Hoesch, auf dem Westvorsprunge des Kurzen-Busches, führt.

Die Mächtigkeit der Sandsteinstufe des Hauptbuntsandsteines, die nirgends im Blattbereiche erzführend ausgebildet zu sein scheint, beträgt im Durchschnitt 20—30 m.

Technische Verwertung finden die reinen, festeren Bänke der unteren Sandsteinschichten gelegentlich zu »Werksteinen«. — Alte und neue kleine Sandsteinbrüche liegen besonders an und in der Nähe der Kunststraße, die in zahlreichen Kehren von Nideggen über Abenden ins Rurtal führt, vereinzelte auch an den Rurtalhängen zwischen Nideggen und Hausen und auf der Trias-hochfläche.

Oberer Buntsandstein (= Voltziensandstein).

Auch in der oberen Stufe der Buntsandsteinformation, in den mit dem Voltziensandsteine Südwestdeutschlands altersgleichen Schichten, treten auf dem Blatte Nideggen konglomeratische und sandige, nachträglich verfestigte Gesteinsfolgen in Wechsellagerung auf: und zwar so, daß auch hier die untersten Schichten überwiegend geröllführend ausgebildet sind, während die jüngeren, sandigen, nur noch Einzelgerölle oder vereinzelte dünne Geröllstreifen führen oder reine Sandsteine bilden. — Stratigraphisch unterschieden und auf der geologischen Karte dargestellt wurden die beiden Stufen der

QUAAS,
Oberer Bunt-
sandstein
(Voltziensand-
stein).
Blatt
Nideggen.

- a) bunten Quarz- und Tonsandsteine mit dünnen Konglomeratbänken (s01),
- b) bunten Tonsandsteine mit Tongallen.

a) Bunte Quarz- und Tonsandsteine
mit dünnen Konglomeratbänken (soi).

Die meist nur wenige Meter mächtigen Schichtenfolgen dieser Stufe treten allgemein an der Grenze gegen den unterlagernden Hauptbuntsandstein auf und entsprechen den »Gemischten Schichten« M. BLANCKENHORN's¹⁾, die ihrerseits — wenigstens zum Teil — mit den sogen. »Zwischenschichten« W. BENECKE's²⁾ in der Trias von Elsaß-Lothringen usw. altersgleich zu stellen sind. Dieser Horizont vermochte nur dort genau gegen die überlagernden Tonsandsteine abgegrenzt zu werden, wo das Ausstreichen seiner Schichten in den Hängen sicher zu beobachten ist. Auf der Triashochfläche konnte seine Verbreitung im Untergrunde nur durch eine nach Lesesteinen zu ziehende Grenze bezeichnet werden.

Die Sande dieser Stufe zeigen in Gesteinszusammensetzung und Farbe noch große Übereinstimmung mit denen des Hauptbuntsandsteines, sind also, wenigstens in den untersten Lagen, noch nahezu reine, rotgefärbte Quarzsandsteine mittleren Kornes. Die eingelagerten Gerölle besitzen jedoch durchgängig geringere Größe als diejenigen des Hauptbuntsandsteines, im allgemeinen Wal- bis Haselnußgröße, seltener Erbsengröße. Diese durch Kiesel- oder Eisencement verfestigten dünnen Geröllbänke und -streifen sind übereinstimmend mit den Konglomeraten des Hauptbuntsandsteines, also aus Quarzen und Quarziten aufgebaut.

Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Grundkonglomerat-schichten beträgt nur wenige Meter. — Am schönsten waren sie im Sommer 1910 am Ostausgange der Stadt Nideggen, in der ausgehobenen Baugrube zum Schulhausneubaue, gegenüber dem Hôtel Heinen, in 3—4 m Mächtigkeit zu beobachten. Ähnlich mächtig sind sie am Blattostrande, östlich des Kirch-Busches, entwickelt.

¹⁾ M. BLANCKENHORN: »Die Trias am Nordrande der Eifel usw.« Abhdlgn., Bd. VI, Heft 2, 1885, S. 19.

²⁾ BENECKE: »Die Trias von Elsaß-Lothringen« usw.; Abhdlgn. z. Geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. 1877. S. 557.

Bezeichnend für diese Basisschichten des Oberen Buntsandsteines ist noch das Vorkommen von »Schaleneisenstein« (*e*) in durchschnittlich 1—2 cm dicken Lagen und Streifen. Dessen Bruchstücke liegen überall dort auf den Feldern der ebenen Hochfläche umher, wo im nahen Untergrunde die Grenzsichten des Voltziensandsteines auftreten. Sie sind so direkt als Leitgesteine für die Abgrenzung des Oberen Buntsandsteines gegen den Haupt-Buntsandstein zu verwerten.

In den jüngeren Schichtenfolgen der unteren Stufe des Voltziensandsteines tritt allmählich ein toniges und z. T. schon schwach dolomitisches Bindemittel an Stelle des rein kieselligen. Auch deutliche Glimmerführung, die in den untersten Schichten nicht zu beobachten ist, und einzelne kleine Tongallen stellen sich bereits ein. Gleichzeitig wird das Korn der Sande feiner, die Schichtung und Absonderung dünner, die Färbung dunkler und bunter, im ganzen wein- bis nahezu braunrot. Ganz allmählich findet so der Übergang zu den eigentlichen »bunten Tonsandsteinen«, der typischen Gesteinsausbildung des Oberen Buntsandsteines statt.

b) Bunte Tonsandsteine mit Tongallen (so₂).

Bezeichnend für diese Schichten ist besonders das häufige Vorkommen von »Tongallen«, über deren Bildungsursache noch keine einheitliche Auffassung herrscht. Es sind das festumgrenzte, geröllförmige, meist gelbgefärbte Tonausscheidungen von durchschnittlich Walnußgröße, die deutlich als Fremdkörper innerhalb der Sandsteinmasse auftreten. Zum Teil zeigen diese Tongallen noch die festen Umrißformen von Rollstücken und noch Reste ursprünglichen Gesteinsmaterials — so von Grauwackenschiefern — sind sie also Verwitterungsrückstände älterer Gesteinseinschlüsse. Andere Tongallen mögen selbständige Tonausscheidungen (durch Adsorption?) innerhalb der Sande z. Z. ihrer Ablagerung darstellen. — In den lose umherliegenden Sandsteinbruchstücken wittern diese Tongallen leicht und meist heraus. — Auch sonst sind die Sandsteine, besonders die stärker tonhaltigen, häufiger feinporig und löcherig ausgebildet. Dabei werden die einzelnen Quarzkörner stärker als im

Hauptbuntsandstein vom kieselig-tonigen Bindemittel umhüllt; sie heben sich also weniger deutlich als dort aus der Grundmasse heraus.

Im allgemeinen sind diese bunten Sandsteine besser und deutlicher geschichtet als der Hauptbuntsandstein. Ebene Schichtung, meist und ausgezeichnet ausgebildet in Kreuz- und Diagonalrichtung, herrscht vor. Besonders schön ausgeprägt ist sie im Hohlwege zwischen Nideggen und Rath, wo sowohl die zum Teil fast blatt dünne Schichtenabsonderung, als auch die löcherig-porige Ausbildung des typischen Oberen Buntsandsteines zu beobachten ist.

Die Verfestigung der Konglomerate und besonders der Tonsandsteine ist im allgemeinen eine schwächere als im Hauptbuntsandsteine.

Die feine Schichtung trägt noch dazu bei, daß der mürbe Sandstein oberflächlich leicht und tiefgründig zu Sand zerfällt und daß er in Aufschlüssen durch die Einflüsse von Wasser, Wind und Sonnenbestrahlung leicht ausgehöhlt und ausgeblasen wird.

Etwas dickere und festere Lagen des Oberen Buntsandsteines, dessen Mächtigkeit südlich der Stadt Nideggen nur 4—10 m beträgt, um Nideggen herum selbst auf 20—25 m abzuschätzen sein dürfte, liefern einen mittelguten »Werkstein«, der leicht zu bearbeiten ist. Alte Pingen und verlassene Steinbrüche in der Gegend östlich der Stadt Nideggen weisen auf einen im ganzen wohl nur vorübergehenden Abbau solcher Schichten in früheren Jahren hin.

Der leicht und tiefgründig verwitternde Voltziensandstein dient auf Blatt Nideggen, wie allgemein am Eifelnordrande, dem Ackerbau. Und zwar ergibt er als ton- und schwach kalkhaltiger Sandboden von dunkelroter bis violetter Oberflächenfärbung ein ziemlich fruchtbares Ackerland. Er steht also in dieser Beziehung im Gegensatz zum Hauptbuntsandstein, der sich als fast reiner Kieselgesteinsboden kaum zur Verwertung als Ackerboden eignet, daher durchgängig im Blattbereiche, wie auf den angrenzenden Blättern, Heide- und Wald- und zwar besonders Kiefernwaldbedeckung trägt.

II. Muschelkalk.

Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein).

Längs einer SO.—NW. gerichteten Störungslinie grenzt in der Nordostecke des Blattes an den Oberen Buntsandstein ein schmaler, kaum 200 m breiter Streifen von Unterem Muschelkalk, der vom Blatte Lendersdorf (66, 13) herüberstreicht und in östlicher Verlängerung auf das Blatt Zülpich (66, 20) übergreift. Wie eingangs erwähnt, ist dieser Muschelkalkstreifen hier als sogenannter »Muschelsandstein« entwickelt. Es liegt also die untere Stufe des Unteren Muschelkalkes vor, die hier, wie allgemein am Eifelnordrande, in der Ausbildung eines feinkörnigen, dünn-schiefrig absondernden bunten, hauptsächlich gelben, z. T. tonigen Sandsteines auftritt, der durch ein dolomitisches Bindemittel verfestigt ist. Der mittelfeste bis weiche Sandstein erscheint durch braune bis schwarze Flecken von Eisen- und von Manganhydroxyd charakteristisch gefleckt. Er verwittert leicht und tiefgründig und zerfällt dabei zu einem gelben bis gelblichbraunen Sandboden. Lesesteine auf den Feldern zeigen öfters schlecht erhaltene Abdrücke von Fossilien, besonders von Myophorien (*M. vulgaris* SCHLOTH.).

QUAAS,
Muschelsand-
stein. Blatt
Nideggen.

B. Tektonik.

Die Triasschichten auf dem Blatte Nideggen, wie allgemein am Eifelnordrande, streichen in SO.—NW.-Richtung. Sie sind in der Hauptsache flach, fast schwebend gelagert und fallen durchschnittlich mit 10—15° nach NO. ein. Örtlich anders gerichtetes und steileres Einfallen — so östlich von Blens bis zu 30° nach SO.- wird durch besondere Gebirgsstörungen bedingt.

QUAAS,
Tektonik der
Trias. Blatt
Nideggen.

Das Triasgebiet des Blattes Nideggen wird von zahlreichen Störungen durchsetzt, die sich sämtlich, wie auf den östlich und nördlich angrenzenden Blättern (Zülpich, Vettweiß, Lendersdorf), in die Hauptsprungs-systeme eingliedern lassen, die für die Anlage und Herausbildung des Rheinischen Schiefergebirges (»Rheinische Masse« nach H. STILLE) als bezeichnend erkannt worden sind.

Sprungsysteme. Es treten also sowohl SO.—NW.- (hercynische) Sprünge, als auch nahezu senkrecht dazu gerichtete SW.—NO. (erzgebirgische) Störungen auf, und zwar mit Abbiegungen: einerseits bis in annähernd O.—W.-, andererseits bis in nahezu S.—N.-Richtung. Durch das Zusammenwirken der tektonischen Vorgänge in den verschiedenen Sprungrichtungen und zu verschiedenen geologischen Zeiten ist die ursprünglich einheitliche und zusammenhängende Triashochfläche in zahlreiche Schollen zerlegt worden, deren Schichtenfolgen in verschiedenen Richtungen, Ausmaßen und geologischen Zeitabschnitten an- und gegeneinander abgesunken sind.

SW.—NO.-Sprünge. Die zahlreichen SW.—NO.-Sprünge des Triasgebietes, die sich zwischen dem Kartennordrande und Heimbach besonders häufen, verwerfen sowohl die einzelnen Streifen der Buntsandsteinformation unter sich, als auch diese wieder gegen die sie unterlagernden Devonschichten. Sie treten durchgängig im Landschaftsbilde scharf in Erscheinung, öfters derart, daß ihnen streckenweise oder in ihrer Gesamterstreckung Bachläufe folgen und zwar bezeichnenderweise meist solche, die in Taleinschnitten mit breiten, ebenen Talböden und teilweise mit wohlausgebildeten älteren, höheren Terrassenabsätzen liegen, deren Höhenlagen mit denen der diluvialen Terrassen des Rurtales korrespondieren.

Auch die SW.—NO. gerichteten Stromstrecken der Rur zwischen Nideggen und Heimbach — wie auch weiter westlich — werden in ihrer Anlage durch die westlichen Fortsetzungen dieser erzgebirgisch streichenden Verwerfungen bedingt, die sich durchgängig einerseits weiter östlich in das Triasgebiet des Blattes Zülpiel (66, 20), andererseits weiter westlich, in das alte Gebirge (Unterdevon) des Blattes Nideggen hinein, verfolgen lassen. Solche SW.—NO.-Sprünge begrenzen nördlich und südlich Stadt und Burg Nideggen und verwerfen die in ihnen eingesunkene Buntsandsteinscholle (= 310 m) einerseits gegen die nordwestlich angrenzende Hochfläche 354, andererseits gegen den südlich gelegenen Kurzen-Busch (340,5 m). Dieser stellt eine gegenüber dem Nideggener Graben

weniger tief am Kühlen-Busch (354,5 m ü. N. N.) abgesunkene Scholle dar. Höhe 354 nordwestlich von Nideggen bildet die nördliche Fortsetzung der Hochfläche des Kühlen-Busches und stellt einen tektonischen Horst dar. Dieser wird nördlich von dem erzgebirgisch streichenden Sprunge begrenzt, der den Rurlauf bei Kallerbend bedingt und östlich der Rur in nahezu W.—O.—Richtung, entlang dem tiefen Taleinschnitte verläuft, nahe dem Kartennordrande, der bis zur Kunststraße Nideggen-Rath im Gelände deutlich sich verfolgen läßt. Wahrscheinlich auf dem gleichen Horste liegt westlich der Rur der Burgberg, dessen Konglomeratkuppe als Härtling bis zu 400,5 m Meereshöhe emporragt.

Der Nideggen nördlich begrenzende Sprung schneidet in seiner Fortsetzung westlich der Rur die Triaskuppe des Heidkopfes (360 m ü. N. N.). Weiter westlich verläuft er, durch Talanfänge in seiner Richtung bezeichnet, wahrscheinlich dicht nördlich und etwa gleich mit der Kunststraße Hetzingen-Harscheidt-Schmidt.

Auch der Kühlen-Busch stellt einen tektonischen Horst dar, auf dessen Verlängerung westlich der Rur wohl der konglomeratbedeckte Roßkopf-Berg (383,60 m ü. N. N.) liegt. — Gegen den Kühlen-Busch-Horst ist das weiter südlich gelegene Triasgebiet zwischen Abenden und Hausen in Staffeln abgesunken und zwar auffälligerweise in Schollen mit südlichem, also im Verhältnis zum normalen — nördlichen — als widersinnig zu bezeichnenden Einfallen und derart, daß die südlichere Scholle stärker und tiefer abgesunken erscheint als die angrenzende nördliche. So kommt es, daß der Hondjes-Berg 314 m, der südlich davon gelegene Mittel-Berg 311,6 m und der diesen wieder südlich begrenzende Kirch-Busch nur 300,8 m Höhe besitzt und so tief eingesunken ist, daß das die Trias unterlagernde Unterdevon oberflächlich nicht mehr ausstreicht. Die am tiefsten abgesunkene Triasfläche, den eigentlichen Graben, bildet die östlich von Blens gelegene Scholle — der Blenser Graben —, die sich im Kartengebiet nur bis zu 280 m Höhe erhebt. Weniger tief eingesunken erscheint die an diesen Graben südlich angrenzende schmale Scholle, in der in Straßenhöhe bereits das Devon wieder zu Tage tritt.

Erst das Gebiet weiter südlich, das sich im Eichelberge, östlich von Heimbach, wieder bis zu 378,5 m Meereshöhe erhebt, bildet die südliche Fortsetzung der Hochfläche des Kühlen-Busches.

Es wird nördlich begrenzt durch die über Hausen-Wütscheid-Hasenfeld verlaufende erzgebirgische Hauptstörung, die nordöstlich und südwestlich von Wütscheid die dortigen Rurlaufrichtungen bedingt und im Devon dicht östlich von Wütscheid, dicht nördlich des Bahnhofes Himbach, prächtig aufgeschlossen und scharf und genau festzulegen ist. Südlich wird dieser »Heimbacher Horst« von einem in Richtung der Kunststraße Heimbach-Vlatten verlaufenden SW.—NO.-Sprunge begrenzt, dem der tiefe und breite, z. T. schön terrassierte Taleinschnitt folgt, in dem heute der östliche Nebenbach des Heimbaches in schmalem, kannonartig eingeschnittenen, tiefen Wasserrisse fließt. — Östlich des Heimbachtales findet längs weiterer erzgebirgischer Sprünge im Vlattener-Walde, der größtenteils bereits auf dem Blatte Zülpich liegt, ein staffelförmiges Ansteigen des Geländes bis zu rund 500 m statt. Der höchste Punkt, bis zu dem Triasablagerungen heraufreichen, liegt mit 495 m noch auf Blatt Nideggen, fast genau auf dessen Südostecke. Diese trifft eben noch ein SO.—NW.-Sprung, dem auf dem östlich angrenzenden Blatte Zülpich der Oberlauf des Fringsiefen-Baches folgt. Ihm entlang sind die südlich gelegenen Konglomerate des Hauptbuntsandsteines abgesunken gegen den zwischen Walbig und Hergarten sich erstreckenden, etwa 2,5 km breiten Triashorst, der in einem schmalen Flächenstreifen eben noch auf Nideggen übergreift und hier mit 470 m ü. N. N., etwa 1,5 km südöstlich von Weimert, seine größte Höhe erreicht.

Stark in die W.—O.-Richtung biegt die als erzgebirgisch anzusprechende Verwerfung ein, die etwa 1 km südlich Nideggen von dem den Kühlen-Busch nördlich begrenzenden Sprunge abzweigt und in Richtung auf Thuir-Ginnick (Blatt Zülpich) verläuft.

SO.—NW.-Sprünge. Noch häufiger als erzgebirgische Sprünge sind solche, die annähernd senkrecht dazu, also in SO.—NW.-Richtung verlaufen. Diese hercynisch streichenden

Störungen verwerfen gleichfalls die Stufen der Buntsandsteinformation sowohl in sich, als auch gegen das unterlagernde Devon und — in der Nordostecke des Blattes — gegen den überlagernden Muschelkalk. Und zwar sinkt der Untere Muschelkalk in Form des Muschelsandsteines mit nördlichem Einfallen gegen den Oberen Buntsandstein ab.

Die zahlreichen SO.—NW.-Sprünge prägen sich im allgemeinen weniger deutlich im Landschaftsbilde aus, auch bedingen sie nur auf kurze Strecken Taleinschnitte. Nur im Rurtale selbst treten sie orographisch stärker in Erscheinung. Sie bedingen hier wohl im Triasgebiete des Blattes Nideggen die SO.—NW. gerichteten Stromstrecken der zahlreichen Kurwindungen, meist besonders diejenigen zwischen Hausen und Abenden, zwischen Nideggen und Zerkall und bei Kallerbend.

Ein dicht westlich an Kloster Mariawald und an Weimert vorbei verlaufender hercynischer Hauptsprung des Gebietes verwirft in der Südostecke des Blattes und in seiner südlichen Fortsetzung auf den Blättern Schleiden und Mechernich die Konglomerate des Hauptbuntsandsteines gegen jüngere Unterdevonschichten.

Sprunghöhen. Über die Sprunghöhen der im Blattbereiche beobachteten Verwerfungen vermögen nur in Einzelfällen und meist bloß annäherungsweise Angaben gemacht zu werden und zwar im ganzen auch nur über Störungen, die innerhalb des Hauptbuntsandsteines oder zwischen diesem und dem Voltziensandsteine auftreten. Die hier abzuschätzenden Ausmaße dürften im Durchschnitt zwischen 20—50 m betragen.

Etwa 30 m Sprunghöhe besitzt wohl auch die SW.—NO.-Verwerfung, die eben noch die Südostecke von Blatt Nideggen quert.

Alter der Störungen. Über das genauere Alter, über die Stärke und über die Aufeinanderfolge der Störungen bzw. der Störungssysteme, die das Triasgebiet betroffen und auf die Herausbildung des heutigen Oberflächenbildes eingewirkt haben, lassen sich nach den bisher auf Blatt Nideggen selbst möglich gewesenen Beobachtungen und Feststellungen nur annähernd genaue Angaben machen.



Nach den allgemeinen tektonischen Beobachtungen im linksrheinischen Schiefergebirge, wie in dem nördlich daran grenzenden Niederrheinischen Tieflande darf angenommen werden, daß die SW.—NO. gerichteten erzgebirgischen Störungen, die damit zugleich im Hauptstreichen des alten Gebirges, also des Paläozoikums liegen, die ältesten des Gebietes sind.

Diese in ihrer Anlage zum Teil wahrscheinlich bis in das jüngere Paläozoicum (Perm-Carbon) selbst zurückreichenden und mit den großen varistischen Faltungsprozessen jener Periode zusammenhängenden Sprünge dürften nach Ablagerung der Trias — vielleicht schon zu jurassischer oder doch zu jungsenoner Zeit¹⁾ — wieder aufgerissen sein.

Vorwiegend fallen aber die Störungen erzgebirgischer wie hercynischer Richtung wohl zeitlich zusammen mit den Einbruchsvorgängen und mit den starken Schollenbewegungen, die zur Bildung der Niederrheinischen Bucht geführt haben. Sie erfolgten also vorwiegend zu tertiärer Zeit: in der Hauptsache — soviel bisher feststellbar — vom Oligocän aufwärts und vorwiegend zu miocäner und zu pliocäner Zeit²⁾. Und zwar folgen sie im allgemeinen so aufeinander, daß die hercynischen Störungen die erzgebirgisch verlaufenden verwerfen, also jünger als diese sind.

Erneut setzten die tektonischen Vorgänge dann nochmals in diluvialer Zeit und zwar besonders während und nach der Ablagerung der altdiluvialen Schotterterrassengruppe (der Hauptterrasse) ein.

Nachklänge dieser Erdkrustenbewegungen dauern in Form schwacher Erderschütterungen noch bis zur Gegenwart an³⁾.

¹⁾ Wie H. STILLE für die deutschen Mittelgebirge im allgemeinen nachgewiesen und auch für diejenigen Gebiete seiner »Rheinischen Masse«, zu der auch Blatt Nideggen gehört, wohl mit Recht als sehr wahrscheinlich hingestellt hat. Vergl. H. STILLE, Das Alter der deutschen Mittelgebirge. Zentralbl. f. Mineral. usw., Jahrg. 1909, Nr. 9, S. 274—276 und 278—282.

²⁾ Vergl. W. WUNSTORF und G. FLIEGEL, Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Abhdlgn. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt N. F. Heft 62, S. 77.

³⁾ Anmerkung während des Druckes: Solche wurden z. B. am 6. September 1911 gegen 2 $\frac{1}{2}$ Uhr nachmittags in der Gegend von Nideggen, wie allgemein im Rurtales und in der Nordeifel, deutlich beobachtet und seismographisch nachgewiesen.

Im Landschaftsbilde prägen sich im ganzen nachweisbar deutlich heute nur noch die jüngeren Bruchlinien aus, vor allem diejenigen, die, wie schon ausgeführt, in SW.—NO.- und in SO.—NW.-Richtung auf die Herausarbeitung der diluvialen und der heutigen Rurtalwindungen bestimmend eingewirkt haben.

Die erzgebirgisch verlaufenden Sprünge im besonderen bedingen noch die tiefen und breiten Taleinschnitte mit im Triasgebiete meist teilweise gut ausgebildeten Diluvialterrassenböden in verschiedenen Höhenlagen, also reife Täler, deren Bildungsanfänge bis ins Altdiluvium (und vielleicht sogar bis ins Jungtertiär) zurückreichen. Ihnen streben kürzere Seitenbäche mit wohlausgebildeten Taltrichtern und mit starkem Gefälle zu, die zum Teil bereits auf den höheren oder auf den mittleren Terrassenböden enden, seit jenen Zeiten also bereits Trocken- bzw. Hängetäler bilden.

Herr P. G. KRAUSE brachte in einer Schlußbegehung den devonischen Anteil des Blattes Zülpich, Siegener und Koblenz-Stufe, zum vorläufigen Abschluß.

Auf Blatt Mechernich wurde hauptsächlich die nördliche Umrandung der Sötenicher Mulde, Unter- und Ober-Koblenz-Stufe und Cultrijugatus-Zone, stratigraphisch und tektonisch verfolgt und kartiert.

KRAUSE,
Devon.
Blätter
Zülpich und
Mechernich.

An den Neubaustrecken der Ahrtalbahnlinie und ihrer Abzweigung nach Hillesheim wurden bei der geologischen Festlegung der Aufschlüsse hauptsächlich Studien über die Entwicklung der Siegener Schichten und ihre Tektonik, sowie über die Bruchbildungen an den Rändern der sogenannten Mulden von Eifelkalk ausgeführt.

Im Gebiete des Blattes Hitdorf wurde ein Teil der Niederterrasse kartiert.

Herr BÄRTLING bearbeitete auf dem Blatte Essen Diluvium, Obere Kreide und Produktives Carbon.

BÄRTLING,
Diluvium,
Obere Kreide,
Produktives
Carbon,
Blatt Essen.

Hinsichtlich des Diluviums ergab sich, daß sowohl nördliches Diluvium wie das südliche Gebirgsdiluvium auf dem Blatt

vertreten ist. Die präglazialen Ruhrschotter, deren Verbreitung bereits in der Umgebung von Bochum festgestellt war, konnten über den Mechtenberg und den Hallo bei Stoppenberg bis in die unmittelbare Umgebung der Stadt Essen verfolgt werden.

Die Obere Kreide besteht im Bereich des Blattes Essen aus Cenoman, Turon und Emscher. Die Aufnahme hatte das bemerkenswerte Ergebnis, daß der Emscher im westlichen Teil des Industriebezirks über die älteren Stufen der Oberen Kreide übergreift. Aus diesem Grunde sind in der Umgebung der Stadt Essen vom Turon nur noch die Zone des *In. labiatus* und die untersten Grenzschichten der Zone des *In. Brongniarti* erhalten geblieben, auf denen unmittelbar der Emscher aufgelagert ist.

In dem von Kreide nicht bedeckten Teile des Blattes Essen wurden die drei Ruhrterrassen in gleicher Weise wie auf den östlich anstoßenden Blättern weiter verfolgt und die Gliederung des Produktiven Carbons begonnen. Im Produktiven Carbon erwies sich für die Kartierung dieses Teiles des Industriebezirks besonders wichtig die Konglomeratbank zwischen Flöz Sonnenschein und Flöz Plafhofsbank. Die übrigen Leitschichten, die von der Aufnahme der östlich anstoßenden Blätter bereits bekannt sind, konnten auch hier festgestellt werden. Bemerkenswert ist, daß in diesem Teil des Blattes in Verbindung mit den Ruhrterrassen auch echter Löß mit den typischen Lößkonkretionen auftritt.

Die Flözkarte wurde auf dem östlich anstoßenden Blatte Bochum begonnen, konnte aber noch nicht zu Ende geführt werden.

2. Westfalen.

Herr A. DENCKMANN berichtet über die Aufnahmen des Jahres 1910 auf den Blättern Kirchhundem und Hilchenbach.

DENCKMANN,
Tiefe Siegener
Schichten.
Blätter Kirch-
hundem und
Hilchenbach.

Die Aufnahmemarbeiten des Sommers 1910 haben in einer außerordentlich schwierigen stratigraphischen Frage eine Lösung gebracht, deren Konsequenzen, wie sich schon jetzt übersehen läßt, besonders für die Siegener Schichten des unteren Westwaldes von großer Bedeutung sein werden.

Ursprünglich waren von mir diejenigen Schichtenfolgen des Gebietes von Müsen, Creuzthal, Freudenberg usw., in denen die durch DREVERMANN's Untersuchungen paläontologisch festgelegte Seifener Fauna auftritt, als identisch mit meinem Seifener Fauna führenden Horizonte 5, also als Rauhfäserhorizont, aufgefaßt worden. Durch die Aufnahmearbeiten des Sommers 1910 auf dem Blatte Hilchenbach, speziell im Gebiete des Ferndorfer Baches, ist einwandfrei durch Kartierung bewiesen worden, daß die die Seifener Fauna führenden sandig-flaserigen und zum Teil tonschiefrigen Gesteine, welche die Seifener Fauna führen, ein integrierender Bestandteil derjenigen Schichtenfolge sind, welche den tiefsten, an Grauwackensandsteinen reichen Teil der tiefen Siegener Schichten überlagert.

Es ergibt sich aus dem Bilde der Spezialkarte für die tiefen Siegener Schichten (Horizont I) die nachfolgende Gliederung:

- a) Grauwackensandsteine (Odenspieler) und Sphärosiderit-schiefer.
- b) Flaserig-sandige Grauwackenschiefer ohne feste Einlagerungen, mit Einlagerungen von sehr milden Tonschiefern und von Seifener Fauna führenden, carbonatreichen Gesteinen.
- c) Milde Grauwackenschiefer mit plattig-bankigen Grauwackensandsteinen, deren eingelagerte Pakete nach oben hin seltener, unbedeutender und unregelmäßiger werden.

Die Unterglieder a) und c) führen *Rensselaeria crassica*, so daß im Horizont 1 ein zweimaliger Facieswechsel nachgewiesen ist, genau wie dies früher im Horizonte 4 festgestellt wurde: (a) Tonschiefer und schiefrige Grauwacke mit *Rensselaeria crassica*; b) Rothenberg-Quarzit mit Seifener Fauna; c) Dachschiefer führende Tonschiefer und grobsandige, dünnplattig absondernde Grauwackensandsteine mit *Rensselaeria crassica*.)

Es wird nun im einzelnen zu prüfen sein, ob die von DREVERMANN beschriebenen rheinischen Fundpunkte Seifen, Unkel usw. etwa dem Horizonte 1 angehören. Die zusammenhängende Entwicklung des Tonschieferhorizontes im Hau-

genden dieser Vorkommen, die von Siegen aus über das Nistertal bis nach Datzeroth an der unteren Wied von mir verfolgt worden ist, läßt diese Umdeutung um so mehr glaubhaft erscheinen, als die Reste der Horizonte 2 und 3, die uns im Liegenden des Tonschieferhorizontes erhalten geblieben sind, ausgerechnet am Liegenden der großen NO.-Verwerfung auftreten, die von mir auf der Übersichtskarte als allerjüngste Verwerfung zur Darstellung gebracht ist. Auf der Übersichtskarte sind also voraussichtlich die zu beiden Seiten des Wiedtales bis Datzeroth beobachteten Schichtenfolgen in entsprechender Weise als tiefe Siegener Schichten umzudeuten, und die zwischen Seifener Fauna führenden Schichten und tiefen Siegener Schichten gezeichneten Verwerfungen sind als Schichtengrenzen zu zeichnen oder fallen weg, falls Unterglieder im Horizonte 1 nicht ausgeschieden werden. Daß wesentliche Schwierigkeiten der Stratigraphie des Siegtales und seiner Nachbargebiete durch die oben angedeuteten Änderungen wegfallen, will ich an dieser Stelle nur andeuten. Die im Vorstehenden skizzierte Berichtigung der stratigraphischen Auffassung der Seifener Fauna führenden Schichten des Siegener Unterdevons und seiner Nachbargebiete zeigt, wie vorsichtig man sein muß in der stratigraphischen Verwertung von Faunen, wenn die Verschiedenheit der Faunen im wesentlichen eine fazielle ist. (Vergl. hierüber auch meine im Erscheinen begriffene Abhandlung: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Archiv für Lagerstättenforschung Heft 6, namentlich S. 46 ff.)

Herr HENKE berichtet über Goniatiten im Foßley auf Blatt Iserlohn:

HENKE,
Oberdevon
Blatt Iserlohn.

Bei meinen Kartierungsarbeiten auf Blatt Iserlohn im Jahre 1907 konnte ich mit Herrn Dr. W. E. SCHMIDT in dem alten DENCKMANN'schen Fundpunkt, der in dem Horizont der unteren roten Kalkknotenschiefer (ton_1) nördlich von Iserlohn bei der Wirtschaft am Hemberge liegt, einiges gut erhaltene Material sammeln, das nach meiner Bestimmung Folgendes enthält:

Sporadoceras biferum PHILL.

» *inflexum* WED.

» *Münsteri* v. BUCH

Aganides sulcatus MÜNST.

Unter dem DENCKMANN'schen Material konnte ich außerdem noch

Dimeroceras cf. *padbergense* WED.

? *Clymenia* sp. (schlecht erhaltenes Bruchstück)
feststellen.

Nach WEDEKIND's¹⁾ Untersuchungen sprechen die Goniatiten für Enkeberger Kalk und obere *Cheiloceras*-Schichten, also für unterste Clymenienkalke und für oberes mittleres Oberdevon. Diese als Äquivalente des Enkeberger Clymenienkalkes und des oberen *Cheiloceras*-Horizontes zu bezeichnenden Schichten vom Hemberg liegen nach den Angaben von DENCKMANN im obersten Fobley²⁾. Nach Westen zu keilen die Kalke vom Hemberg z. T. aus, z. T. legen sich sandige Schiefer und Sandsteine hinein. In den sandigen dunklen Schiefen, die jetzt gut durch die Iserlohn-Schwerter Bahn aufgeschlossen sind, fand ich flach gedrückte, leider unbestimmbare Clymenien und *Posidonia venusta*.

Nach meinen Funden wäre jetzt das Oberdevonprofil von Iserlohn folgendermaßen zu deuten (siehe S. 458).

Durch diese Funde nördlich von Iserlohn scheint mir nachgewiesen zu sein, daß das Fobley³⁾ nicht als ein Horizont über den Clymenienkalken (Enkeberger Horizont, Zone der *Cl. annulata* und Dasberger Kalk) anzusprechen ist, sondern als sandiger Vertreter des kalkigen und tonigen, Cephalopoden führenden Oberdevons.

¹⁾ Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevons am Enkeberg. Dissertation 1908. Neues Jahrb. f. Min. usw., B. B. XXVI.

²⁾ LORETZ führt als erster Goniatitenfunde aus diesen Schichten an. Dieses Jahrbuch für 1896, LIX.

³⁾ R. WEDEKIND, Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons am Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges. Nachr. d. Kgl. Ges. d. Wissensch. z. Göttingen, Math.-phys. Klasse 1911.

| Schichtengliederung nach der Spezialkartierung Blatt Iserlohn ¹⁾ | Nach DENCKMANN ²⁾ vom Jahre 1902 | Meine Auffassung |
|---|---|--|
| Unteres Carbon (Culm) | | |
| Graue Mergelschiefer mit Knollenkalken, lokal mit grauen Sandsteinen und Schiefen | Wocklumer Schichten | Grenzschieben (oolithführende Gesteine der Seiler) Wocklumer Schichten |
| Horizont der roten und grünen Knotenkalke und Kalkknotenschiefer | Litorale Facies der Seiler | Clymenienschieben |
| Zone der roten Cypridinen-schiefer | | |
| Horizont des Plattensandsteins | | |
| » der sandigen Schiefer | Fobley (transgredierend) | Clymenienkalke ³⁾ und Obere <i>Cheiloceras</i> -Schichten |
| » der vorwiegend grauen und schwarzen Schiefer | Schichtenlücke (Clymenienkalke fehlen) | Sandige Vertreter der unteren Nehdener Schiefer und der Adorfer Kalke |
| Östricher Kalk | | Unteres Oberdevon |
| Büdesheimer Schiefer | Unteres Oberdevon | |
| Flinz des Unteren Oberdevons | | |
| Prolecanitenschiefer | | |

KRUSCH,
Carbon. Blatt
Hattingen.

Herr KRUSCH setzte in der kurzen ihm für Aufnahmearbeiten zur Verfügung stehenden Zeit die Verfolgung der Sättel und Mulden des Produktiven Carbons auf Blatt Hattingen in der Wittener Hauptmulde fort.

3. Provinz Hessen-Nassau.

Herr A. LEPLA berichtet über Aufnahmen im Sommer 1909 im Blatt Homburg v. d. Höhe:

LEPLA,
Tektonik und
Vordevon vom
östl. Taunus,
Blatt Homburg
v. d. H.

Der östliche Taunus wird an der Salburg durch eine von Weitem auffällige tiefe Einsattelung in dem langen Rücken in zwei Teile zerlegt. Der östliche von ihnen rückt etwas nach S. oder

¹⁾ Erläuterung zu Blatt Iserlohn, Lief. 163.

²⁾ Dieses Jahrbuch für 1902, S. 554.

³⁾ Bisher erst Ekeberger Kalk durch Fauna nachgewiesen.

SO. gegen den westlichen und hohen Taunus vor, bleibt niedriger und zeigt unregelmäßigere und weniger gratartige Formen wie dieser.

Das Blatt Homburg v. d. H. erstreckt sich über die Umgebung der Salburg und damit über die beiden, etwas abweichend aufgebauten Teile des östlichen Taunus. Untersucht wurde zunächst der westliche, dem hohen Taunus genäherte und den Ausläufer des Feldberges und Altkönigs bildende Rücken. Er zeigt im Unterdevon das gewöhnliche N. 55—60° O. gerichtete Streichen und meist südöstliches Einfallen der Schichten und damit auch der Falten, also eine nach NW. überkippte Lagerung. Sie ist auch in dem dem Feldberg gleichgerichteten und südlich vorgelagerten Rücken des Altkönigs zu erkennen. Die von dem letzteren aus in den Blattbereich hineinragenden Faltenzüge haben aber anscheinend eine steilere Stellung als der Feldbergzug. Da an dessen NW.-Fuß Unter-Koblenzschichten, ebenfalls mit SO.-Neigung, auftreten, so müssen die den Feldbergrücken und seine nordöstlichen Ausläufer zur Salburg bildenden, dem ältesten Unterdevon (Bunte Schiefer, Hermeskeil-Sandsteine und Taunusquarzit) angehörigen Faltenzüge sich längs einer streichenden Verwerfung auf das Unter-Koblenz auflegen oder auf dieses aufgeschoben sein. Da sich vom Feldberg ab nach NO. immer jüngere Stufen des Unterdevons nacheinander auf das Unter-Koblenz auflegen, so muß die Störung die Falten schief schneiden und nur annähernd streichend verlaufen. Zu demselben Ergebnis kommt man auch bei der allgemeinen Betrachtung der NW.-Grenze des Quarzits, weil sich in der überdeckten Unterlage im westlichen Taunus zu oberst Hunsrückschiefer, im östlichen Koblenzschichten zeigen.

Die SO.-Neigung der Faltenzüge bedingt, daß im SO. auch die jüngsten Schichten des rückenbildenden Quarzites liegen, also entweder der untere oder der obere Taunusquarzit. Der letztere scheint am Austritt der Ursel aus dem Gebirge, aber auch im Süden der Salburg vorhanden zu sein. Stärker noch als hier tritt das Auftreten von jüngeren Schichten im Hangenden der südlich geneigten Falten vom Erlenbach bei Köppern ab in die Erscheinung, weil von hier streichend gegen Naheim zu die Koblenzstufe und das Mitteldevon am S.-Fuß des Taunus vorhanden sind.

Im ganzen bietet die Anordnung der Falten das Bild eines Schuppenbaues, im einzelnen aber kommt man über Vermutungen hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse nicht hinaus, weil Quereinschnitte durch das Gebirge fast ganz fehlen und künstliche und natürliche Aufschlüsse selten sind. Nur die Straße an der Ursel legt den Bau des südlichen Zuges von Taunusquarzit an manchen Stellen bloß. Man sieht meist nach SO. flacher als nach NW. geneigte Faltenflügel, auch flach nach SO. geneigte Überschiebungen, im übrigen aber eine Folge enger und engster Nebenfaltungen und Verquetschungen.

Gegen die Salburg zu treten im Streichen des hohen Taunus immer jüngere Stufen des Unterdevons auf, die bunten Phyllite und Hermeskeilschichten tauchen im Streichen allmählich nach NO. zu unter.

Ob diese Erscheinung allein durch die staffelförmigen Abbrüche an den Querverwerfungen bedingt ist, oder ob die Sattelachsen im Streichen eine, wenn auch geringe nordöstliche Neigung haben, läßt sich bei dem großen Mangel an Anstehendem nicht entscheiden. Wahrscheinlich ist Beides. Sicher ist, daß an der Salburg hinter einer sehr beträchtlichen scheinbaren Querverschiebung eine Hebung der Faltenzüge stattgefunden hat. Diese Faltenzüge verändern gleichzeitig mit ihrer Emporhebung auch ihr Streichen aus N. 55—60° O. in N. 70—75° O.

Mit der Hebung, der verhältnismäßig bedeutenden Drehung und einer anscheinend etwas flacheren Lagerung steht die abweichende Richtung und Form des Quarzitrückens östlich der Salburg gegen Köppern zu im engsten Zusammenhang. Es ist eigenartig, daß mit der Drehung im Streichen der Falten auch eine solche der Querbrüche eintritt; sie nehmen östlich der Salburg eine mehr nördliche Richtung an. Auf der linken Seite des Erlenbaches (Köpperner Tal) scheint die etwas nach O. gerichtete Drehung der Falten zunächst wieder in die ONO.- und NO.-Richtung zurückzukehren. Im übrigen konnte ich in dem ganzen Rücken östlich der Salburg auf der rechten Seite des Köpperner Tales nirgends das Liegende des Taunusquarzits beobachten. Die bunten Phyllite und die Hermeskeiler Sandsteine an der Salburg sinken

nach O. und NO. zu in die Tiefe und wiederholen damit das Untertauchen der Faltenzüge in der Streichrichtung, wie ich es eben vom Hohen Taunus erwähnt habe.

Die am Fuß des Taunus im Vorland emporragenden Schiefergesteine sind bisher nirgends im nachweisbaren Zusammenhang mit den unzweifelhaft devonischen Ablagerungen beobachtet worden. Der durch die großblockige Absonderung der Quarzite zumeist sehr steil gestaltete Abhang des Unterdevons gegen das Schiefervorland ist an seinem Fuß mit so mächtigem Quarzschutt bedeckt, daß das Vorhandensein kleinstückig zerfallender, also vermutlich schiefriger Schichten hier unter dem Schutt nur vermutet werden kann. Zwischen Friedrichsdorf, Dillingen und Köppern nähern sich die devonischen Quarzite und die alten Schiefergesteine noch am meisten, indeß auch hier nicht hinreichend genug, um einen Einblick in die Verbandsverhältnisse zu ermöglichen.

Die Schiefergesteine des Vorlandes kehren im nachweisbaren, von der Saar bis zur Wetterau ziemlich gleichmäßig ausgebildeten, in der Gliederung bekannten Unterdevon nicht wieder. Diese Tatsache war früher für mich der Grund und ist es noch, die Vorstellung abzulehnen, daß die alten Schiefer ein umgewandeltes oder verändertes Unterdevon sein könnten. Ich fühle mich gezwungen, sie als älter, als vordevonisch zu betrachten, wie das zuerst für einige von ihnen Herr J. GOSSELET und später auch A. VON REINACH betont haben. Ob sich freilich zwischen diesem Vordevon und dem Unterdevon eine Ungleichförmigkeit der Lagerung (Diskordanz), ob sich hier die Anzeichen einer unterdevonischen Küstenbildung auf einem vordevonischen Festland finden lassen wie in den Ardennen, das feststellen zu können, scheint mir über das berechnete Maß von Hoffnung hinauszugehen. Da, wo südlich geneigte Faltenzüge eine vom Liegenden zum Hangenden jünger werdende Schichtenfolge zeigen, wie hier im östlichen Taunus, kann man die Möglichkeit fast verneinen, eine Transgression des Unterdevons über die älteren Schiefer zu finden. Hier im östlichen Taunus muß zwischen beiden Stufen ein beträchtlicher Verwurf den Zusammenhang unterbrechen. Die vordevonischen Schiefer sind scharf und linienartig von den devonischen zu trennen. Nur die eine Gefahr besteht,

daß manche Bündel von Schiefeln, die den devonischen Quarziten (z. B. dem oberen Taunusquarzit oder den bunten Phylliten) eng verwandt sind, dem Vordevon fälschlich angegliedert werden. In der Homburger Gegend und an der Ursel bleibt für solche Verwechslungen nur wenig Raum. Trotz gewisser Ähnlichkeiten zwischen violetten Schiefeln des Vordevons und des Unterdevons wird es hier nicht schwer fallen, auf der Karte beide auseinander zu halten, besonders dann, wenn, wie bei Homburg und Kirdorf oder am Hühnerkopf bei Hohemark, geschieferte Eruptivgesteine den Zusammenhang unterbrechen.

Verfrüht scheint es mir, noch eine Altersgliederung des Vordevons zu versuchen. Die Neuaufnahme wird sich darauf beschränken, stoffliche Gliederungen zu schaffen. Die Vergleiche mit Schiefeln aus den ältesten Zeiten konnten in den Ardennen keine Anhaltspunkte gewinnen; solche mit thüringischen Verhältnissen sprechen meist für ein präcambrisches (Algonkium) und cambrisches Alter.

Überträgt man den Bau der südlich fallenden überkippten Faltenzüge des Devons auf die älteren Schiefer, so ergibt sich die Auffassung, daß der Bruch zwischen Vordevon und Unterdevon die Form einer nach SO. einfallenden, annähernd streichenden Verwerfung, einer Überschiebung hat. In der Lagerung der vordevonischen Schiefer herrscht bei Kirdorf eine flache, südöstliche Neigung, bei Homburg selbst eine wesentlich steilere Stellung und nordwestliches Fallen.

Man ist zu der Vermutung gedrängt, daß die streichenden Störungen zwischen Unter- und Vordevon, wie auch die Querstörungen, ein hohes Alter, etwa das der Faltung selbst haben. Aber sicher ist, daß auch jüngere Störungen streichender Richtung vorhanden sind. Am Südrand der alten Schiefer setzt eine NW.—NO. gerichtete Bruchlinie quer über die zur Nidda gerichteten Wasserläufe am Homburger Kurpark durch. Sie verursacht ein starkes Niederbrechen miocäner Schichten; vielleicht haben sogar benachbarte pliocäne Schichten an der Bewegung teilgenommen. Solche jugendliche Störungen längs des Gebirgsfußes kehren häufig wieder und öffneten anscheinend die Kanäle zum Aufdringen von Kohlensäure, Mineral- und Warmwasser aus der Tiefe.

Herr A. LEPLA berichtet über Aufnahmen im Sommer 1910 auf Blatt Homburg v. d. Höhe:

Die Aufnahme des Taunusrückens östlich der Einsattelung an der Salburg hat von dem westlichen Gebirge wesentlich abweichende Verhältnisse gezeigt. Im Hohen Taunus (Feldberg) zeigten sich zwei gleichlaufende Faltenzüge im Unterdevon, die nach O. zu staffelförmig in die Tiefe sinken. Mit Annäherung an die Salburg verschwinden hier die tieferen Schichten des Gédinien von der Oberfläche, und die höheren Taunusquarzite senken sich herab.

LEPLA,
Devon, Vordevon,
Tektonik u. Diluvium,
Blatt Homburg v. d. H.

Östlich der Salburg hebt sich nun das Gédinien neben einer Querverwerfung am Fröhlichen Mannkopf unvermittelt wieder heraus, um nach nicht einmal 1 km Entfernung abermals wieder zu versinken. Bis jetzt habe ich gegen das Köpperner Tal zu, wie auch jenseits von ihm, im Bereich des Blattes Homburg nur sehr geringe Anzeichen von bunten Schiefen und Hermeskeil-Sandsteinen gesehen, im Gegensatz zu den Anschauungen A. VON REINACH's.

Die beiden Höhenzüge zu beiden Seiten des Köpperner Tales werden nach meinen Beobachtungen ausschließlich von Taunusquarzit aufgebaut. Freilich sind große Flächen der unteren Gehängestrecken so dicht mit Quarzschutt überdeckt, daß ein Erkennen des Anstehenden unmöglich gemacht wird.

Auch in der Lagerung treten die schon im westöstlichen Streichen der Rücken ausgeprägten Abweichungen von dem Hohen Taunus hervor.

Die Streichrichtung der Schichten zu beiden Seiten des Köpperner Tales östlich der Salburg dreht an der Salburg aus der NO.-Richtung oder richtiger aus N. 50—60° O. in ONO. oder richtiger in N. 70—80° O. unvermittelt um. Die westlich der Salburg herrschende NW.-Richtung der Querstörungen dreht sich dabei mit und zwar in NNW.- bis N.-Richtung. Das Einfallen der Faltschenkel bleibt im ganzen das nämliche wie im nördlichen Zug des Hohen Tauns, nach SO. bis S. Ich bin daher auch geneigt, die beiden Köpperner-Gebirgszüge zunächst als die Fortsetzung dieses ebenerwähnten nördlichen Kammzuges zu halten und sie nicht in Verbindung mit dem steil gestellten südlichen Altkönigzug zu bringen. Dieser

würde sonach hier fehlen. Wie das zustande kommt, ist im vorigen Bericht angedeutet.

Das Vordevon ist in der Friedrichsdorfer Umgebung in den grünen und violetten Phylliten deutlich ausgeprägt und muß mit einer streichenden Störung (Überschiebung?) an den Taunusquarzit angrenzen. Soweit sich bis jetzt übersehen läßt, ist es an Querverwerfungen bei Köppern in die Tiefe gesunken und nach Osten zu für immer verschwunden. Die nämlichen Querstörungen bringen anscheinend den mitteldevonischen Kalkzug herab, der mit den Eisenerzen von Köppern, Oberroßbach usw. in genetischer Verbindung steht und die Nauheimer Quellen führt.

In den Koblenz-Schichten hinter dem Taunus wurde meinerseits noch keine Gliederung vorgenommen; sie soll erst im Anschluß an die FUCHS'schen Arbeiten geschehen.

Unter den jüngeren Bildungen fallen bei Friedrichsdorf über den bunten Sanden und Kiesen des Tertiärs sehr grobe Schotter auf, die nicht unmittelbar auf die starke und tiefe Ausnagung des Köpperner Tales bezogen werden können, sondern scheinbar auf die Nähe von Quarzitklippen (Durchragungen) sich beschränkt. Die aus dem Köpperner Tal herausgebrachten Schuttmassen müssen vermutlich weiter talabwärts auf hessischer Seite gesucht werden.

Quarzitschutt und Löß, hinter dem Taunus auch Lehme, nehmen große Flächen ein. Was die letzteren angeht, so reichen die Lehme in kalkfreier Beschaffenheit hier am oberen Erlenbach, bei Obernhain und Anspach, bis über 360 m ü. N.N. Echter Löß tritt nur außerhalb des Gebirges gegen die Wetterau zu bei Seulberg und Friedrichsdorf auf. Der auffällige Mangel an alten Talstufen und deren Ablagerungen in dem mehr als 250 m tiefen Köpperner Tal und an seiner unmittelbaren Ausmündung bei Köppern selbst läßt schließen, daß dieses Tal noch sehr jugendlich ist und sein Niederschlagsgebiet erst in der jüngeren Diluvialzeit hinter den Rücken des Taunusquarzites in das Ober-Koblenz ausgedehnt hat.

Herr J. AHLBURG berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Merenberg (Nassau) im Sommer 1910:

Die letztjährigen Aufnahmen haben sich in der Hauptsache auf die Fertigstellung des Blattes Merenberg und des anschließenden Teiles von Blatt Weilburg erstreckt. Nebenher wurden eine Reihe von Begehungen auf Blatt Weilmünster vorgenommen, die den Zweck hatten, Klarheit über den Südrand der Lahnmulde, insbesondere das Alter der hier den südlichen Muldenrand diskordant überlagernden Grauwacke zu schaffen. Leider ist dies bisher nicht gelungen, und ich habe diese Aufnahmen wieder abgebrochen, da durch den Bau der Solmsbachtalbahn hier vermutlich in nächster Zeit günstige Aufschlüsse gemacht werden, die vielleicht eine Lösung der schwebenden Fragen bringen.

AHLBURG,
Devon, Culm,
Tertiär u. Dilu-
vium
Blatt Meren-
berg.

Auch auf Blatt Merenberg, das zwar nach petrographischen und stratigraphischen Gesichtspunkten fertig aufgenommen ist, sind noch eine Reihe von Fragen zu lösen, denen näherzutreten mir im Sommer nicht die nötige Zeit blieb. Es gehört hierher vor allem die Frage nach dem Alter des mächtigen Schiefer- und Grauwackezuges, der die nordwestliche Begrenzung des Palaeozoicums auf Blatt Merenberg gegen das Westerwaldtertiär hin bildet.

Des weiteren steht noch eine genauere Gliederung des Oberen Unterdevons; insbesondere der Grenzschichten gegen das Untere Mitteldevon, aus, die gerade innerhalb des Blattes durch reichere Fossilführung ausgezeichnet sind.

Der geologische Aufbau des Blattes Merenberg zeigt eine Mannigfaltigkeit, ja geradezu eine Regellosigkeit in der Aufeinanderfolge der einzelnen Schichten, in der verschiedenen Ausbildung der einzelnen gleichaltrigen Horizonte, wie sie wohl auf wenigen Blättern des Rheinischen Gebirges, selbst auf denen der nächsten Nachbarschaft, zu beobachten ist. Bedingt ist diese Regellosigkeit einmal durch die überaus verwickelte Tektonik der alten postculmischen Gebirgsbildung, die nur unregelmäßig geformte, durch zahlreiche Querverschiebungen und Überschiebungen zerrissene Sättel und Muldenzüge schuf. Ganz besonders erhöht ist sie weiterhin durch die zahlreichen und zum Teil beträchtlichen Verwerfungen

jugendlichen Alters (in h 11—2 und in h 6—7), die das ganze Blattgebiet in einzelne große Schollen zerlegen, zwischen denen im einzelnen häufig kaum noch ein Zusammenhang nachzuweisen oder zu vermuten ist. Diese jugendlichen, vermutlich tertiären Störungen sind überhaupt das charakteristischste Moment in der äußeren Gestaltung des geologischen Bildes innerhalb des Blattgebietes.

Am Aufbau des Blattes sind beteiligt — abgesehen zunächst von den fraglichen Bildungen an der Nord- und Nordwestgrenze des Blattes, die nach der Analogie der nördlich anschließenden Dillblätter zu dem KAYSER'schen Silurzuge der Hörre gehören würden — sämtliche Stufen des Devons vom Oberkoblenz aufwärts, ferner der Culm, freilich nur in sehr beschränkter Ausdehnung in der NO.-Ecke des Blattes; sodann das Tertiär, das mit seinen Bildungen nahezu ein Drittel des Blattes an der NW.- und S.-Seite überdeckt und bereits dem SO.-Rande des Westerwaldes angehört; endlich Diluvium und Alluvium, die insbesondere in der Nachbarschaft des Lahntales, im SO. des Blattgebietes, größere Bedeutung besitzen.

Das Unterdevon tritt in zwei äußerlich durch Tertiär getrennten, aber vermutlich auch innerlich nicht zusammenhängenden Parteien auf. Das eine Gebiet liegt im Oberen Föhlerbachtale in der Umgebung von Barig¹⁾. Es wird im SO. normal von Unterem Mitteldevon überlagert, während es im übrigen völlig von Tertiär überdeckt wird; nur die Talränder zeigen die Schichten freigelegt. Entsprechend seiner Lagerung, nahe der Mitteldevongrenze, gehört es ausschließlich den jüngsten Oberkoblenzschichten an; dieselben bestehen aus meist dünnbankigen milden Grauwacken mit zum Teil recht reicher Fauna (Brüche an der Chaussee Merenberg-Barig) und Einlagerungen dunkler glimmerreicher Grauwackeschiefer und Tonschiefer, die zahlreiche Sphärosideritnieren führen. Dieser Sphärosideritschieferhorizont hat sich als leitend

¹⁾ Leider war es mir nicht mehr möglich, bis zum Drucke dieses Berichtes eine Übersichtskarte des Aufnahmegebietes herstellen zu lassen; sie soll daher dem nächsten Jahresberichte beigegeben werden.

für die obersten Schichten der Oberkoblenzstufe erwiesen; man begegnet ihm auch in anderen Teilen des Blattes in der Nachbarschaft des Mitteldevons stets wieder.

Der zweite, wichtigste Unterdevonzug des Blattes setzt wenige Kilometer nördlich des ersten bei Probach im Faulbachtal an und läßt sich von hier, an Breite anfangs schnell anschwellend, dann aber wieder stark zusammenschrumpfend, bis an die NO.-Grenze des Blattes verfolgen. Dieser somit etwa 10 km verfolgbare Unterdevonzug stellt einen mächtigen Sattelaufbruch dar, in dessen Kern der Koblenzquarzit bis zu 1000 m Breite zu Tage tritt. Auf seiner NW.-Seite ist der Sattelaufbruch in seiner ganzen Erstreckung längs einer gewaltigen Überschiebungsfläche auf jüngeres Devon überschoben worden; im W. bei Probach ruht er zunächst auf obermitteldevonischem Schalstein; hier beobachtet man auf der Überschiebung noch die auf 10–20 m ausgewalzten Reste des Unteren Mitteldevons. Im weiteren Verlaufe nach O. werden die Oberkoblenzgrauwacken im Hangenden der Überschiebung mehr und mehr verdrückt, so daß hier der Koblenzquarzit direkt auf dem Schalstein ruht. Endlich, östlich von Obershausen, wird auch der Schalstein und sogar das ganze Unterdevon völlig von der Überschiebung überdeckt, so daß hier der Koblenzquarzit direkt auf dem Deckdiabas, der obersten Devonstufe, aufruht. Weiterhin werden die Lagerungsverhältnisse durch das überlagernde Tertiär zu stark verhüllt und daher unklar.

Der Koblenzquarzit innerhalb dieses Unterdevonzuges weist keine Besonderheiten auf; leider hat er sich, wie ja auch sonst meistens in der Umgegend, als versteinungsleer erwiesen. Die Oberkoblenzgrauwacke ist mit dem Quarzit durch allmähliche petrographische Übergänge verbunden. Bemerkenswert ist das Auftreten schmaler Porphyroideinlagerungen in den unteren Teilen der Grauwacke südlich von Dillhausen, die in auffälliger Analogie mit ähnlichen Vorkommnissen des nördlichen Siegerlandes stehen. Nach oben stellen sich wieder die milden dünnbankigen Grauwacken mit reicherer Fossilführung ein, die, wie bei Barig, von Sphärosideritschiefern begleitet werden. Derartige Sphärosideritschiefer sind

westlich von Niedershausen und an der Palmrichsmühle südlich Obershausen gut aufgeschlossen. Ein besonders reicher Fossilfundpunkt liegt an der Chaussee unmittelbar nördlich von Niedershausen; die bisher von hier bekannt gewordene Fauna habe ich kürzlich veröffentlicht¹⁾; sie ist durch die besondere Häufigkeit von *Spirifer cultrijugatus* charakterisiert und steht daher, wie sich auch aus der Lagerung ergibt, an der oberen Grenze des Unterdevons.

Das Untere Mitteldevon tritt in zwei auffällig von einander verschiedenen Ausbildungsformen auf. Von der östlichen Blattgrenze an — und über diese nur noch eine kurze Strecke auf Blatt Braunfels übergreifend — bis etwa in die Gegend von Niedershausen findet sich das Untere Mitteldevon in einer Ausbildung, in der es mir sonst aus der ganzen Lahnmulde noch nicht bekannt geworden ist. Während sonst das Untere Mitteldevon überall durch Bildungen eines ruhigen, tieferen Meeres gekennzeichnet ist, durch feine, oft überaus zarte kalkige Tonschiefer, Platten- und Nierenkalke mit Cephalopodenfaunen, treten in dem eben umschriebenen Gebiete an deren Stelle grobe Konglomerate, sandige Grauwacken und rauhe glimmerreiche Schiefer, die mit einander oft in geringsten Abständen wechsellagern können, so zwar, daß auf wenige Zentimeter mächtige feinere Schiefer plötzlich grobe konglomeratische Grauwacken folgen, die ebenso unvermittelt wieder von ganz dichten adinolähnlichen Schiefen abgelöst werden. Das so unvermittelte Auftreten dieser Schichten innerhalb der ganz andersartigen Tentaculitenschieferfacies der Nachbarschaft ahmen die einzelnen Schichtenelemente also auch im kleinen nach.

Der Umstand, daß das nächstjüngere Glied, der obermitteldevonische Schalstein, in der unmittelbaren Nachbarschaft dieser eigenartigen Bildungen, insbesondere der Schalsteinsattel des Daberges nordwestlich Niedershausen, ganz anormale Ausbildung aufweist, die weiter unten noch näher zu berühren sein wird, legt den Gedanken nahe, die Bildung dieser Schichten mit örtlichen Eigentümlichkeiten während der Ablagerung in Verbindung zu

¹⁾ Dieses Jahrbuch Bd. XXXI, 1. 1910 I, S. 448 ff.

bringen, mit einer örtlich beschränkten Transgression über stehengebliebene Klippen des älteren Untergrundes oder einer Abtragung von Niveaudifferenzen, die erst während der Zeit der Ablagerung dieser Schichten durch tektonische Vorgänge geschaffen sind.

Versteinerungen führt das Untere Mitteldevon in der soeben beschriebenen Verbreitzungszone nur selten; die Funde beschränken sich auf Tentaculiten und Styliolinen in den feineren Schieferlagen sowie vereinzelt Brachiopodenreste.

Nach Westen, insbesondere in der Gegend westlich und nördlich von Löhnberg an der Lahn, nehmen die Schichten des Unteren Mitteldevons wieder normalen Charakter an, wenngleich sie hier auch nie die Feinheit erreichen, durch die sie auf Blatt Braunfels in der Umgebung von Leun ausgezeichnet sind. Über die Ausbildung der Schichten südlich der Lahn ist schon im vorjährigen Berichte gesprochen worden. Als gute Versteinerungsfundpunkte sind zu erwähnen das untere Föhlerbachtal, besonders südlich des Bühl (*Gon. Jugleri* und reiche Phacopidenfauna), ferner südlich der Palmrichsmühle im Kallenbachtal, endlich das kleine Tälehen südlich der Grube Emma. Im Kallenbachtale südlich der Palmrichsmühle führen die hier blauschwarz gefärbten ziemlich glimmerreichen sandigen Schiefer in einzelnen Lagen brotlaibartige Nieren eines dichten Kalkes; die Fossilien finden sich indessen vornehmlich in den Schiefen; es sind verkieste Goniatiten und Orthoceren (*Gon. Jugleri*, *Gon. occultus*, *Orth. gracile* usw.).

Eine weitere Gliederung des Unteren Mitteldevons ist bei dem ständigen Wechsel in der Ausbildung und dem Fehlen durchlaufender Profile nicht möglich gewesen.

Das Obere Mitteldevon wird in der Weise wie auch auf den Nachbarblättern ganz von Schalsteinen und deren Einlagerungen aufgebaut, wobei allerdings hervorzuheben ist, daß kalkige Bildungen, insbesondere der sonst so verbreitete Massenkalk innerhalb des Schalsteins im vorliegenden Gebiete nur von ganz untergeordneter Bedeutung sind.

Die größte Verbreitung besitzt der Schalstein in der südöstlichen Blattecke. Der hier das Blatt schneidende Zug ist ein

Teil des großen kilometerbreiten Schalsteinzuges, der mitten durch die Lahnmulde von Nordosten bis in das Limburger Becken zu verfolgen ist und einen der markantesten Gesteinszüge der ganzen Mulde darstellt. Durch eine Mulde von Oberdevon, die südlich Löhnberg die Lahn schneidet, von dem erwähnten Schalstein getrennt, tritt ein weiterer Zug auf, der von Selters über Löhnberg nach der südlichen Blattgrenze verläuft. Dieser Zug leitet — allerdings ohne nachweislichen Zusammenhang — über zu dem Schalsteinzuge des unteren Kallenbachtals, der nach Westen bis zum Hainbuch reicht.

Eine ganz selbständige Stellung nimmt der Schalsteinsattel des Daberges nördlich Niedershausen ein. Er zeigt die bereits erwähnte konglomeratische Natur in seinen unteren Teilen und umschließt unmittelbar nördlich des Daberges eine Quarzitlinse, wie sie sonst dem Lahnde von, insbesondere dem Mitteldevon, ganz fremd ist; ich möchte diese für eine von dem konglomeratischen Schalsteinmaterial eingehüllte alte Klippe ansehen, ohne mich über das Alter dieses Quarzites irgendwie äußern zu können. Als Gerölle finden sich in dem Schalsteinkonglomerat neben ganz gleichartigen Quarziten bis kopfgroße Gerölle eines ganz fremdartigen Orthoklasporphyres, ferner Sandsteine des älteren Koblenzunterdevons mit Homalnotenrippen, die ich anstehend noch nirgends habe beobachten können, endlich abgerollte Massenkalke, die indessen wohl den gleichfalls im Schalstein an dieser Stelle verschiedentlich eingebetteten kleinen Riffkalklinsen entstammen können.

Nach oben geht der Schalstein dieses Sattels in normalen, mehr und mehr feinschiefrig werdenden Schalstein über und wird regelmäßig von Roteisensteinlager (Grube Emma) und darüber folgendem Oberdevon überlagert. Die vereinzelt schon am Daberg in der Schalsteinserie eingelagerten Riffkalklinsen treten dann weiterhin auch in den Schalsteinpartieen östlich des Ulmtales bei Ulm auf, die als die östliche Fortsetzung des sich wieder heraushebenden Emmasattels anzusehen sind. Sie sind hier gelegentlich in kalkigen Roteisenstein metasomatisch umgewandelt; doch hat sich der Eisenstein trotz zahlreicher Versuche nicht als abbauwürdig erwiesen.

Die Versteinerungsführung innerhalb des Oberen Mitteldevons ist auf die kalkigen Einlagerungen im Schalstein beschränkt: es finden sich vorwiegend Riffkorallen und zahlreiche Schalen von *Stringocephalus Burtini*.

Ganz abweichend ist wieder der Schalstein des nordwestlich anschließenden Zuges, zwischen Probach und Obershausen, ausgebildet, obwohl er von dem Dabergsattel quer zum Streichen noch nicht einen Kilometer entfernt ist. Hier fehlt die konglomeratische Natur vollkommen, desgleichen fehlen völlig irgend welche kalkigen Einlagerungen. Praktisch ist dieser Schalsteinzug von besonderer Bedeutung, weil er das wahre Liegende eines sehr wertvollen Roteisensteinzuges bildet, der augenblicklich noch auf den Gruben Schiefer und Emma zwischen Obershausen und Dillhausen gebaut wird und in seinen westlichen Ausläufern sich bis über Probach verfolgen läßt, hier allerdings unter dem Einflusse der bereits beschriebenen Unterdevonüberschiebung, die sich ihm nach Westen mehr und mehr nähert, in einzelne Fetzen zerissen ist.

Über die Lagerungsverhältnisse dieses Eisensteinzuges zu der Unterdevonüberschiebung geben die Baue der Gruben Schiefer und Eppstein Aufschluß. Daraus ist ersichtlich, daß nicht nur das Unterdevon auf das jüngere Devon überschoben ist, sondern daß auch dieses selbst eine, offenbar unter dem Einfluß der gewaltigen Unterdevonüberschiebung überkippte Falte darstellt¹⁾.

Östlich des Ulmtales treten endlich noch kleinere Schalsteinpartieen auf, die gleichfalls durch Überlagerung mit Eisenstein an der Oberdevongrenze einige praktische Bedeutung haben. Hierzu gehört vor allem der kleine Sattel von Viktor bei Bissenberg, ferner der Schalsteinzug der Grube Prinz Bernhard (bereits auf Blatt Braunfels) östlich Stockhausen an der Lahn.

Das Vorkommen von Roteisenstein beschränkt sich, wie auch in den benachbarten Teilen der Lahnmulde, auf zwei Horizonte, einmal innerhalb des Schalsteins, ferner an seiner oberen Grenze. Größere praktische Bedeutung besitzt indessen

¹⁾ Vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911, S. 66, Fig. 7.

nur der letztere Horizont. Auf der oben erwähnten Löhnberger Mulde, die von Drommertshausen bis nach Waldhausen zu verfolgen ist, bauen auf dem Nordflügel die Gruben Buchwald und Waldhausen, auf dem Südflügel, der durch eine große Zahl von Spezialüberschiebungen einen sehr komplizierten Bau erhalten hat, bauten bis vor kurzem Grube Justine und andere. Erwähnt wurde bereits das Lager der Grube Viktor bei Bissenberg, das wie die genannten Züge auf der Grenze von Schalstein und Cypridinschiefer liegt; das augenblicklich in Abbau befindliche Lager von Viktor ist allerdings ein eigentümliches, aus Schwefelkies und Eisencarbonat bestehendes Kontaktlager am Kontakthofe oberdevonischen körnigen Diabases gegen Kalk.

Erwähnt wurde gleichfalls bereits der Roteisensteinzug des Emmasattels, der im Streichen auf 4 km Länge zu verfolgen ist; überlagert wird das Emmalager im Gegensatz zu den übrigen Lagern des Blattes zunächst von Plattenkalken in einer Mächtigkeit von 5—10 m und dann erst von Cypridinschiefer. Fossilien haben sich leider bisher weder im Lager selbst noch im Kalke gefunden. In den Schiefen sind Cypridinen, gelegentlich auch andere Reste, häufig. Der östlichen Verlängerung des Emmasattels gehören die kleinen bei Allendorf und an der Straße nach Ulm erschürften Lagerfetzen an, ferner die Lagerzüge östlich des Ulmtales, die allerdings alle nur vorübergehend in Abbau gewesen sind.

Der den Schalsteinzug von Obershausen-Dillhausen begleitende Eisenstein besitzt die größte wirtschaftliche Bedeutung. Beträgt doch die Lagermächtigkeit auf Grube Eppstein stellenweise — infolge von Stauchungen unter dem Einflusse der gewaltigen Gebirgsbewegungen — über 20 m, und besitzt das Erz im Durchschnitt 50—56% Fe.

Von den Eisensteinvorkommen innerhalb des Schalsteins besitzt nur eins größere Bedeutung; es ist dies das Lager der Grube Anna in der äußersten Südostecke des Blattes. Im übrigen befinden sich nennenswerte Vorkommen dieser Art nur noch nördlich von Löhnberg am Salzleck und im Schalstein des Dabergsattels, wo der Stein auch früher gewonnen wurde.

Das Oberdevon besitzt drei getrennte Verbreitungsgebiete innerhalb des Blattes. Die größte oberflächliche Ausdehnung zeigt es östlich des Ulmtales, wo es nahezu die ganze Fläche bis an die östliche Blattgrenze einnimmt. Auch geologisch gehört dieses Gebiet noch aufs engste mit dem Nachbargebiet auf Blatt Braunfels zusammen, während es schon äußerlich in scharfen Gegensatz zu dem Gebiete östlich des Ulmtales tritt. Das Oberdevon wird fast ausschließlich aus Cypridinschiefern und diese in zahlreichen mächtigen Gängen durchbrechenden körnigen Diabasen aufgebaut. Durch die Zerreißung in schmale Schollen längs zahlreicher Querverwerfungen nimmt das ganze Gebiet ein überaus buntes Bild an. Neben dem körnigen Diabase treten östlich Allendorf auch Diabasmandelsteine auf, ferner ganz im Norden Deckdiabas; der Cypridinschiefer kann gelegentlich in Kalkknotenschiefer übergehen oder sogar geschlossene Bänke dichten Kalkes einschließen, im übrigen aber behält das Oberdevon im ganzen Gebiete dasselbe eintönige Bild, das nur durch die schmalen Kontakthöfe der körnigen Diabase etwas modifiziert wird. Offenbar noch mit dem erwähnten Oberdevongebiete zusammengehörend, von ihm jedoch durch das Ulmtal getrennt, umrahmen die Oberdevonschiefer den Schalstein und das Eisensteinlager des Emma-Dabergsattels. Weiterhin nach Südwesten fehlen aber alle Spuren von Oberdevon.

Die zweite in sich abgeschlossene Oberdevonpartie des Blattes ist die bereits erwähnte Waldhausen-Ahausener Oberdevonmulde, die petrographisch keine weiteren Besonderheiten bietet. Auch in ihr treten neben den charakteristischen körnigen Diabasen Diabasmandelsteine in größerer Verbreitung auf.

Das dritte Oberdevongebiet bereitet der Erkenntnis ganz besondere Schwierigkeiten, weil es eine von der übrigen Ausbildung in vielen Teilen ganz abweichende Zusammensetzung besitzt, und nur die stratigraphisch einwandfreien Aufschlüsse längs des Oberhausen-Dillhausener Schalsteinzuges haben mich überhaupt erst dazu veranlaßt, in den Schichten, die hier unter dem Schalstein und dem Eisensteinlager liegen, oberdevonische Bildungen zu ver-

muten. Die in Frage kommenden Gesteine bilden trotz petrographischer Verschiedenheiten offenbar ein zusammengehöriges Ganze; sie nehmen den ganzen nordwestlichen Blatteil bis an das Westerwaldtertiär ein und bestehen aus dunklen, gelegentlich glimmerreichen milden Tonschiefern, Grauwacken und gelegentlich kleinen Quarzit- und Kieselschieferlinsen. Besonders auffällig sind lebhaft rot gefärbte, gelegentlich auch violett und hellgrün geflammte feinschiefrige Tonschiefer in einem ca. 100—300 m breiten Zuge nördlich von Obershausen, die zwar etwas phyllitisiert zu sein scheinen, im übrigen aber den Cypridinschiefern zum Verwechseln ähnlich sind; erhöht wird diese Ähnlichkeit noch dadurch, daß an der Schneidemühle nördlich Obershausen diese Schiefer von einem tiefgründig zersetzten körnigen Diabas durchbrochen sind.

Besonders erschwert wird die Altersbestimmung dieser ganzen soeben aufgezählten Bildungen noch durch den Umstand, daß sie im Streichen nach Nordwesten in den KAYSER'schen Silurzug der Hörre übergehen, und daß zweifellos ein Teil der von E. KAYSER als Silur aufgefaßten Bildungen der Blätter Herborn und Ballersbach mit den hier in Frage kommenden Gesteinen identisch ist. E. KAYSER hat sogar anfangs die roten Schiefer nördlich Obershausen ins Cambrium¹⁾, später auf Grund des Fundes einer kleinen *Cardiola* und eines Trilobitenschwanzes ins Gedinnien gestellt²⁾. Um diesen Standpunkt KAYSER's zu verstehen, muß man eben berücksichtigen, daß er von Norden her, aus Schichten, an deren silurischem Alter ihm keine Zweifel zu bestehen schienen, an die fraglichen roten Schiefer herankam und dadurch gewiß in seinen Altersfestsetzungen beeinflusst ist.

Ich war bei meinen von Süden nach Norden heranrückenden Aufnahmen insofern in günstigerer Lage, als ich aus stratigraphisch einwandfreien Gliedern des Oberen Mitteldevons an diese Bildungen herankam, die mindestens zum Teil — nämlich in den Gruben-

¹⁾ E. KAYSER, Bericht über Aufnahmen auf Bl. Herborn; dies. Jahrb. 1899, S. XI.

²⁾ Erläuterungen für Bl. Herborn. Lief. 101 der geol. Spezialkarte von Preußen. S. 8.

aufschließen von Schiefer und Eppstein — normal das Obere Mitteldevon überlagern, d. h. nicht an einer Störung mit diesem in Berührung treten. Es kann sich hiernach nur noch um die Frage handeln, ob alle Gesteine dieses bis zu 3 km breiten Zuges dem Oberdevon zuzurechnen sind, oder etwa nur ein Teil, und ob nicht vielleicht doch noch Gesteine von erheblich älterem Alter darunter verborgen sind. Die weiter oben als Transgressionsercheinungen gedeuteten Verhältnisse am Daberger Schalsteinsattel lassen im Verein mit der Tatsache, daß allerdings innerhalb des Zuges — beispielsweise bei Holzhausen — linsenförmige mächtige Klötze eines ganz fremdartigen Plattenquarzites unvermittelt auftreten und ebenso wieder verschwinden, die Vermutung aufkommen, daß hier vielleicht Klippen älterer Gesteine von transgredierendem Oberdevon umkleidet werden, und damit würde sich zugleich die Tatsache erklären, daß das Oberdevon längs dieses Zuges eine petrographisch so stark wechselnde und von den Nachbargebieten stark abweichende Beschaffenheit aufweist.

Eine endgültige Entscheidung über diese schwierigen Fragen wird wohl nur ein gelegentlicher glücklicher Fossilfund in dem einen oder anderen der petrographisch so scharf charakterisierten Horizonte bringen können.

Der Culm besitzt, vertreten durch Kieselschiefer und Tonschiefer mit Grauwackeeinlagerungen, nur eine sehr beschränkte Verbreitung in der Nordostecke des Blattes bei Holzhausen, so daß über ihn nichts Besonderes zu berichten ist.

Auch über das Tertiär will ich mich an dieser Stelle nur kurz äußern. Es gliedert sich in eine untere Stufe, bestehend aus Quarzschottern, Tonen (Walkererde) und gelegentlichen Lignitschmitzchen, und dem sogenannten Unteren Basalt, ferner eine obere Stufe, die von der oberen oder Hauptbasaltdecke gebildet wird.

Hervorheben möchte ich vor allem, daß die Quarzschotter, wie die Aufschlüsse im Weilburger Forst und am Almerskopf deutlich erkennen lassen, zweifellos mit die ältesten Bildungen des Westerwaldtertiärs darstellen; ich habe sogar gelegentlich Basaltdurchbrüche in ihnen beobachtet.

Interessant ist ferner, daß sie einer ausgesprochenen Terrasse angehören, deren Unterkante bei 300 m, also 100 m über der ältesten Lahnterrasse, liegt. Alle Quarzgerölle unterhalb dieses Niveaus sind Umlagerungsprodukte dieser alten, vermutlich oligocänen oder höchstens alt-miocänen Schotterüberdeckung; so zeigen denn auch die Lahnterrassen diese Taunusquarzgerölle von der ältesten zur jüngsten in stets abnehmendem Maße.

Es hat sich weiter durch die Kartierung mehrfach feststellen lassen, daß der Obere Basalt aus mehreren Einzeldecken besteht, die an den jeweils an ihren Stromoberflächen auftretenden intensiv roten Schlackenkrusten deutlich von einander zu trennen sind.

Der Bimssteinsand liegt überall auf dem Oberen Basalt, ist also offenbar die jüngste Bildung des Westerwaldtertiärs, wenn sie nicht vielleicht sogar bereits ins Diluvium fällt.

Über den Zusammenhang der zahlreichen Ostwest- und Nord-Südstörungen des Blattes mit den Basalten des Westerwaldes einerseits, mit den zahlreichen Säuerlingen des Lahntales und seiner Nachbarschaft andererseits habe ich schon im vorjährigen Berichte gesprochen; hervorheben möchte ich nur, daß es mir in mehreren Fällen gelungen ist, auf den im Palaeozoicum nachgewiesenen und an diesem festgelegten Spalten winzig kleine Basaltgänge und Austritte von Säuerlingen bezw. Kohlensäure festzustellen, die sonst zweifellos der Beobachtung entgangen wären.

Von den diluvialen Bildungen verdienen vor allem die Lahnterrassen Erwähnung, die innerhalb des Blattgebietes besonders schön und vollständig entwickelt sind. Die Unterkante der obersten, nur noch in Resten vorhandenen Terrasse liegt bei 200 m. Dann folgt die mittlere oder Hauptterrasse, die in zwei Stufen zerfällt, von 185—195 m und von 155—170 m reichend; sie ist besonders schön nördlich des Lahnknies bei Biskirchen zu beobachten. Die unterste Lahnterrasse liegt bei Selters nur wenige Meter über dem heutigen Talboden; sie führt außer Schotter auch größere Nester feinen Sandes, der bei dem Mangel solchen Materiales in der dortigen Gegend zu Bauzwecken eifrig gesucht wird.

Herr v. SEYFRIED berichtet über die Aufnahme des Blattes Altengronau im Jahre 1910 (hierzu Tafel 15):

Mein Arbeitsgebiet im Jahre 1910 umfaßt auf dem Blatt Altengronau (69, 44) den Abschnitt, der östlich der Linie Neuen-
gronau-Altengronau sich bis zur nordöstlichen Ecke des Blattes erstreckt.

v. SEYFRIED,
Buntsandstein,
Muschelkalk,
Keuper,
Tektonik,
Blatt Alten-
gronau.

Im O. trennt das Tal der »schmalen Sinn« das Hauptgebiet von dem Streifen, der die Abhänge der auf dem Blatt Güntershof belegenen Höhen darstellt. Der Hauptteil des Arbeitsgebiets, auf dem rechten Ufer der »schmalen Sinn«, wird beherrscht durch den Höhenrücken der Steinfirste, welche mit 511,8 m Meereshöhe die Talsohle der schmalen Sinn um ca. 250 m überragt.

Das Grundgebirge besteht aus Buntsandstein; es ist die Fortsetzung der mächtigen Platte, welche den ganzen südlichen Teil des Blattes Altengronau bedeckt.

Infolge einer Verwerfung, welche sich von südlich Altengronau an durch das Tal der schmalen Sinn bis Mottgers zu ziehen scheint, treten auf beiden Talseiten andere Schichtenfolgen des Sandsteins auf.

Auf dem östlichen Talhang setzt sich die dem südlichen Gebiet eigentümliche Neigung der Schichten gegen N. ungestört fort; der grobkörnige Sandstein sm_1 bildet die unterste sichtbare Lage; darüber folgen, wenige Meter mächtig, gelbliche und weiße, tonerdereiche Schichten sm_2 und die roten Schiefertone des so. —

Auf dem rechten, dem westlichen Talhang bilden, etwa 80 m mächtig, die Bänke des feinkörnigen Sandsteins su_2 die Basis des Gebirges, darüber folgen die grobkörnigen Sandsteine sm_1 .

Die Sandsteine sind hier im allgemeinen horizontal gelagert; in den zahlreichen Einschnitten der Bahnlinie Elm-Gemünden zwischen den Haltestellen Altengronau und Mottgers ist die Lagerung an vielen Stellen zu beobachten. Die Schichten sind bald gegen S., bald gegen N. um wenige Grade geneigt. — Gegen SW. ist das Gebiet ebenfalls durch ein System von Brüchen und Verwerfungen von dem westlichen Vorland abgeschnitten; dort verschwindet am Westernbach und bei der Hutzelmühle bei Neuen-
gronau der feinkörnige Sandstein su_2 unter Tag; am Ziegenberg

steht er noch etwa 70 m über der Talsohle an. Westlich des Lederhosebachs folgen am Müllerberg über dem sm_1 und einer Lage sm_2 der Röt, welcher an Breunings vorbei sich über die Wasserscheide gegen die Kinzig bei Sterbfritz (auf Blatt Schlüchtern) hinabsenkt. Durch Verwerfungen, die vom Leimberg ausstrahlen, ist die einheitliche Lage der Schichten unterbrochen. Längs des Lederhosebachs, nördlich von Neuengronau, verläuft eine Verwerfung, welche sich bis zu dem Tunnelleingang am »roten Baum« (auf Blatt Schlüchtern) hinzieht. Diese Verwerfung brachte die westlich gelegene so-Platte gegen den schmalen Streifen sm_1 zum Absinken.

So ragt zwischen dem Tal der schmalen Sinn und dem Lederhosebach die Erhebung der Steinfirte gegen ihre Umgebung als Horst hervor. Im O. und W. sind jüngere Schichten in das Niveau der älteren abgesunken.

Mitten durch diesen Horst zieht sich, von Neuengronau beginnend, ein mächtiger Grabenbruch in nordnordöstlicher Richtung gegen die Höhe des Berges. Dort wird derselbe durch die die oberste Höhe krönende Calotte verdeckt, welche über einer Lage tertiärer Tone durch eine Feldspatbasaltmasse gebildet wird.

Im N. und NO. tritt der Grabeneinbruch wieder unter der Basaltdecke hervor; er ist bis zum Sinntal bei Mottgers hinab sichtbar.

Wenn auch durch die Basaltbedeckung verhüllt, ist doch der Zusammenhang beider Grabenarme anzunehmen, und es ist die ganze Erscheinung einem einheitlichen Vorgang zuzuschreiben.

Das Material, aus welchem die Einbruchsmassen bestehen, ist hauptsächlich Muschelkalk, und zwar sind die Schichten vom Unteren Wellenkalk mu_1 bis zum Nodosenkalk mo_2 vertreten. Außerdem ist der Untere Keuper ku — bei Neuengronau in geringer, bei Mottgers in bedeutenderer Masse — beteiligt. In besonderen Schollen ist an dem Rande des Grabens der Rötschiefer (so) sowohl bei Neuengronau als bei Mottgers abgesunken.

Im einzelnen gestaltet sich die Tektonik der beiden Teile des Gesamteinbruchs Neuengronau-Mottgers in folgender Weise: Die

Breite des Grabens beträgt bei Neuengronau bis zu 750 m — bei Mottgers ist sie etwa 1000 m. Bei Neuengronau ist das Einsinken der Muschelkalkmassen einheitlich und gerade nach abwärts erfolgt; nur am Weinberg ist eine kleinere Scholle um etwa 40 m tiefer gesunken, und an deren südöstlichem Rande ist eine schmale Randscholle nochmals etwas tiefer, um etwa 10 m tiefer, gelagert. Dadurch ist eine kleine Keuperbedeckung in das Niveau der Schichten des Oberen Muschelkalkes zu liegen gekommen. — In stratigraphischer Hinsicht ist Besonderes nicht zu erwähnen.

Der Teil des Einbruchs bei Mottgers gestaltet sich nicht so einheitlich. Der Grund zu dem verwickelteren Bau liegt in einer Scholle von Mittlerem Buntsandstein, die nicht so tief wie die anderen ihr auflagernden Massen abgesunken ist, sondern höher stehen geblieben, gegen S. umgekippt ist und dadurch den Gesamteinbruch in zwei Teile gespalten hat.

Bei der Wasenmeisterei (siehe Tafel 15, Blatt Schlüchtern) stehen an dem in das Sinntal nördlich von Mottgers vorspringenden Hügel die sm_1 -Schichten mit $43-45^\circ$ Neigung gegen S. und hora 5 streichend zu Tage. — Nördlich dieses Hügel liegt der nördliche Teil des Einbruchs, der in dem Tälchen an der Straße Mottgers-Sterbfritz seine Begrenzung findet.

Oberhalb der Bahnlinie steht Trochitenkalk — mo_1 — in etwa 3 Meter mächtigen Bänken an. Er ist gegen NO in etwa 20° geneigt. Darüber folgen *Nodosusschichten*, die die Mulde erfüllen, die sich gegen den in su_2 betriebenen Steinbruch in der Nähe des Tunnelleingangs hinzieht. Unterhalb der Bahnlinie stehen Wellenkalke an.

Südlich des Hügel ist der südliche Teil des Einbruchs, der nach unten bis zum Talboden der Sinn sich erstreckt. Auf die steil südlich fallenden sm_1 -Schichten folgen im Grunde des Tälchens Rötschiefer (so), und auf dem Rücken, der von dem Haltepunkt Mottgers bis zur Kirche Mottgers führt, mu_1 und daran anschließend auf dem südlichen Hang mu_2 mit Terebratelbänken, die alle die Neigung von 45° ca. nach S., sowie ein Streichen in hora 5 zeigen.

Nördlich der Bahnlinie ist der sm1 nicht mehr anstehend, wohl aber so, der nach oben hin in der Berglehne auskeilt.

Südlich dieses so-Restes folgen in steiler Lage, offenbar durch eine Verwerfung getrennt, Schichten des Oberen Wellenkalks mit Terebratelbänken, Mittlerer Muschelkalk und Trochitenkalk, die mit 43° gegen das Talgründchen einfallen.

Auf dem südlichen Hang dieses Tälchens fallen — oberhalb der Bahnlinie — mo1-Schichten ebenfalls steil ein, so daß diese Trochitenbänke eine Synklinale bilden.

Südlich der Bahnlinie ist am südlichen Hang des Tälchens Unterer Wellenkalk stehen geblieben, und zwar soweit die Bebauung und die Häuser des Dorfes erkennen lassen, in ungestörter horizontaler Lage. Es zieht also wahrscheinlich, da wo der Bahnkörper auf hohem Damm vorbeiführt, eine Verwerfung durch.

Über dem Trochitenkalk liegen in wenig geneigter Lage die Nodosusschichten des Oberen Muschelkalkes mo2 bis zum Waldrande empor. Ihre Anwesenheit wurde durch Grabungen bis dicht am Walde festgestellt; nördlich des Weges von der Haltestelle Mottgers sind sie noch etwa 10 m oberhalb des Waldrandes bis zu einer Waldwiese nachgewiesen. Unmittelbar darüber stehen an der Forststraße, die ich, zum Unterschied gegen eine andere höhergelegene, die »untere« nenne, Keuperschichten an. Diese der Lettenkohle zugehörigen Bildungen sind im Waldboden verschiedentlich zu erkennen; am besten sind sie aufgeschlossen an der erwähnten unteren Forststraße in einer seitlichen Ausdehnung von etwa 250 m; von da aufwärts zu beiden Seiten des von dem H. P. Mottgers emporführenden Weges bis zu der in etwa 470 m über Meer entlangführenden »oberen Forststraße«, an welcher in einem etwa 200 m langen Abschnitt des Berges die Keuperschichten bloßgelegt sind. Im unteren Teile sind es schmutziggraue Mergelschiefer mit undeutlichen Pflanzenabdrücken, oben an der oberen Forststraße sind gelbe sandige Schichten mit weißem Glimmer zwischengelagert. Die Mächtigkeit der Keuperschichten beträgt scheinbar 50 m, ist aber wegen der Neigung der Schichten nach O. in Wirklichkeit eine geringere.

In horizontaler Richtung sind die Keuperaufschlüsse nur 200—250 m breit festgestellt, im übrigen durch Basaltschotter überdeckt. Ihre Ausdehnung muß aber, entsprechend dem liegenden Muschelkalk, bis zur ganzen Breite des Grabens angenommen werden, wie es auch auf der Karte ausgezeichnet ist.

Die als Liegendes unter dem Basaltdach eingetragene Decke von tertiärem Ton (boθ) ist nur an wenigen Stellen festgestellt. Meist verrät sie sich durch sumpfige Stellen zwischen dem Basaltschotter.

Der die Steinfirste krönende Basalt ist nur an der Nordseite in einem Schürfloch einigermaßen erschlossen; dort ist es ein felsig kompakter Stock, durch Klüfte und Risse zerspalten. Im übrigen sind es nur lose Blöcke, die die Basaltdecke überlagern. — Die einzelnen zur Untersuchung gelangten Stücke zeigen meist frisches Material von anamesitischem Korn. Es ist ein dem Meißnertypus zugehöriger Feldspatbasalt. Besondere Merkmale trägt er nicht. — Ich halte dafür, daß das Basaltvorkommen der Steinfirste als Quelldecke anzusprechen ist; ein Eruptionspunkt ist nicht festzustellen, doch glaube ich einen solchen Stiel unterhalb der Decke vermuten zu dürfen.

4. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Herr MESTWERDT berichtet über einige Ergebnisse seiner Aufnahmen auf den Blättern Gr. Twülpstedt (42, 40) und Heiligendorf (42, 39) im Jahre 1910.

Der Mittlere Keuper (Gipskeuper) ist nicht in ganzer Mächtigkeit vorhanden. Nördlich von Kl. Twülpstedt zeigen sich als tiefste Schichten graue Mergel im Liegenden des ca. 6 m mächtigen Schilfsandsteins. Die hangenden Schichten bestehen aus einem Wechsel roter und grauer, dolomitischer Letten von bröckeliger bis steinmergelähnlicher Beschaffenheit. Auf Blatt Gr. Twülpstedt und zwar in der Gegend von Rottorf, Ahmstorf, Rhode und Bisdorf, sowie auch bei Kl. Twülpstedt war es mög-

MESTWERDT,
Keuper, Jura,
Transgression
des Senons,
Tertiär.
Blätter Gr.
Twülpstedt u.
Heiligendorf.

lich, die Schichten über dem Schilfsandstein in eine untere, vorwiegend rote und eine obere, vorwiegend graue Abteilung zu gliedern, doch ist diese Trennung auf Blatt Heiligendorf nicht durchführbar. Dicht unter der Grenze gegen den Rätkeuper treten gelegentlich lebhaft rote Letten auf.

Vom Lias waren sämtliche Stufen nachweisbar.

Der Dogger besteht aus mächtigen, zahlreiche Geodenlagen enthaltenden dunklen Tönen, die Versteinerungen nur spärlich enthalten. Sie werden von hellen, dickbankigen, zerreiblichen Sandsteinen unterbrochen, die am Hülsenberg bei Querenhorst, ferner bei Volkmarsdorf und Flechtorf anstehen und sich auch am Hohenstein zwischen Fallersleben und Rothenfelde, sowie bei Reisingen und Neuhaus finden.

Vom Weißen Jura sind auf den Blättern Gr. Twülpstedt und Heiligendorf anscheinend nur Schichten des Kimmeridge vorhanden.

Das bekannte Senon von Boimstorf und Glentorf transgrediert mit einer typischen Basalschicht über verschiedene Stufen des Keupers und Lias.

Vom Tertiär fanden sich unteroligocäne glaukonitische, sandige Tone und helle Sande mit Kiesen einheimischer paläozoischer, wie mesozoischer Gesteine.

Herr O. GRUPE berichtet über die Lagerungsverhältnisse und Ausbildung der Liasschichten bei Polle a. Weser (Blätter Holzminden und Ottenstein).

Hierzu Tafel 14.

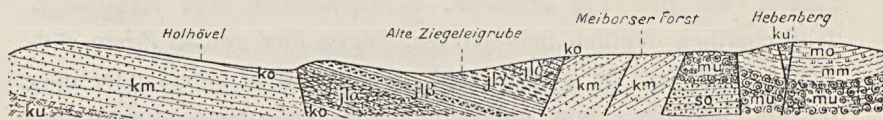
a) Tektonische Verhältnisse.

O. GRUPE,
Lagerung und
Ausbildung
der Lias-
schichten bei
Polle a/Weser.

Die von Polle nach Westen zu auftretenden, südsüdöstlich einfallenden Liasschichten gehören dem östlichen Teile des in der Literatur schon mehrfach genannten »Falkenhagener Liasgrabens« an; sie erscheinen gegen den Muschelkalk der südlichen Randhöhen um mehrere 100 m zur Tiefe gesunken, während sie im Norden von den der Reihe nach bis zum Rät aufeinanderfolgenden und nach dem Graben zu einfallenden Keuperschichten durch Störungen von nur geringem Ausmaß abgeschnitten und schließ-

lich von Holhövel ab nach Westen zu anscheinend normal von diesen unterlagert werden.

SO.-NW.-Profil durch den Falkenhagener Liasgraben, 4 km westlich Polle.



| | |
|--------------------------|---|
| so Röt | j1a Pylonoten-, Angulaten- und Arieten-Schichten |
| mu Wellenkalk | j1b <i>Planicosta</i> - und <i>Bifer</i> -Schichten mit zwischen- |
| mm Mittlerer Muschelkalk | gelagerten <i>Planicosta</i> -Sandsteinen |
| mo Oberer Muschelkalk | j1c <i>Capricornu</i> -Schichten, an der Basis eisenrei- |
| ku Kohlenkeuper | cher, z. T. oolithischer Kalk mit <i>Aeg. brevispina</i> |
| km Gipskeuper | (<i>Brevispina</i> -Schichten). |
| ko Rät | j1d Amaltheentone |

Der Abbruch des Lias im Süden wird aber nicht nur von einer einheitlichen Verwerfungslinie bezeichnet. Es sind vielmehr eine Reihe westsüdwestlich gerichteter Brüche, die von dem eigentlichen Muschelkalk- und Keupermassiv eine arg gestörte Zone älterer und jüngerer Triasschichten entlang dem Rande des Liasgrabens abschneiden. Teils sind es stark zerstückelte Schollen von Kohlenkeuper, Gipskeuper und Rätkeuper, die sich zwischen-schieben, teils sind es aufgepreßte »Horste« von Wellenkalk, deren Schichten gegen einander verworfen sind und am Hainberge bei Polle steil nach dem Liasgraben zu abstürzen. Ein solcher Wellenkalkhorst ist auch der isolierte Felssockel der an der Weser male-risch gelegenen Poller Burg; derselbe bricht an seiner nördlichen Seite an dem Liasgraben ab, dessen Schichten den Untergrund von Polle bilden und gegen den Wellenkalk der Burg um 400 bis 500 m zur Tiefe verworfen erscheinen.

Das auf Tafel 14 in Fig. 1 reproduzierte Bild veranschaulicht sehr schön die Landschaftsformen des Grabens. Wir sehen in der Mitte das von den meist milden Liasschichten erfüllte Talbecken, das eingerahmt wird rechts von Rätkuppen und links entlang dem Bruch-rande zunächst von einem schmalen Wellenkalkkrücken, hinter dem am äußersten Rande des Bildes auch noch das normale Plateau des Oberen Muschelkalks zum Vorschein kommt.

Das untere Bild zeigt dagegen den flexurartigen Aufbau des jüngeren Triasgebirges am Nordrande des Grabens. Die Schichten des Oberen Muschelkalkes und Keupers, unter denen die härteren Stufen, wie der Trochitenkalk, Schilfsandstein und Rätquarzit, landschaftlich deutlich hervortreten, folgen hier gemäß ihrem südlichen Einfallen im großen und ganzen normal aufeinander oder werden höchstens von unbedeutenderen Störungen durchzogen. Schließlich werden die Liasschichten selbst bei Polle am Fuße des Rät Rückens von diesem durch eine geringe Verwerfung abgeschnitten, die hier die untersten Liasstufen, die Pilonoten- und Angulaten-Schichten ausschaltet und die Arieten-Schichten unmittelbar neben das höhere Rät legt.

Auch auf der anderen, zunächst von ausgedehnten Flußschotterterrassen eingenommenen Seite der Weser setzen die Störungen des Grabens in gleicher, westsüdwestlicher Richtung bis an den Buntsandsteinhorst des Voglers heran (Blatt Eschershausen) fort, weisen allerdings hier im allgemeinen weniger erhebliche Beiträge der Verwerfungen auf. Nur an einer einzigen Stelle in einem Hohlwege 1 $\frac{1}{2}$ km nordöstlich Reileifzen wurde eine kleine Scholle versteinungsleerer Liastone zusammen mit Tonplattengesteinen inmitten einer Lößlehmdecke festgestellt. Im übrigen sind es in diesem Gebiet rechts der Weser durchweg ungemein zerrüttete und verworfene Schichten der Muschelkalkformation, die von nicht minder stark zerrissenen Keuperschollen durchschnitten werden. Ich habe diese den Falkenhagener Liasgraben im Osten einleitenden Störungen bereits in meiner Arbeit »Präoligocäne und jungtertiäre Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande«¹⁾ mitbehandelt und konnte sie als Produkte der für den Aufbau unseres Gesamtgebietes vor allem maßgebenden präoligocänen Gebirgsbildung nachweisen, der gegenüber die jungtertiären Dislokationen nur lokale und z. T. posthume Einbrüche und Nachschübe entlang den alten Spalten darstellen.

Zu einem ähnlichen Resultat ist auch schon früher MESTWERDT²⁾ am westlichen Ende der Lias-Bruchzone in der Gegend

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1908 II, S. 612 ff.

²⁾ Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben, v. KOENEN-Festschrift, Stuttgart 1906, S. 221 ff.

von Nieheim gekommen, woselbst die eine Randverwerfung gleichmäßig von miocänen Tonen und Braunkohlen überlagert wird, mithin beim Absatze der Schichten bereits vorhanden gewesen sein muß.

Aus diesen Ergebnissen dürfen wir schließen, daß das gesamte Bruchsystem des Falkenhagener Liasgrabens in seiner ersten Anlage der älteren Gebirgsbildung angehört, die sich in präoligozäner Zeit abgespielt hat, und die Vermutung MESTWERDT's, daß es sich dabei in Wirklichkeit um die von STILLE am westlich angrenzenden Eggegebirge nachgewiesene jungjurassische Faltungsphase handelt, bleibt nach wie vor zu Recht bestehen. Ein strikter Beweis für diese Vermutung erscheint jedoch schwer möglich, da die Falkenhagener Brüche am Eggegebirge nicht nur mit den jungjurassischen Störungen, sondern auch mit den daselbst neu aufsetzenden posteretacischen, bzw. eocänen Störungen der Osning-Achse STILLE's¹⁾ in Konnex treten, für die in dem fraglichen Gebiete der letztgenannte Forscher allerdings auch noch eine gewisse präcretacische Anlage anzunehmen geneigt ist.

Welche Rolle die jungtertiären Krustenbewegungen bei der Bildung des Falkenhagener Liasgrabens gespielt haben, läßt sich ebenfalls kaum sicher entscheiden, da außer dem oben genannten Nieheimer Tertiär keine tertiären Schichten mehr im Bereiche der Grabenzone erhalten geblieben sind. Nun weist aber das stärkere Einfallen des Nieheimer Tertiärs auf gewisse postmiocäne Lagerungsstörungen hin, und außerdem gelang es sowohl MESTWERDT²⁾ wie dem Verfasser³⁾ in den unmittelbar benachbarten Gebieten von Lippe und Braunschweig (Kreis Holzminden) festzustellen, daß die tiefe Lage der daselbst auftretenden Tertiärschollen durch jungtertiäre Verwerfungen bedingt ist. Berücksichtigt man ferner, daß nach den neuesten Untersuchungen des

¹⁾ Vergl. Erläuterungen zu Lief. 147 der geol. Spezialkarte v. Preußen nebst Übersichtskarte und STILLE, Der Mechanismus der Osningfaltung. Dieses Jahrbuch für 1911 I, S. 357 ff.

²⁾ MESTWERDT, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. 3. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. 1910, S. 171 ff.

³⁾ a. a. O. S. 612 ff.

Verfassers auch die im Bereiche der angrenzenden Ottensteiner Hochebene stellenweise vorkommenden, als altpliocän gedeuteten Höhenschotter der Weser vielfach an kleinere Einbrüche und Verwerfungen gebunden sind, so ist es durchaus nicht unwahrscheinlich, daß auch an den alten, präoligocänen Spalten des Falkenhagener Liasgrabens streckenweise posthume Nachschübe zu jungtertiärer Zeit erfolgt sind, die nach der Wiedereinebnung der durch die präoligocäne Gebirgsbildung geschaffenen landschaftlichen Gegensätze, d. h. nach Abtragung der Lias- und jüngeren Triasschichten von den Randhöhen, die heutige orographische Herausbildung des Falkenhagener Liasgrabens mit beeinflußt haben.

b) Stratigraphische Verhältnisse.

Stratigraphisch und paläontologisch sind die Liasschichten vor allem in dem westlichen, dem Blatte Schwalenberg angehörenden Teile des Grabens von WAGENER¹⁾ näher erforscht. Die von ihm durchgeführte Gliederung — unter Zugrundelegung der inzwischen z. T. veralteten QUENSTEDT'schen Nomenklatur — trifft im großen und ganzen auch für das Gebiet bei Polle zu. Neu entdeckt wurde an der Basis des Mittleren Lias der *Aegoceras brevispina* SOW. und *Waldheimia numismalis* LAM. führende oolithische Eisensteinhorizont, der von WAGENER im Falkenhagener Lias sonst nirgends beobachtet worden ist.

Unterer Lias.

Lias α . Gemäß ihrem südlichen Einfallen treten die untersten Liasschichten am Nordrande des Grabens zutage, und zwar anscheinend in natürlicher Auflagerung auf Rät — aber nicht aufgeschlossen — in der NW.-Ecke des Blattes Holzminden westlich Holhövel. Erst weiterhin auf dem Nachbarblatte Schwalenberg werden die untersten Horizonte, die Pilonoten- und Angulatenschichten, in einem tieferen Wasserriß ca. 1 km nordöstlich

¹⁾ WAGENER, Die Liasschichten der Talmulde von Falkenhagen. Verhandl. d. naturf. Ver. d. Rheinl. u. Westf. 1860, Bd. 17, S. 154 ff. — Die jurassischen Bildungen der Gegend zwischen dem Teutoburger Wald und der Weser. Ebenda 1864, Bd. 21, S. 5 ff.

Falkenhagen nach den Feststellungen von Herrn cand. geol. BRANDES in Göttingen gut sichtbar und werden von dem genannten Herrn in einer Dissertationsarbeit demnächst mit beschrieben werden.

Im übrigen sind im Bereiche der Blätter Holzminden und Ottenstein die ältesten Liasschichten entlang dem Bruchrande gegen den Rätkeuper zur Tiefe gesunken und fehlen oberflächlich. Nur an einer einzigen Stelle wurden die Angulaten-Schichten durch Auffinden eines Bruchstückes von *Schlotheimia angulata* v. SCHL. sp., und zwar gegenüber der Knickmühle in Gestalt feinblättriger, dunkler Schiefertone mit Toneisensteingeoden, nachgewiesen.

Erst die darüber folgenden Arietenschichten mit *Arietites Bucklandi* SOW. sind in stärkerem Maße vertreten, und zwar gleich bei Beginn des Grabens am nördlichen Ausgange von Polle, wo sie unmittelbar neben der Randverwerfung beim Reservoir der Wasserleitung Jugendformen von *Arietites Bucklandi* SOW., sowie *Pecten textorius* SCHLOTH., *Luceramus* sp., *Modiola Hillana* SOW., *Avicula inaequivalvis* SOW. und *Isodonta elliptica* DKR. geliefert haben. Im übrigen sind es, soweit sie daneben am Steilhange der Weser, am sog. »Poller Brücke«, sichtbar werden, ziemlich versteinungsleere, schwarzgraue Schiefertone mit gelegentlichen eingelagerten Toneisensteinknollen. Die für sie bezeichnenden Gryphitenkalke, wie sie z. B. weiter westlich bei Falkenhagen auftreten, sind im Bereiche der Blätter Holzminden und Ottenstein nirgends aufgeschlossen.

Einen höheren Horizont der Arietenschichten bilden ihrer Lagerung nach die *Geometricus*-Schichten, die am Bachufer gegenüber Holhövel sehr gut entblößt sind und von der Bachsohle an aufwärts aus ca. 4 m mächtigen, schwärzlichgrauen, zuweilen stärker verhärteten Tonmergeln mit Lagen von Kalkgeoden bestehen. Während die Geoden besonders *Gryphaea arcuata* LAM. enthalten, sind die Tonmergelschichten reich an *Arietites geometricus* OPP. und *Avicula inaequivalvis* SOW. und führen daneben noch:

Inoceramus sp.,
Modiola Hillana SOW.,
Plicatula spinosa SOW.,
Leda complanata GOLDF.,
Cardium concinnum SOW.,
Isodonta elliptica DKR.

Auch die *Sauzeanus*-Schichten wurden nachgewiesen, und zwar dicht neben den oben erwähnten Angulaten-Schichten, neben denen sie infolge einer Querverwerfung liegen, gegenüber der Knickmühle: Es sind dunkle Tone mit zu mürbem, eisenschüssigem Gestein zersetzten, tonigen Kalkgeoden, die neben *Gryphaea arcuata* LAM. und *Rhynchonella variabilis* SCHLOTH. reichlich *Arietites Sauzeanus* D'ORB. führen. Da andere Arietenarten nicht beobachtet wurden, so ist es höchstwahrscheinlich, daß die *Sauzeanus*-Schichten wie sonst so auch im Falkenhagener Lias ein besonderes, und zwar das höchste Niveau der Arietenschichten einnehmen.

Lias β . Die Lias β -Schichten bilden den Untergrund von Polle und ziehen sich von hier aus, zunächst mehrfach durch kleinere Verwerfungen in ihrer Lagerung gestört und wiederholt von Lehmmassen bedeckt, in westsüdwestlicher Richtung entlang der Landstraße hin, durch die ihnen eingeschalteten Sandsteinbänke in Form eines auffälligen Rückens besonders von der Knickmühle ab hervortretend.

Im unteren Teile am Nordhange des Rückens liegen zunächst die *Planicosta*-Schichten, dunkle Schiefertone mit zuweilen bankartig anschwellenden Toneisensteingeoden, die verschiedentlich *Aegoceras planicosta* SOW. und *Aegoceras (Deroceras) ziphus* HEHL. führen und oben auf dem Kamm unmittelbar an der Landstraße von den *Planicosta*-Sandsteinen, harten und eisenreichen, äußerlich stark verwitterten und gebräunten Kalksandsteinen, abgeschlossen werden.

Diese Sandsteine, in zwei durch Schiefertone voneinander getrennten Bänken entwickelt, führen in der westlich benachbarten Steinheimer Gegend den Beobachtungen MESTWERDT's zufolge

typische *Planicosta*-Formen, während die im Poller Gebiet in ihnen gefundenen *Aegoceras* infolge schlechter Erhaltung nicht näher bestimmbar waren, und erst darüber beginnt der höhere Horizont der *Bifer*-Schichten, wie er von EMERSON¹⁾ für den nach Osten zu folgenden Lias des Einbeck-Markoldendorfer Beckens (der »Markoldendorfer Liasmulde« der älteren Literatur) aufgestellt ist. Nach den früheren Beobachtungen WAGENER's scheint allerdings *Aegoceras bifer* zuweilen auch schon in den Sandsteinen aufzutreten.

In den *Bifer*-Schichten unseres Gebietes, die gleich den liegenden *Planicosta*-Schichten ausgebildet sind und den Südhang des langgestreckten Rückens bilden, wurde nun zwar der echte *Aegoceras bifer* QU. sp. bislang nicht gefunden, wohl aber in verschiedenen Exemplaren eine Varietät desselben, die ich dem für den höheren Lias β ebenfalls leitenden *bifer annulosus* QU. gleichstellen möchte, und die sich durch ziemlich gerade, aber über den Rücken unverdickt fortlaufende Rippen auszeichnet.

Das Lager dieses *Aegoceras bifer annulosus* QU. bildet eine durchgehende Toneisensteinbank, die sich durch ihre konglomeratische Beschaffenheit besonders auszeichnet und z. T. aus lauter einzelnen, vielfach durch ein kalkiges Bindemittel miteinander verkiteteten Bruchstücken aufgearbeiteter Ton- und Toneisensteinschichten besteht. Eine zweite, ca. 25 cm starke, aber durchaus homogene und besonders harte Toneisensteinbank anscheinend im höchsten Niveau von Lias β beobachtet man zuweilen auf der gegenüber liegenden Seite des Lias β -Rückens am südlichen Ufer des Baches, in besonders gutem Aufschluß östlich der nach Hummersen führenden Landstraße. Sie stellt einen ziemlich hochprozentigen Eisenstein von 28,76 % Fe dar und enthält neben undeutlichen Belemnitenresten *Lima pectinoides* Sow. und *Rhynchonella variabilis* SCHLOTH. Ammoniten sind in diesen höheren Schichten bisher nicht aufgefunden, und es muß daher vorläufig unentschieden bleiben, ob und in welchem Maße über der *Bifer*-Zone als höchste

¹⁾ EMERSON, Die Liasmulde von Markoldendorf, Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1871, S. 271 ff.

Zone des Lias β noch die Schichten mit *Aegoceras varicostatum* v. ZIET. entwickelt sind¹⁾.

Einen besonders guten Aufschluß im Lias β , dessen Gesamtmächtigkeit gegen 100 m zu betragen scheint, enthält die Ziegeleitongrube westlich Polle. Hier zeigen die Lias β -Sandsteine und ihre liegenden und hangenden Schichten einschließlich der erwähnten konglomeratischen Toneisensteinbank unter dem Lößlehm folgendes Profil:

1. Schwärzlichgraue Schiefertone, $1\frac{1}{2}$ m unter der oberen Grenze mit einer dünnen Lage von Toneisensteingeoden 2,5 m
2. Harte, z. T. konglomeratische und von einer Limonitkruste umkleidete Toneisensteinbank, vielfach mit fein verteiltem Schwefelkies imprägniert, der an meist unbestimmbare Fossilreste (*Lima pectinoides?*) gebunden ist 0,15 »
3. Schwärzlichgraue, z. T. in große Scherben zerfallende Schiefertone, verschiedentlich mit Lagen platter Toneisensteingeoden 12—15 »
4. Obere Sandsteinbank, harter, eisenreicher und glimmeriger Kalksandstein, innen stahlgrau, äußerlich grau-grünlich und bräunlich verwittert 0,3 »
5. Schwärzlichgraue Schiefertone 1,25 »
6. Untere Sandsteinbank (wie oben), mit *Aegoceras planicosta* (?), *Pholadomya corrugata* und *Calamites*-Resten 0,70 »
7. Schwärzlichgraue Schiefertone mit vereinzelt Toneisensteingeoden, die *Aegoceras planicosta* und *ziphus* enthalten 8—10 »

Mittlerer Lias.

Lias γ . Die Basis des Lias γ dürfte auf Grund der bisherigen Stratigraphie des norddeutschen Lias die neu aufgefundene 30—40 cm mächtige, vielfach oolithische Eisensteinbank bilden, die in normaler Lagerung im Wasserriß der Polleschen

¹⁾ Während des Druckes erscheint eine Arbeit von TH. BRANDES, »Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Eggegebirge« (N. J. f. Min., B.-B. 23, 1912), in der der Verfasser auf Grund allgemeiner Liasstudien die oben erwähnte konglomeratische Toneisensteinbank als Grenzschicht zwischen der *Bifer-* und *Raricostatus*-Zone ansieht.

Egge (auf dem Nachbarblatt Schwalenberg unweit der östlichen Blattgrenze) und innerhalb einer gegen die Amaltheentone verworfenen Scholle im Wasserriß der Meiborser Forst in der Nähe der nach Hummersen führenden Straße aufgeschlossen ist und besonders an letztgenannter Lokalität durch reichliche Führung von *Waldheimia numismalis* LAM. und *Aegoceras* (*Platyp-leuroceras*) *brevispina* SOW. sp. sich auszeichnet. Daneben treten noch auf: *Oxynticeras Oppelii* SCHLOTH., *Belemnites paxillosus* SHTOTH., *Pholadomya decorata* ZIET. und *Inoceramus* cf. *Falgeri* MER.

Petrographisch ist es nach der Analyse¹⁾ ein eisenreicher Mergelkalk mit einem Gehalt von 9,21 % Fe und mit oftmals deutlich oolithischer Struktur.

Welche von den hangenden Schichten der *Brevispina*- oder *Numismalis*-Zone noch angehören, war infolge Mangels an Fossilien nicht zu ermitteln. Ebenso entziehen sich die von WAGENER für diesen unteren Teil des Lias γ aufgestellten Schichten mit *Liparoceras striatum* ZIET. und *Anatheus ibex* QU. bei dem Fehlen besserer Aufschlüsse der Beobachtung.

Erst in einem höheren Niveau wurden sodann die *Capricornu*-Schichten nachgewiesen als eine wohl mindestens 50 m mächtige Folge meist milder, vielfach oberflächlich lichtgrauer und fein zerblätternder Schiefertone, die gelegentlich Toneisenstein- und Kalkgeoden, seltener kleine Schwefelkiesknollen einschließen.

Eine größere Suite von Versteinerungen lieferten die Toneisensteingeoden auf dem Grundstücke der alten, niedergerissenen Ziegelei östlich der nach Hummersen führenden Straße, sowie eine

¹⁾ Dieselbe lautet vollständig:

| | | | |
|--|---------|---|---------|
| Gangart | 17,80% | MgO | 2,31% |
| lös. SiO ₂ | 7,21 » | K ₂ O | 0,57 » |
| TiO ₂ | 0,19 » | Na ₂ O | 0,23 » |
| Al ₃ O ₃ | 6,45 » | H ₂ O | 4,60 » |
| Fe ₂ O ₃ | 1,50 » | CO ₂ | 21,47 » |
| FeO | 10,49 » | org. Subst. | 0,67 » |
| CuO | 0,12 » | SO ₃ | 0,06 » |
| MnO | 1,43 » | S | 0,13 » |
| CaO | 25,25 » | P ₂ O ₅ | 0,05 » |

festere Tonmergelbank im Wasserriß des Forstdistriktes 31. An dem ersteren Fundpunkt fanden sich:

- Aegoceras (Microceras) capricornu* SCHLOTH.,
- Pecten* sp.,
- Limaea acuticosta* GOLDF.
- Inoceramus ventricosus* SOW.,
- Nucula cordata* GOLDF.,
- Leda Galathea* D'ORB.,
- Leda complanata* GOLDF.,
- Cucullaea Münsteri* ZIET.,
- Cardium cingulatum* GOLDF.,
- Protocardia truncata* SOW.,
- Isocardia bombax* QU.?
- Gresslya Seebachi* BR.,
- Pleurotomaria* sp.,
- Rhynchonella rimosa* BUCH.

Die Tonmergelbank im Wasserriß des Jagens 31 lieferte folgende Arten:

- Aegoceras (Microceras) capricornu* SCHLOTH.
- Belemnites paxillosus* SCHLOTH.,
- Plicatula oxynoti* QU.,
- Pecten priscus* SCHLOTH.,
- Lima pectinoides* SOW.,
- Lima* sp.,
- Limaea acuticosta* GOLDF.,
- Leda subovalis* GOLDF.,
- Leda Galathea* D'ORB.,
- Cucullaea Münsteri* ZIET.,
- Inoceramus ventricosus* SOW.,
- Inoceramus substriatus* MÜNST.,
- Avicula inaequivallis* SOW.
- Cardium multicostratum* PHIL.,
- Astarte striatosulcata* RÖM.,
- Astarte* sp.,
- Astarte* cf. *consobrina* CHAP. et. DEW.,
- Myoconcha decorata* MÜNST.,

Tornatella numismalis QU.

Helicina expansa SOW.,

Pentacrinus basaltiformis MILL.

Lias δ . Über den *Capricornu*-Schichten folgen in einer Mächtigkeit von mindestens 125 m die Amaltheentone, die als die hangendsten Schichten im Bereiche des Blattes Holzminden die südliche Randzone des Grabens zusammensetzen und auch hier in zwei Horizonte sich zergliedern, in einen unteren Horizont mit *Amaltheus margaritatus* MONTF. und einen oberen Horizont mit *Amaltheus costatus* REIN.

Petrographisch sind es zumeist härtere, dunkle, z. T. in größere Tafeln und Scherben zerfallende Schiefertone, die äußerlich vielfach eine dünne Limonitkruste tragen und gelegentlich Toneisensteingeoden einschließen. Die in den verschiedenen Wasserrissen nordöstlich Hummersen recht gut aufgeschlossenen *Margaritatus*-Schichten lieferten folgende Fauna:

Amaltheus margaritatus MONTF.,

Belemnites paxillosus SCHLOTH.,

Pecten priscus SCHLOTH.,

Limaea acuticosta GOLDF.,

Leda complanata GOLDF.,

Leda subovalis GOLDF.,

Leda Galathea D'ORB.

Cucullaea Münsteri ZIET.

Cardium multicosatum PHIL.,

Goniomya heteropleura AG.,

Cyrena sp.,

Astarte striatosulcata RÖM.,

Turritella undulata BENZ.

Wie die meisten Schichten der *Margaritatus*-Zone, so sind auch die *Costatus*-Schichten recht fossilarm. Nur *Amaltheus costatus* REIN. selbst tritt neben kleinen schlecht erhaltenen Bivalven hin und wieder auf. Stark zersetzte Toneisensteingeoden im Wasserriß am östlichen Rande der Meiborser Forst lieferten neben dem leitenden *Amaltheus costatus* REIN. noch *Limaea acuticosta* GOLDF., *Leda subovalis* GOLDF. und *Cucullaea Münsteri* ZIET.

Mit den Amaltheentonen findet der Lias im östlichen Teile des Grabens, d. h. im Bereiche des Blattes Holzwinden, seinen Abschluß. Die höher folgenden Schichten des Oberen Lias, die Posidonienschiefer und Jurensisschichten, treten erst auf dem Nachbarblatte Schwalenberg zutage und wurden bislang noch nicht näher untersucht. Erwähnt sei nur, daß diese höheren Lias-schichten sich durch Führung schwefelkieshaltiger Bänke besonders auszeichnen, die bereits vorübergehend Gegenstand eines Abbaus gewesen sind.

Mitarbeiter Professor Dr. BODE in Clausthal brachte während eines Teiles der Sommerferien die Aufnahme des paläozoischen Anteiles des Blattes Goslar zum Abschluß.

BODE, Mittel-
devon und
Culm. Blatt
Goslar.

Abgesehen von einem aus Oberem Unterdevon (Kahleberg-sandstein) und Calcolaschichten bestehenden Stückchen am Süd-rande des Blattes enthält das aufgenommene Gebiet an paläozo-ischen Ablagerungen nur solche, die ihrer petrographischen Be-schaffenheit und Petrefaktenführung nach als mitteldevonische Tonschiefer vom Alter der Wissenbacher Schiefer zu deuten sind.

Die Untersuchung lieferte keinerlei Anhaltspunkte dafür, daß sich am Aufbau des paläozoischen Gebirges in diesem Abschnitte des Blattes Gesteine beteiligen, denen man ein höheres oder ge-ringeres als mitteldevonisches Alter zuschreiben dürfte, eine Auf-fassung, die mit der bisherigen durchaus im Einklang steht (vergl. die »Geologische Übersichtskarte der Gegend zwischen Goslar und Zellerfeld« in Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geolog. Lan-desanst. N. F. Heft 30).

Außer diesen von zahlreichen Diabaseinlagerungen durch-setzten, meist nur Tentaculiten führenden Tonschiefern des Mittel-devons tritt nur jüngeres Paläozoicum in der kleinen aus Grau-wackenbänken und mit diesen wechsellagernden Tonschiefern be-stehenden Gebirgsscholle zutage, welche dem nördlichen Gebirgs-rande vorgelagert ist und das Klostergut Riechenberg trägt. In Übereinstimmung mit der Auffassung älterer Autoren wurden diese Gesteine der Culmgrauwacke zugerechnet.

Herr STOLLER berichtet über die Aufnahme der Blätter Hermannsburg (G.-A. 41, Nr. 11) und Wriedel (G.-A. 24, Nr. 60):

Auf beiden Blättern sind nur Schichten des Diluviums und des Alluviums an der Zusammensetzung des Bodens beteiligt. Von diesen interessieren hier nur die diluvialen Schichten.

1. Jungdiluviale Bildungen.

Im Bereiche des Höhendiluviums tritt die Obere Grundmoräne als geringe, meist weniger als 2 m mächtige Decke über älteren diluvialen Bildungen auf. Während sie aber auf Blatt Wriedel, besonders in dessen östlicher Hälfte, noch in verhältnismäßig großen Flächen als Geschiebemergel vorkommt, ist sie auf Blatt Hermannsburg ganz auf die Facies des Geschiebesandes und Kieses beschränkt. Die kiesige Facies der Oberen Grundmoräne zeichnet sich vielfach durch einen etwas größeren Lehmgehalt vor dem Geschiebesand sowie dadurch aus, daß sie mehr oder weniger deutliche, niedrige Kuppen und Hügel von kreisrunder oder länglicher Basis bildet, die in regelloser Anordnung dem Geschiebesand an- und aufgelagert erscheinen. In engem Zusammenhang mit der Oberen Grundmoräne treten auf beiden Blättern sogen. »Flottsande« auf (vergl. hierfür auch die Erläuterungen zu den Blättern Bienenbüttel, Ebstorf und Bevensen, Lieferung 156 der Geologischen Spezialkarte von Preußen usw.), und zwar treffen wir auf Blatt Wriedel die ersten kleinen Anfänge des Ebstorf-Bevenser Flottsandgebietes, während auf Blatt Hermannsburg das Hagen-Beckedorfer Flottsandgebiet sein östliches Ende im altdiluvialen Örtzetal erreicht. In beiden Gebieten zeigt der Flottsand sowohl in seiner petrographischen Zusammensetzung und seinem stratigraphischen Verhalten als auch in seinem morphologisch-geographischen Auftreten eine weitgehende Übereinstimmung, worüber ich in einer besonderen Arbeit berichten werde, sobald das Hagen-Beckedorfer Flottsandgebiet bis in seine westlichen Anfänge (auf Blatt Bergen bei Celle) kartographisch festgelegt sein wird.

Das Taldiluvium ist auf Blatt Wriedel nur gering ent-

STOLLER,
Jungglazial,
Taldiluvium,
Interglazial,
Älterer Ge-
schiebemergel
mit Verwitterungs-
rinde.
Blätter Her-
mannsburg
und Wriedel.

wickelt und beschränkt sich auf kleine und schmale ebene Flächen diluvialen Sandes, die die alluvialen Täler der Lopau und der Schwienau mit gleichsinnigem Gefälle randlich begleiten und sie höchstens 2—3 m überragen. Sie lassen keine weitere Gliederung zu. Auf Blatt Hermannsburg dagegen nimmt das Taldiluvium mehr als die Hälfte des Gebietes ein. Hier konnten auch mehrere Talstufen unterschieden werden. Als Haupttal durchschneidet in einer Breite von 4—5 km das diluviale Tal der Örtze unser Gebiet in annähernd südlicher Richtung. Es setzt größtenteils mit gut ausgebildeten, scharfen Rändern, stellenweise sogar mit steilen Wänden gegen das Diluvialplateau ab, das im allgemeinen 20—30 m höher gelegen ist. Das Tal selbst läßt sich folgendermaßen gliedern. In der angegebenen Breite war es bereits zur letzten Interglazialzeit ausgefurcht. In der darauf folgenden Eiszeit wurde dieses breite Tal, das im folgenden als altdiluviales Örtzetal bezeichnet werden möge, zunächst von glazialen und fluvioglazialen Sanden und Kiesen überschüttet, doch nur in so geringer Mächtigkeit, daß z. B. seine Ränder heute noch durch jene Decke hindurch deutlich erkennbar sind, wenn sich auch Höhenlage und Gefälle des ursprünglichen Tales nicht mehr abmessen lassen. In Aufschlüssen innerhalb des randlichen Teiles des Talgebietes kann aber die Diskordanz der Schichten stets nachgewiesen werden. In dieses altdiluviale, von jungglazialen Sedimenten schwach verhüllte Örtzetal nun sind mehr oder weniger deutlich jungdiluviale Erosionsstufen eingesenkt, die in den Seitentälern ihren Anfang nehmen. Von diesen ist im Nordosten unseres Blattes das Tal des Schmarbecker Baches, das nur durch eine niedrige Talwasserscheide von dem Gerdautal getrennt ist, eben noch mit seinem unteren Ende vorhanden, während das Tal des Weesener Baches im Osten, die Täler der Wietze, der Brunau und des Hasselbaches im Westen des Haupttales mehr oder weniger vollständig auf Blatt Hermannsburg entfallen. Von ihnen zeigen die Täler des Weesener Baches und der Wietze zwei deutliche Talstufen, die sich über das Alluvialtal 1—2 bzw. 3—5 m erheben, während die diluvialen Täler der Brunau und des Has-

selbaches sich nicht weiter gliedern lassen. Bei ihrer Ausmündung in das Haupttal verbreitern sich diese Talstufen rasch und bekommen meist verschwommene, undeutliche Ränder, so daß hier ihre Abgrenzung vielfach auf Schwierigkeiten stößt. Am schönsten lassen sie sich an der Ausmündung des Wietzetales ins Haupttal direkt nördlich von Müden beobachten. Eine weitere Schwierigkeit für ihre Feststellung und kartographische Abgrenzung innerhalb des Haupttales liegt darin, daß sie von zahlreichen alluvialen Rinnen und wannenartigen unregelmäßigen Ausbuchtungen durchzogen werden, die nur durch schmale Kanäle mit dem alluvialen Örtzetal verbunden und wie dieses von Mooren erfüllt sind.

2. Ältere diluviale Bildungen.

Von ihnen seien hier die unter dem Oberen Geschiebemergel auftretenden, aber doch wohl schon jungglazialen Mergelsande und Tonmergel, die in den Tälern, Mulden und Buchten des weiteren Gebietes meist das direkt Liegende der Oberen Grundmoräne bilden, nur erwähnt, da sie im Bereich der beiden Meßtischblätter nur an besonders günstigen Stellen als unbedeutende Erosionsreste erhalten geblieben sind. Wichtiger ist das Vorkommen eines interglazialen Süßwasserkalkes, der im Osten von Brockhöfe (Blatt Wriedel) die diluvialen Talsande des Schwienaubaches unterlagert und vor vielen Jahren an mehreren Stellen zu Düngezwecken abgebaut wurde. Dabei war in ihm ein Hirschgeweih gefunden worden. Demselben Zeitabschnitt gehören ihrer Entstehung nach wohl auch die verschleppten Torfschollen und Baumstämme an, die dann und wann bei Ausschachtungen in den diluvialen Talsanden des Örtzetales gefunden werden, so z. B. im Flecken Hermannsburg, wo man bei der Anlage einer Wasserleitung in ca. 5—6 m Tiefe auf einen horizontal lagernden Eichenstamm und in demselben Niveau auf schieferharte Torf- und Faulschlammgerölle stieß, oder z. B. in einer Schlucht, die am Ostrande des Blattes Hermannsburg südöstlich vom Hausselhof sich aus dem Diluvialplateau ins diluviale Örtzetal öffnet und in etwa 7 m Tiefe eine durch Boh-

rungen fest gestellte, mehrere Dezimeter mächtige Einlagerung von erdigem Humus führt. Am wichtigsten ist aber das Auftreten von Unterem Geschiebemergel auf Blatt Hermannsburg. Er kommt hier im Talgebiet der Örtze mehrfach in größeren Flächen zutage, so namentlich zwischen Oldendorf und Hermannsburg und zwischen Hermannsburg und Weesen, wo er u. a. zu Ziegeleizwecken Verwendung findet. Nördlich von Baven ist er vom Örtzetal aus in das Brunautal hinein bis Bonstorf zu verfolgen. Während in dem östlich vom Örtzetal aufsteigenden Plateau in großer Mächtigkeit die das Liegende der Oberen Grundmoräne bildenden mehr oder weniger groben bis kiesigen Sande auftreten, von denen es fraglich bleibt, ob sie ihrer Entstehungszeit nach als fluvioglaziale Sedimente der vorletzten oder der letzten Vergletscherung des Gebietes zuzuzählen sind, stößt man in dem westlichen Plateau, namentlich in dessen südlich vom Brunautale gelegenen Teil, an zahlreichen Stellen in geringer, oft mit dem Zweimeterbohrer schon erreichbarer Tiefe auf eine überaus fest gelagerte Schicht von sehr schwach lehmigem, durch reichlich ausgeschiedenes Eisenoxydhydrat fast konglomeratisch hart verkiteten, mehr oder minder kiesigen Sand. Diese Schicht erweist sich im Aufschluß als ein durch intensive Auslaugungs- und Oxydationsvorgänge stark veränderter Geschiebelehm und dürfte als interglaziale Verwitterungsrinde des Unterem Geschiebemergels zu deuten sein. Bei der einheimischen Bevölkerung ist sie sehr gut bekannt unter der Bezeichnung »Dau« oder »Dauboden« und wird vom Land- und Forstwirt noch ungünstiger beurteilt als Ortstein oder Raseneisen. Auch beim Ausschachten von Brunnen wird der »Dau« als schwer zu beseitigendes Hindernis empfunden. In der Dorfschaft Wohlde z. B. pflegt er unter flottsandartigem, gelblichem Geschiebesand mit unterlagerndem groben grauen Sand in etwa 3 m Tiefe aufzutreten und bildet die Ursache für die geringe Tiefe der meisten Brunnen des Dorfes. Seine Mächtigkeit wechselt von wenigen Dezimetern bis zu mehr als 1 m. Nach unten geht er in mehr oder weniger eisen-schüssig-lehmige Sande und Kiese oder in normalen Geschiebe-

lehm über. Das ist z. B. in einem Aufschluß beim Dorfe Dohnsen am Südabhang des »Rübenberges« und in einer verlassenen Lehmgrube etwa 1 km südöstlich von Wohlde zu beobachten. Der Aufschluß am Rübenberge bei Dohnsen zeigte am 21. Mai 1910 nach neu erfolgter Freilegung folgendes Profil:

- ca. 1,4 m: Flottsand, stein- und geröllfrei, rostbraun, schichtungslos.
 0,2–0,3 »: Geröllschicht; gerollte und kantengerundete Geschiebe von Eigröße bis Faustgröße und darüber, in flottsandartigem rostbraunen Sand regellos verpackt.
 0,4 »: Grauer Sand mittlerer Korngröße, stein- und geröllfrei, mit seinem Hangenden ohne scharfe Grenze verbunden, vom Liegenden deutlich getrennt.

Quellhorizont.

0,3–0,4 »: »Dau«, schwach wellig bis fast horizontal verlaufend, stark eisenschüssig.

0,1 »: Feiner, glimmerführender Sand, schwach tonig, von Eisenoxydhydrat tief rostgelb.

Liegendes: Geschiebelehm, stark sandig, oben noch Dau-artig, nach unten allmählich in normal tonhaltigen, aber stark eisenschüssigen Geschiebelehm übergehend, mit einer Sandlinse von ca. 1 m Durchmesser, die gegen den Geschiebelehm durch eine etwa 5 cm dicke Hülle von Eisenoxydhydrat abgegrenzt ist. Dieser Geschiebelehm ist hier in einer Mächtigkeit von 2–3 m aufgeschlossen. In der Sohle des Aufschlusses wurde an einer Stelle mit dem Zweimeterbohrer eben noch ein wasserführender grober Sand erbohrt.

Herr KEILHACK berichtet über seine Aufnahmetätigkeit auf Blatt Lüneburg:

Er begann die Neubearbeitung des Blattes Lüneburg für den Druck der 2. Auflage und vervollständigte die Darstellung des älteren Gebirges (Neuauffindung von cenomanen Grünsanden, von bis 100 kg schweren Cölestinkonkretionen im cenomanen Tonmergel und von krystallinischen Cölestinplatten auf der Verwerfungsgrenze von Cenoman und Keuper), schied die auf dem Blatte im Westen und Südwesten vorhandenen, als Staumoränen entwickelten Endmoränen aus, verfolgte den Endmoränenzug auf den im Westen, Süden und Osten anstoßenden Blättern und führte eine Gliederung der diluvialen Talbildungen in zwei Terrassen durch.

KEILHACK,
Cenomane
Grünsande,
Cölestinkon-
kretionen,
Endmoränen.
Blatt Lüne-
burg.

5. Schleswig-Holstein und die Freien Reichsstädte Hamburg und Lübeck.

Herr W. WOLFF berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Hamburg, Wedel, Apenrade und Helgoland (G.-A. 24, Nr. 28, 27; G.-A. 2, Nr. 33):

WOLFF,
Tiefbohrungen
in Hamburg,
Tertiär und
Diluvium.
Blatt
Hamburg.

Die im Jahre 1909 begonnene Aufnahme des Blattes Hamburg wurde 1910 zu Ende geführt. Die Kartierung der bebauten Stadtteile war nur auf Grund der künstlichen Aufschlüsse möglich. Dazu dienten etwa 440 Bohrprofile, die das Mineralogisch-Geologische Institut in Hamburg freundlichst zur Verfügung stellte, sowie das überaus reiche Bohrprobenarchiv der Firma DESENISS & JACOBI, der die Wissenschaft bereits viele wertvolle Neuigkeiten zu danken hat. Die Aufschlüsse der im Bau befindlichen Untergrundbahn hat der Assistent am Mineralogisch-Geologischen Institut, Herr Dr. HORN, regelmäßig beobachtet. Aus dem Gebiet der westlichen Vororte von Altona stellte das Altonaer Stadtbauamt mehr als 200 Bohrprofile der neuen Stammsieltrace zur Verfügung. Von ganz besonderem Wert für die Darstellung des Hamburger Stadtgebietes erwiesen sich die Bodenprofilzeichnungen in der Abteilung für Siedbauwesen der Baudeputation, deren Benutzung Herr Bauinspektor REMÉ mit liebenswürdigem Entgegenkommen ermöglichte.

Die Ergebnisse betreffen zunächst das Tertiär und dessen Tektonik. Beobachtet wurden in den Bohrungen nur miocäne Schichten, und zwar die wahrscheinlich untermiocäne Braunkohlenformation, zu oberst mit marinen Sandschichten wechsellagernd und bald von ihnen verdrängt (Mittelmiocän, »sandiges Miocän«), und als oberstes Glied des Miocäns der Glimmerton, der übrigens hier und da noch von ein wenig Glimmersand bedeckt ist. Der Glimmerton liegt in regelrechter Konkordanz auf den älteren Schichten. Seine Basis ist deshalb eine vorzügliche Beobachtungsebene für das Ausmaß der Störungen, die ihn nachträglich betroffen haben. Sie zeigt maximale Höhendifferenzen von etwa



250 m. Am höchsten liegt sie im Billwärder Ausschlag (23 m) und dem Gebiet von Moorfleth-Tiefstack längs der Berliner Bahn und nördlich derselben bis Bergedorf-Reinbeck; am tiefsten liegt sie in Barmbek, Winterhude und besonders Lokstedt (–280 m). Die größte Mächtigkeit des Glimmertons beträgt 106,80 m (Bohrung der Aktienbrauerei Hamburg-St. Pauli, Taubenstraße). Die Oberfläche des Glimmertons ist durch Erosion, hauptsächlich in pliocäner Zeit, außerordentlich uneben gestaltet; außerdem haben auf ihre Höhenlage die nachmiocänen (ebenfalls vorwiegend pliocänen) Störungen und die Druckwirkungen der diluvialen Gletscher Einfluß gehabt. Die Gesamtdifferenzen der Höhenlage der Glimmertonoberfläche sind, so weit bis jetzt bekannt, noch etwa 15 m größer als diejenigen der Basis.

Über dem Tertiär liegt in größeren Tiefen das von GOTTSCHKE beschriebene älteste Glazial mit undeutlicher Grundmoräne und Kies. Dann pflegt dort, wo das Quartär tiefe pliocäne Erosionsräume im Tertiär ausfüllt, eine mächtige Stufe von feinen Sanden zu folgen, die fast ganz aus umgelagertem Tertiär bestehen und wenig nordisches Material, auch wenig Kalkteilchen enthalten. Nach oben gehen diese, der miocänen Braunkohlenformation bisweilen zum Verwechseln ähnlichen Sande in dunkelgraue, nicht selten gequetschte und zerbröckelte fossilleere Tone über, die öfters, z. B. in Billwärder, mit rotbraunem Ton abschließen. Im Niveau von etwa 30–70 m unter N. N. folgt sodann das von GOTTSCHKE charakterisierte, vorwiegend marine Interglazial der Billwärder Bohrungen, das in manchen neueren Tiefbohrungen der näheren und fernerer Umgebung ebenfalls angetroffen ist (Hamburg-Hohenfelde, Ecke Iffland- und Ekhoffstraße: Valvatensand und Mytilus-ton; Farmsen, Werk- und Armenhaus: Foraminiferenton; Volksdorf, Pestalozzistift: desgl.; Steinbeck: Meeressand; Altona-Neumühlen, Othmarschen und Flottbek: Meereston, Torf), und dem ich auch die großen schollenförmigen Vorkommen von Hinschenfelde, Wellingsbüttel, Hummelsbüttel, Sasel und Blankenese zurechne. An all diesen Orten tritt das Interglazial im Gefolge derselben älteren Tonbildung auf wie in den bekannten Billwärder



Bohrungen. Als neu können Flachseebildungen mit borealer Fauna gemeldet werden; darauf deuten die Funde großer Balanen (*Balanus Hameri?*) in der Diercksschen Ziegelei zu Lohbrügge bei Bergedorf und der Bleskeschen Ziegelei zu Hinschenfelde. Meist finden sich aber marine, brackische und Süßwasserbildungen mit gemäßigter Fauna (Cyprinenton, Austern- und Cardiensande, Mytiluston usw.), denen an vielen Orten (Hummelsbüttel, Othmarscher, Flottbek, Blankenese) eine Torfablagerung, wahrscheinlich infolge von Landhebung, folgte. Auch feine fossillere Sande, die sehr an Dünenbildungen erinnern, sind mehrfach beobachtet, besonders unter Billwärder.

Dieses Interglazial, das von Dockenhuden bis Altona regelmäßig in etwa 14—30 m Tiefe unter N. N. und an den Orten östlich Hamburg etwas tiefer, in Farmsen und Volksdorf ungefähr ebenso tief liegt, scheint von tektonischen Störungen gar nicht oder nur in sehr geringem Maße betroffen zu sein; wohl aber ist es durch das ihm folgende mächtige Glazial auf große Strecken hin zerstört, an anderen Stellen aber gewaltig verschoben und aufgedrückt. Es sind die mächtigen Grundmoränen, Kiese und Sande des jüngeren Glazials (GOTTSCHE's Unterer Geschiebemergel), die es überlagern. Dazu gehört der Geschiebemergel des hohen Elbufers bei Boberg, Steinbeck, Hamburg-Altstadt, Altona, Othmarschen, Flottbek, Nienstedten, Dockenhuden, Wittenberge und Schulau (Unterer Geschiebemergel von SCHROEDER und STOLLER). Als Kiesfacies dieser Grundmoräne betrachte ich auf Grund zahlreicher Bohrprofile¹⁾ die Kiesmassen der Blankeneser und Falkenthaler Berge (Stucken & Andresensches Kieswerk) sowie die Kiese und Blockpackungen von Bahrenfeld und Eidelstedt. Ein jüngstes, drittes Glazial habe ich in der näheren Umgebung von Hamburg nicht aufzufinden vermocht, und ich vermute nunmehr, daß dasselbe erst im Bereiche des Os von Ahrensburg-Meiendorf sowie der Endmoräne von Hoisbüttel-Ahrensburg-Glashütte-Trittau (?) beginnt.

Es finden sich nämlich an zahlreichen Stellen der Hamburger Gegend alte Torflager, die jünger sind als der Geschiebemergel

¹⁾ Die ich größtenteils dem in dieser Gegend sehr erfahrenen Brunnenbauer Herrn Hon in Blankenese verdanke.

von Schulau, Flottbek, Steinbeck usw., aber vielleicht älter als die jüngsten baltischen Endmoränen, und die allesamt nicht von echter Moräne, sondern nur von mächtigen Gehängeschutt-, Kies- und Sandmassen bedeckt werden. Dazu gehören die diluvialen Torf- und Sapropelflöze von Schulau, Bahrenfeld, Ohlsdorf, Altrahlstedt, Öjendorf, Havighorst, Ost-Steinbeck, Willinghusen, Glinde, Witzhave und Lauenburg (Kuhgrund). Alle diese haben das Gemeinsame, daß sie in undeutlichen, aber immerhin erkennbaren Depressionen der heutigen Oberfläche liegen, und zwar in einer Zone südlich der baltischen Hauptmoränen, wo die Geländeformen verhältnismäßig stark ausgeglichen sind und der Oberboden durchweg stark verwittert ist. Die Sand-, Kies- und Geröllmassen, welche diese Torflager bedecken, sind so mächtig, daß man sie nicht für lediglich alluvial halten kann. Auch enthält die Flora der genauer untersuchten Torfe von Schulau, Ohlsdorf und Lauenburg einige diluviale, dem jüngsten Quartär fehlende Elemente. Bei Schulau ist übrigens westlich von dem altbekannten diluvialen Torflager ein vielleicht noch interessanteres von gleichem Alter aufgefunden. Es liegt unter dem Sandabhang etwa 200 m östlich der Zuckerraffinerie und wird von Kalk mit zahlreichen Land- und Süßwasserconchylien begleitet. Seine Mächtigkeit beträgt etwa $\frac{1}{2}$ —1 m; es enthält viel Föhren- und Birkenholz, darunter auch feuerverkohlte Stücke. Das Liegende bildet der Schulauer sog. Untere Geschiebemergel.

Die quartärgeologischen Probleme von Blatt Wedel konnten noch nicht völlig durchgearbeitet werden. Erwähnt sei nur, daß in mehreren Bohrungen für das Blankeneser Wasserwerk am Sülldorfer Wege das ältere marine Interglazial in außerordentlich gestörter Lage und in Verbindung mit Torf angetroffen ist. Es ist Ton mit *Litorina litorea*, *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Ostrea edulis* u. a. Die Auster ist darin nicht so vorherrschend wie in den meines Erachtens gleichaltrigen Austernbankschollen vom Krähenberge und vom Schusterschen Grundstück.

Bei der Aufnahme von Helgoland, für welche die Kgl. Biologische Anstalt dortselbst in dankenswerter Weise ihre Fahrzeuge und Apparate unter Befehl des Herrn Fischmeisters LORSEN zur

WOLFF,
Älteres mari-
nes Inter-
glazial.
Blatt Wedel.

WOLFF,
Buntsandstein,
Kreide. Blatt
Helgoland.

Verfügung stellte, wurde besonders der Meeresgrund im Bereich der Klippenzüge untersucht. Das nach meiner Berechnung etwa 375 m mächtige Hauptgestein der Insel stelle ich nicht wie DAMES zum Unteren, sondern zum Oberen Buntsandstein, und den an der Westküste emporsteigenden, auf 240 m Mindestmächtigkeit anzuschlagenden »Zechsteinletten« von DAMES zum Mittleren (und eventuell Unteren) Buntsandstein. Im Grenzgebiet beider Schichtsysteme fand ich einen ungewöhnlich großen *Capitosaurus*-Schädel in einer von Kupfererzdrusen durchschwärmten roten Tonmergelschicht des sog. »Predigtstuhls« nahe dem Süden der Insel. Die Reihenfolge der unteren Kreideschichten ist etwas anders, als DAMES annahm. Es liegen im Skitgatt nördlich der Düne: neocomer Ton, schiefriger Töck (Gault?), sog. gelbe Kreide mit *Belemnites minimus*, roter Kreidetonmergel mit *Aucellina gryphaeoides*, *Terebratula biphcata* (nicht *sella*) und einem *ultimus*-ähnlichen Belemniten (nicht *fusiiformis*), sowie anderen, an den red chalk von Speeton und Hunstanton gemahnenden Fossilien (wohl Cenoman), und dann Turon¹⁾.

WOLFF,
Apenrader
Förde, Blatt
Apenrade.

Bei Apenrade wurde für die Zwecke der Landwirtschaftsschule ein am Südufer der Förde gelegenes Gebiet aufgenommen, das wesentliche neue Ergebnisse nicht eintrug. Nur möchte ich bemerken, daß ich die Apenrader Förde ebenso wie die Eckernförder Bucht für eine durch Gletschererosion in die Landschaft eingehöhlte Wanne halte.

Herr KOERT berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Niendorf (Osthälfte) im Jahre 1910 (G.-A. 24, Nr. 22):

KOERT,
Tiefbohrung
mit 3 Geschie-
bemergeln.
Blatt
Niendorf.

Das aufgenommene Gebiet kann kurz als Grundmoränenlandschaft mit den Merkmalen einer intensiven Einwirkung glazialer Wasser bezeichnet werden. Das Urstromtal der Alster berührt das Blatt in der Südostecke und gibt sich in einer zwischen +8 und

¹⁾ Anm. während des Druckes: Erneute Untersuchungen dieses nur selten und unvollkommen zugänglichen Riffbodens haben ergeben, daß zwei verschiedene rote Kreidetone vorkommen, ein wahrscheinlich zum oberen Aptien und ein zum Cenoman gehöriger, worüber später Näheres veröffentlicht werden soll.

+10 m N. N. ansetzenden Talsandstufe zu erkennen. Hinsichtlich der Stratigraphie des Diluviums lieferten drei in und an der Kollau-Niederung zwischen Lokstedt und Gr. Borstel niedergebrachte Tiefbohrungen folgende wichtige Aufschlüsse:

1. Das Diluvium erreicht bei Lokstedt, also weit ab vom Elbtal, wo derartige Mächtigkeiten schon bekannt waren, rund 250 m Mächtigkeit.
2. Es sind drei Geschiebemergel, in einem Falle sogar alle drei in einer Bohrung, vorhanden, die nicht gut anders als bei Annahme dreier Vereisungen in dortiger Gegend gedeutet werden können.

Im Hinblick auf die von verschiedenen Seiten neuerdings geäußerten Zweifel an dem Vorhandensein von drei Eiszeiten in der Hamburger Gegend erscheint diese Feststellung wichtig.

Dem obersten Geschiebemergel, der in diesen Bohrungen bis 5,2 m mächtig ist, gehören die Geschiebemergelflächen des Blattes an; er dürfte unbedenklich als »oberster Geschiebemergel« (om) anzusehen sein.

Der mittlere Geschiebemergel folgt in 23—24 m Tiefe, erreicht Mächtigkeiten von 14,5—25,1 m und ist mir auch noch aus Bohrungen im Orte Lokstedt bekannt geworden. Wir können ihn nur als »Unteren« Geschiebemergel (dm) oder Grundmoräne der vorletzten Vereisung auffassen.

Der tiefste Geschiebemergel wurde bis jetzt allerdings nur in einer Bohrung und zwar in 253 m Tiefe ermittelt und dürfte wohl als die Grundmoräne der ersten Vereisung (om) zu gelten haben.

Herr J. SCHLUNCK berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Hamburg und Wakendorf während der Felddienstzeit 1910:

Der ganze südlich der Elbe gelegene Teil des Blattes Hamburg gehört den Elballuvionen, der »Marsch« an und besteht fast ausschließlich aus einer Fläche von 2 m und über 2 m mächtigem Schlick, der als Süßwasserschlick noch kalkfrei ist, während kalkiger Schlick erst unterhalb Schulau unter dem Einfluß brackischen Wassers zur Ausscheidung kommt.

SCHLUNCK,
Elbschlick,
Blatt
Hamburg.
Endmoränen.
Blatt
Wakendorf.

Auf Blatt Wakendorf wurde zunächst mit der Bearbeitung des nordwestlichen Teiles begonnen, welcher das meiste Interesse bot, da sich hier ein wohlausgebildeter Endmoränenzug von Westen aus der Gegend von Oldesloe kommend mit einigen Unterbrechungen in ost-westlicher Richtung über Wakendorf, Götzberg, Henstedt und noch weiter über den Westrand des Blattes hinaus erstreckt. Dieser Grundmoräne gehören folgende Bodenerhebungen an, die sich durch meist sehr dichte Geschiebebestreuung und viele erratische Blöcke als Randaufschüttungen des Inlandeises erweisen:

Einige Hügel nördlich von Wakendorf, westlich davon einige noch höhere Hügel zu beiden Seiten der Chaussee von Wakendorf nach Henstedt, ein kleiner Sandhügel im Forstgehege »Amhorst«, und die höchste Erhebung des Blattes, ein Hügel mit der Meterzahl 70, der, von einer schönen Buchengruppe gekrönt, eine im ganzen Kreise Segeberg sichtbare Landmarke bildet. Am Südabhange dieses Hügelns waren zur Zeit der geologischen Aufnahme in zwei Gruben ergiebige Kieslager aufgeschlossen, die für das Dorf Götzberg jahrelang ein recht wertvolles Wegebaumaterial geliefert haben und noch liefern. Es folgt dann im Westen zunächst ein Hügel mit der Höhenzahl 62 und darauf die breite Erhebung, auf der das Dorf Götzberg mit der weithin sichtbaren Windmühle gelegen ist. Westlich der Henstedter Ziegelei findet dann der Endmoränenzug seine Fortsetzung in einigen flacheren Hügeln nördlich von Henstedt mit den Höhenzahlen 53 und 52,6.

Erweist sich der beschriebene Hügelzug im großen und ganzen als eine Aufschüttungsmoräne, so fehlt es doch auch nicht an Stauchungserscheinungen, die einzelne Teile derselben als Staumoräne kennzeichnen. Zwar sind Faltungen der Schichten und ähnliche Folgen des Eisschubes nirgends in diesem Gebiete aufgeschlossen, doch kann man indirekt durch die bei der Kartierung gemachten Erfahrungen auf solche schließen. Dicht nördlich der Götzberger Windmühle, auf der Koppel, über welche ein Fußweg hinführt, war eine Stelle, wo eine Handbohrung 2 m mächtigen Lehm ergab und wenige Schritte davon 2 m Sand erbohrt wurde. Ein so steiles Einfallen der Grenzfläche zwischen Lehm und Sand würde wenigstens eine Einfaltung des Sandes in

den Geschiebemergel voraussetzen. Da aber der Sand hier gänzlich geschiebefrei und feinkörnig ist und dem Handbohrer nicht den geringsten Widerstand entgegensetzt, während sonst die zahlreichen Geschiebe des Diluvialsandes das Bohren meist außerordentlich erschwerten, so ist es sehr wahrscheinlich, daß hier eine tiefere Bank des Diluvialsandes aufgestaucht ist und den Lehm durchragt. Dies würde auch mit ähnlichen Beobachtungen übereinstimmen, die der Verfasser in den verschiedensten Arbeitsgebieten, im Kreise Lauenburg, aber auch in Westpreußen machen konnte, daß nämlich der unter dem Geschiebemergel lagernde und diesen durchragende Sand vielfach geschiebefrei und von sehr gleichmäßiger Korngröße ist.

Es gibt indessen in der beschriebenen Endmoräne weit bedeutendere Wirkungen von Eisschub, als diese Anzeichen von Stauchungen, nämlich zahlreiche verschleppte Schollen von Tertiärtonen verschiedener Horizonte und vereinzelt auch von älterem Diluvium, deren genaue Untersuchung, da die Aufnahme des Blattes Wakendorf zunächst nicht fortgesetzt wird, nach Möglichkeit von einem anderen Arbeitsgebiete des Verfassers, dem nahe gelegenen Blatte Trittau, aus vorgenommen werden soll.

Herr GAGEL berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen bei Kiel und Lübeck:

Die Aufnahmen des Jahres 1910 ergaben bei Kiel, daß dort eine typische Grundmoränenlandschaft mit Mächtigkeiten des Oberen Geschiebemergels von 14 bis über 30, ja 40 m vorliegt. Der Obere Geschiebemergel wird von einem durchgehenden Wasserhorizont unterlagert, stellenweise von Interglazialtorf mit gemäßiger Flora und von Verwitterungszonen.

Das tiefere Diluvium ist dort meistens noch nicht einwandfrei zu gliedern; in etwa 100—120 m Tiefe liegt wieder ein sehr ergiebiger Wasserhorizont in den untermiocänen Braunkohlensanden. An einer Stelle war das Diluvium mit 157 m noch nicht durchsunken, und zeigte drei Glaziale, deren beide obere durch Interglazialtorf und eine Verwitterungszone getrennt sind, während

GAGEL,
Oberer
Geschiebe-
mergel, Inter-
glazial,
Talsande und
Taltone,
Flache Ge-
schiebemergel-
inseln im
Talsand-
gebiete,
Blätter Kiel
und Lübeck.

zwischen dem zweiten und dem tiefsten Geschiebemergel ein sehr mächtiger Sandhorizont mit artesischem Wasser liegt.

Die Aufnahmen bei Lübeck bewegten sich im wesentlichen in der aus Talsanden und Taltonen aufgebauten Lübeckischen Ebene, die im NW. von einer typischen Grundmoränenlandschaft begrenzt wird.

Mitten in den Talsanden und Taltonen liegen in der Gegend von Roggenhorst, Steinrade, Schönböcken langgestreckte, flach abradierte Züge von Oberem Geschiebemergel, die ebenso wie ein Teil der Taltone ein ganz ausgeprägtes NO.—SW.-Streichen zeigen. In den Talsanden und z. T. auch in den Taltonen kommen stellenweise nicht seltene und z. T. erheblich große Geschiebe (Drift) vor.

6. Provinz Sachsen.

Herr WIEGERS setzte die Aufnahmen auf den Blättern Neuwaldensleben (G.-A. 43, Nr. 43) und Exleben (G.-A. 42, Nr. 48) fort.

Wiegens,
Allgemeiner
Aufbau.
Blätter Neu-
waldensleben
und Exleben.

Es treten auf diesen Blättern von paläozoischen Formationen Culm, Rotliegendes und Zechstein, vom Mesozoicum Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, vom Känozoicum Tertiär und Diluvium auf. Das Tertiär ist in Gestalt unteroligocäner glaukonitischer Tone und Sande, die z. T. außerordentlich versteinungsreich sind, und als mitteloligocäner Septarienton entwickelt. Von Diluvialbildungen sind vorhanden: präglaziale (ev. pliocäne?) Kiese, interglaziale Schotter; ferner Lehm, Sande, Tone einer Vereisung, die mutmaßlich der jüngsten Vereisung entspricht, und Löß. Sichere Resultate über das Alter dieses Randdiluviums werden von der Schlußaufnahme 1911 sowie von einigen tieferen Bohrungen erwartet.

Herr TH. SCHMIERER berichtet über die Aufnahme des Blattes Helmstedt (G.-A. 42, 47) im Sommer 1910:

Im Sommer 1910 wurde bis auf einige abschließende Begehungen Blatt Helmstedt fertiggestellt. Aufgenommen wurde das

Gebiet südlich einer Linie, die durch die Ortschaften Mariental, Kl. Süpplingen, Schwanefeld, Kl. Bartensleben gelegt wird. Auf diesem Anteil des Blattes sind sämtliche Formationen vom Buntsandstein bis zum Quartär mehr oder weniger vollständig vertreten.

1. Trias.

A. Buntsandstein.

Der Buntsandstein setzt den größten Teil derjenigen Hochfläche zusammen, die mit dem rechten Ufer der Aller beginnt und sich bis zum Flechtinger Höhenzug erstreckt. Sämtliche 3 Stufen sind auf dem Blatte vertreten. Die Tiefbohrung 2 der Gewerkschaft Burbach, an der Chaussee von Walbeck nach Hörsingen im Röt, wenige Meter unter der Wellenkalkgrenze, angesetzt, hat den Buntsandstein mit 532 m durchsunken.

Bemerkenswert ist, daß nach den zahlreichen Kalibohrungen, die in der Störungszone des Allertals niedergebracht sind, der Buntsandstein dort durchweg fehlt. Er stellt sich erst wieder unter dem Lappwald ein.

a) Der Untere Buntsandstein ist in der Nordostecke des Blattes, nördlich von Hörsingen, und zwar fast nur durch seine hangendsten Schichten, die Rogensteinzone, vertreten. Während die tieferen Lagen vorwiegend aus rötlichen Tönen und glimmerreichen Schiefertönen bestehen, die sich in Wechsellagerung befinden mit meist dünnplattigen, auf den Schichtflächen glimmerreichen, weißen, grauen, grünlichen oder rötlichen Sandsteinen und Sandsteinschiefeln, gelegentlich auch mit dünnen Bänken von Rogenstein, schließen sich nahe der Grenze zum Mittleren Buntsandstein die festeren Bänke unter Rücktritt der tonigen Schichten zusammen. Am häufigsten sind in dieser Zone die Rogensteine, an zweiter Stelle beteiligen sich Kalksandsteine, aber auch rötliche Letten und Schiefertöne fehlen nicht gänzlich.

Charakteristisch für die Rogensteinzone sind Kalksandsteine, die etwas dickbankiger sind als sonst die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins. Gegenüber den Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins zeichnen sie sich durch ein etwas feineres Korn und

durch ihren Kalkgehalt aus. Überhaupt scheint der Untere Buntsandstein in unserem Gebiet kalkreicher zu sein als dessen mittlere Abteilung. In verwittertem Zustand sind die Kalkkörner in den Sandsteinen ausgelaugt, und an deren Stelle durchziehen lagenförmig angeordnete Poren das Gestein.

Sehr gewöhnlich sind auf den Schichtflächen der Kalksandstein- und Rogensteinbänke Trockenrisse, Netzleisten und Wellenfurchen zu beobachten. Große, schön ausgebildete Stylolithen finden sich nicht selten in feinkörnigen Lagen der Rogensteinbänke (Nieboldhagen).

Die Rogensteinzone setzt den größten Teil der fast ebenen Hochfläche nördlich Hørsingen zusammen. Trotzdem ist die Lagerung keineswegs regelmäßig. Streichen und Fallen wechseln im Gegenteil rasch und häufig. Die Ursache dieser Erscheinung ist wahrscheinlich in der unterirdischen Auslaugung der Zechsteinsalze zu suchen, die, wie verschiedene Bohrungen nachgewiesen haben, hier nicht mehr vorhanden sind. Die durch das unregelmäßige Nachsacken der Deckschichten hervorgerufenen wirren Lagerungsverhältnisse lassen nicht entscheiden, ob unsere Rogensteinzone aus einem einzigen Horizont besteht, oder ob an der Zusammensetzung des Plateaus nördlich Hørsingen nicht, wie vielfach sonst im nördlichen Harzvorlande, noch ein zweiter, tieferer Rogensteinhorizont beteiligt ist. Aus demselben Grunde mußte die Grenze noch unten, nach dem eigentlichen Unteren Buntsandstein, mehrfach konstruiert werden.

Die Mächtigkeit der Rogensteinzone beträgt ungefähr 25 m, die des gesamten Unteren Buntsandsteins schätzungsweise 200 bis 250 m.

b) Der Mittlere Buntsandstein beginnt über der Rogensteinzone fast unmittelbar mit grobkörnigen Sandsteinen, die mit tonigen Schichten wechsellagern. Im Vergleich zum Unteren Buntsandstein überwiegen die Sandsteine gegenüber den Schiefer-tonen und Tonen. Sie sind im allgemeinen kalkfrei, dickbankiger und grobkörniger als im Unteren Buntsandstein, doch sind auch glimmerreiche, dünnplattige bis geschieferte Sandsteine nicht selten.

Die Farbe der Sandsteine, die gewöhnlich ein kieseliges Bindemittel zeigen, ist rötlich, grünlich, grau oder auch — besonders oben — weiß. Graue und rote Tongallen durchsetzen häufig das Gestein. Im oberen Teil des Mittleren Buntsandsteins treten graue Sandsteine mit einem eigenartigen Stich ins Rötlichviolette auf, in denen Wirbeltierreste nicht selten sind (Papenholz der Gr. Bartenslebener Forst). Eine Ausscheidung dieser Stufe, die wohl den Chirotherien-Sandsteinen Thüringens entspricht, konnte jedoch nicht durchgeführt werden. Außer einigen sehr kleinen Sandsteingruben sind keine Aufschlüsse vorhanden. Bemerkenswerte Profile können daher nicht gegeben werden.

Die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins mag 150 bis 180 m betragen. Im Landschaftsbilde tritt er gegenüber dem Oberen Buntsandstein meist deutlich, wenig gegenüber dem Unteren hervor. Mittlerer Buntsandstein zieht sich in einem 1—2 km breiten Streifen zwischen den Ortschaften Eschenrode und Hörsingen durch die westlichen Teile der Kgl. Forst Bischofswalde hindurch über das Vorwerk Stemmerberg und das Papenholz der Gr. Bartenslebener Forst, verschwindet sodann unter diluvialer, teilweiser auch tertiärer Decke, um weiterhin nur an den Talhängen des an Klein-Bartensleben vorbeifließenden Baches nochmals auf kurze Strecke zum Vorschein zu kommen.

c) Der Oberere Buntsandstein nimmt ausgedehnte Flächen in der Umgebung von Walbeck, Eschenrode, Schwanefeld, Groß- und Klein-Bartensleben ein. Er beginnt unmittelbar über den grobkörnigen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins mit einem über das ganze Blatt zu verfolgenden Horizont von Kalksandsteinen mit *Myophoria fallax* SEEB. (= *costata* ZENK.), gelben Zellenkalken und Kasten-»dolomiten«, die mit denen des Mittleren Muschelkalks große Ähnlichkeit haben. Wie diese stellen die Zellenkalke wohl die Auslaugungsrückstände gips- und salzhaltiger Schichten dar. Damit stimmt überein, daß unmittelbar oder fast unmittelbar über diesem, die Grenze zwischen Mittlerem und Oberem Buntsandstein gut charakterisierenden Horizont eine Zone von Erdfällen auftritt, deren Entstehung ebenfalls auf unterirdische Auslaugung von Salz

oder Gips zurückzuführen ist. Die Erdfälle bezeichnen — aber natürlich nur ungefähr — das Ausgehende früherer Gips- und Salzlagen, wie sie heute intakt nur noch in einigen vom Ausgehenden weit entfernten Tiefbohrungen der Nachbarblätter, und zwar ebenfalls nahe der unteren Rötgrenze nachgewiesen worden sind. Die Auslaugungen haben wohl mit der Heraushebung des Flechtinger Höhenzuges eingesetzt, wobei erst das leicht lösliche Steinsalz weggeführt worden ist. Anscheinend ist es den Tageswässern vielfach auch heute noch nicht gelungen, die schwerer löslichen Gipse völlig zu entfernen. Jedenfalls sind viele der Erdfälle ganz jung, erst in den letzten Jahren entstanden. Diese Zone, die wegen ihrer geologischen Bedeutung auf der Karte ausgeschieden ist, wird bezeichnet durch reihen- oder gruppenförmig angeordnete Senken, mit Wasser erfüllte Pfuhle und trichterförmige Erdfälle, die in der Richtung des allgemeinen Schichtenstreichens von Klein-Bartensleben durch die Erxlebener und Groß-Bartenslebener Forst an Eschenrode vorbei bis ins Tal der Schölecke, teilweise noch unter diluvialer Decke, zu verfolgen sind.

Eine zweite, aber entschieden weniger bedeutende Auslaugungszone liegt nahe der oberen Grenze des eigentlichen Röts, unter den »Myophorienschichten«. In diesem Niveau finden sich bisweilen Gipsresiduen in Form von Knollen, die aus roten oder grünlichen Letten bestehen und aufs unregelmäßigste von Kalkspatdrusen und Gipsknötchen durchsetzt werden. Ausnahmsweise sind auch zwischen den roten und grauen Letten schmutziggraue Gipslagen erhalten geblieben. Solche sind früher bei der Gipschütte nördlich Gr. Bartensleben abgebaut worden.

Zwischen beiden Auslaugungs- bzw. Gipszonen liegt die Hauptmasse des Röts, rote, sehr zurücktretend grünliche oder graue Letten und Mergel. Selten und sehr vereinzelt finden sich in ihnen dünnbankige, feinkörnige, tonige Sandsteine von rötlicher Farbe.

»Myophorien-Schichten«. Die Grenze Röt-Muschelkalk ist in unserem Gebiet nirgends scharf. Statt der roten Letten des eigentlichen Röts stellen sich oben Tone und Mergel ein,

die gewöhnlich eine graue oder grünliche Farbe zeigen. Es sei aber ausdrücklich hervorgehoben, daß auch ausgesprochen rote Tone nicht völlig fehlen. Zugleich schieben sich zwischen diese Tone und Mergel einzelne Kalk- und Dolomitbänke ein. Diese festeren Zwischenlagen ähneln entweder den typischen Wellenkalken, oder sie unterscheiden sich von diesen durch einen deutlichen Stich ins Grünliche, bisweilen auch durch Glimmergehalt. Aufgeschlossen sind diese Übergangsschichten im Hohlwege zwischen Schwangfeld und dem Buchberg. Die Kalk- und Mergelagen sind hier sehr dünnplattig, häufig von zahlreichen Kalkspatdrusen durchzogen, ein Merkmal, das auch anderwärts, z. B. an der Chaussee westlich Eschenrode in diesen Schichten auffiel.

Sind Versteinerungen vorhanden, so sind sie zahlreich, aber immer schlecht erhalten. Gesammelt wurde *Gervillia socialis* QU., *Omphaloptycha gregaria* SCHL. sp., Rhizocorallien und Wirbeltierreste. Myophorien, anscheinend durchweg zu *M. vulgaris* BRONN gehörend, bedecken ganze Schichtflächen. Auch in verschiedenen Bohrungen der Nachbarblätter konnte diese Übergangszone, die den Myophorienschichten Thüringens entsprechen dürfte, nachgewiesen werden. In solchen führte sie bis nahe an die Grenze zum Wellenkalk einzelne Gipslagen und -knollen. Die Mächtigkeit der »Myophorienschichten« ist schwankend. Sie beträgt durchschnittlich etwa 20 m.

Im Landschaftsbilde entsprechen die »Myophorienschichten« dem Austieg zum Wellenkalk, sind daher meist von Wellenkalkschutt überdeckt. Mit dem eigentlichen Steilanstieg beginnen die geschlossenen Kalkbänke des Wellenkalkes.

Die Gesamtmächtigkeit des Röts mag 120 m (ohne Salz) bis 240 m (mit Salz) betragen.

B. Muschelkalk.

Der Muschelkalk ist hauptsächlich in seiner unteren Abteilung, dem Wellenkalk, auf dem Blatte vertreten. Mittlerer und Oberer Muschelkalk finden sich nur in der Südostecke des Blattes zwischen Alleringersleben und Belsdorf, letzterer außerdem in einer kleinen Scholle im Allertal nordwestlich Walbeck.

a) Der Untere Muschelkalk beginnt mit dünnplattigen, gelblichen, dolomitischen Kalken, im Landschaftsbilde mit einem deutlichen Steilanstieg. Dann beginnen sofort die Wellenkalken. Auf unserem Blatte läßt sich eine Spezialgliederung — dies sollen die abschließenden Begehungen im kommenden Sommer zeigen — vielleicht auf der Wellenkalkhochfläche nordöstlich Walbeck durchführen. Dort bildet der Wellenkalk eine sehr flache Mulde und ist höchstens 40 m mächtig. Da nun seine normale Mächtigkeit auf den Nachbarblättern 100—130 m beträgt, kann er bei Walbeck nur in seinem unteren Teile vorhanden sein. Die schmalen Wellenkalkvorkommen vom Klappersberg bei Schwanefeld, Generalsberg und Kalkberg bei Alleringersleben stellen in die Allertalspalte eingeklemmte, nicht näher zu gliedernde Schollen dar. Dagegen ist wohl in der flachgewölbten Hochfläche nordöstlich Alleringersleben der gesamte Wellenkalk vertreten, hier aber deshalb nicht zu gliedern, weil eine — wenn auch dünne — Decke von Löß und glazialem Diluvium ihn fast überall dem Auge entzieht.

Wenige (ca. 6—8) Meter über den gelben dolomitischen Kalken an der Basis des Wellenkalks konnten fast überall 1—2 Bänke eines durch flache, im Querschnitt langgestreckte und parallel den Schichtflächen angeordnete Wellenkalkgerölle charakterisierten Konglomerates nachgewiesen werden. Außer durch diese Konglomerate zeichnen sich die unteren 30—40 m des Wellenkalkes durch einzelne, etwa 5 cm dicke, häufig wieder auskeilende Kalkbänke aus, die vollkommen erfüllt sind von Gastropoden- und Scaphopodensteinkernen (*Omphaloptycha gregaria* SCHL. sp. und *Entalis torquata* SCHL. sp.).

Etwa 30 m über der unteren Wellenkalkgrenze ist sodann in sämtlichen Steinbrüchen der Kalk- und Zementwerke Drakenberg ein Horizont aufgeschlossen, der aus 2—3 m im frischen Aufschluß dickbankiger, gelber bis rotbrauner, teilweise stark dolomitischer Kalke besteht. In ihrem Liegenden und Hangenden treten schaumige oder oolithische dickbankige Kalke auf, die aber rasch und regellos in »krystalline« Kalke und weiterhin in Wellenkalk übergehen. Auf kurze Strecken finden sich auch typische

Schaumkalke mit zahlreichen Steinkernen. Einen durchgehenden, für die Kartierung brauchbaren Horizont scheinen nur die gelben Zwischenkalke abzugeben. Wahrscheinlich entspricht dieses Niveau den Oolithbänken Thüringens und Nordwestdeutschlands.

Jüngere Schaumkalkhorizonte konnten auf dem Walbecker Muschelkalkplateau nicht nachgewiesen werden. Aus Tiefbohrungen wissen wir aber, daß auf dem Triasplateau östlich der Aller auf den Nachbarblättern auch die Vertreter der Terebratelbänke als typische Schaumkalke mit *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. vorhanden sind, während die Schaumkalkzone im engeren Sinne an der oberen Grenze des Wellenkalkes nicht oder nur mangelhaft entwickelt zu sein scheint.

b) Der Mittlere Muschelkalk. Der Mittlere Muschelkalk, der in anderen Gebieten gewöhnlich gar nicht oder schlecht aufgeschlossen ist, ist in der Südostecke des Blattes am Steinberg in zahlreichen Gruben angeschnitten. Er besteht hier aus hellgrauen und grünlichen Mergeln und Mergelschiefern, hellen, dünnplattigen Kalken und dickbankigen, wahrscheinlich infolge von Auslaugung von Gips löcherigen und drusigen, teilweise zelligen, grauen Dolomiten (genauer: dolomitischen Kalken). Das Vorderrschen härterer Schichten, insonderheit der Dolomite, neben den weicherer Gesteinen des Gipskeupers, zwischen denen der Mittlere Muschelkalk hier eingekeilt ist, bewirkt, daß er nicht, wie sonst regelmäßig, im Landschaftsbild eine Senke, sondern im Gegenteil eine deutliche Anhöhe bildet. In einer der Gruben wurden auf der Schichtfläche eines plattigen Kalkes schlechte Hohldrücke von *Myophoria orbicularis* BRONN gefunden. Die genaue Lage dieses Kalkes im Schichtverbande, wahrscheinlich die Grenze zu mu, konnte leider nicht festgestellt werden.

Der Mittlere Muschelkalk führt in den Nachbargebieten in größerer Tiefe an geeigneten, vor Auslaugung geschützten Stellen Steinsalz. Seine Mächtigkeit beträgt ohne Salz 50 m, mit Salz etwa 100 m.

c) Der Obere Muschelkalk ist in 2 Schollen: im Allertal nordwestlich Walbeck und am Steinberg bei Belsdorf sowie

östlich von Alleringersleben nahe bei Ostingersleben erhalten geblieben. Wie in den Nachbargebieten ist typischer Trochitenkalk nicht nachzuweisen. Am Steinberg finden sich nur noch einzelne Trochiten in einem harten, an Wirbeltierresten sehr reichen Kalk. Der sonst für die Nodosusschichten charakteristische Wechsel zwischen Ton- und Kalklagen beginnt hier wie auf dem benachbarten Dorm, an der Asse und in der Bernburger Gegend schon im Niveau des Trochitenkalkes. Aufschlüsse sind auf dem Blatte nicht vorhanden. Nach den Lesesteinen sind die Kalke entweder dicht und versteinungsarm oder »krystallin« mit zahlreichen Fossilien. Bei Alleringersleben wurde gesammelt:

Lima striata GF.

Pecten discites BRONN

Gervillia socialis QU.

Monotis Albertii GF.

Encrinurus liliiformis LIAM.

zahlreiche Wirbeltierreste.

Ceratites nodosus HAAN. ist hier zwar nicht, aber in denselben Schichten auf den Nachbarblättern gesammelt worden.

Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks beträgt etwa 50 m.

C. Keuper.

Von den Ablagerungen des Keupers tritt der Kohlenkeuper nirgends an die Oberfläche. Der Mittlere Keuper nimmt große Gebiete in der Störungszone des Allertales ein; das Rät ist die im Gebiet des Lappwaldes am weitesten verbreitete Formationsstufe.

a) Der Mittlere Keuper hat seine Hauptverbreitung in der Umgebung von Beendorf, Gr. Bartensleben, Morsleben und Alleringersleben. Eine schmale, zwischen Rät und Lias eingeklemmte Gipskeuperscholle liegt nördlich Helmstedt auf dem westlichen Abhange des Lappwaldes. Bei den ungemein gestörten Lagerungsverhältnissen ließ sich eine speziellere Gliederung nicht durchführen.

Der Mittlere Keuper besteht auf dem Blatte fast ausschließlich aus roten und grünlichen Letten oder kalkreichen Mergeln, die bisweilen (Schwanefeld—Gr. Bartensleben) zu Steinmergeln verhärten. Sandige Einlagerungen, die vielleicht dem Niveau des Schilfsandsteins angehören, finden sich auf dem rechten Ufer des Salzaches bei Morsleben, weiße, deutlich oolithische Kalke am Vorberg nördlich Gr. Bartensleben.

Da die Gesteine des Mittleren Keupers den Letten des Rötts vielfach zum Verwechseln ähnlich sehen, war die Trennung beider dort, wo sie an der Allertalspalte zusammenstoßen, nur durch geradlinige Verbindung der an anderen Stellen in die Spalte eingeklemmten und wieder auskeilenden Wellenkalkschollen möglich.

b) Der Obere Keuper (Rät). Die Grenze zwischen Mittlerem Keuper und Rät ist im Anschluß nirgends zu beobachten. Die grünlichen Letten, mit denen der Gipskeuper abschließt, werden nach oben sandig und schließen auch Sandsteinbänke von auffallend grüner Farbe ein. Diese Grenzschichten sind mehrfach in der Umgebung von Beendorf, so am Harbker Berg und am Fußweg vom Kaliwerk zur Unteren Holzmühle, zu beobachten. Auf der Ostseite des Lappwaldes, besonders deutlich zwischen Morsleben und Walbeck, gliedert sich das Rät in 3 Abteilungen, einen unteren und oberen, vorwiegend aus Sandsteinen und einen mittleren, hauptsächlich aus kalkreichen Mergeln bestehenden Teil. Die besten Aufschlüsse liegen zwischen Morsleben und dem Brunmental.

Die untere Abteilung besteht aus einer schätzungsweise 20 m mächtigen Serie von Sandsteinen, zurücktretend Schiefertonen, Letten und Mergeln. Die Sandsteine sind bald dünn-, bald dickbankig, an der Basis grün, sonst weiß, gelblich oder rötlich. Das Bindemittel ist kieselig. Neben quarzitären Lagen kommen auch sehr mürbe, bindemittelarme Bänke vor, die an der Luft zu losem Sande zerfallen. Auf den Schichtflächen sind Wellenfurchen, Trockenrisse und Kriechspuren sehr häufig. Die Schiefertone und Letten sind hell, grünlich oder dunkel (bläulichschwarz).

Die Untere Abteilung des Räts ist nur noch im Steinbruch an der Unteren Holzmühle bei Beendorf gut aufgeschlossen, die übrigen in diesem Horizont angelegten Sandsteingruben am Harbker Berg bei Beendorf und im Salzholz bei Morsleben sind nicht mehr im Betrieb.

Die Grenze zwischen der unteren und der mittleren Abteilung ist gut aufgeschlossen in einer Grube am Wege von Bahnhof Beendorf nach Harbke. Hier stellen sich plötzlich über gelben, dickbankigen Sandsteinen kalkreiche grünliche, auch etwas rötliche, weiter oben graue und weiße Mergel ein. Weniger gut ist die Grenze zu beobachten in einer verlassenen Grube am Kleiberg südwestlich Walbeck. Die ebenfalls etwa 20 m mächtige Zone der Mergel des Mittleren Räts ist auf dem östlichen Abhange des Lappwaldes zu verfolgen von Walbeck bis Marienborn, auf dem westlichen Flügel der Lappwaldmulde vom Schützenhaus Helmstedt bis nach Harbke. Die Mergel setzen zweifellos weiter nach Süden auf das Blatt Hötensleben fort, fehlen aber in nordwestlicher Richtung schon auf den Nachbarblättern und scheinen dort durch Tone vertreten zu sein. Während die Rätmergel auf der Ostseite des Lappwaldes einen durchgehenden Horizont zwischen den hangenden und liegenden Rätssandsteinen bilden, keilen sie sich bei Helmstedt mehrfach aus oder teilen sich in mehrere, durch Sandsteinbänke getrennte Mergelhorizonte. Auch der Umstand, daß auf der Westseite des Lappwaldes zahlreiche streichende Störungen den Oberen Keuper durchziehen, erschwert die Deutung der stratigraphischen Verhältnisse. Jedenfalls treten aber auch hier die Mergel mitten im Rät auf, werden von Sandsteinen unterteuft und überlagert und sind deshalb auch hier besonders dargestellt worden.

Der hohe Kalkgehalt der Rät-Mergel hat zu einem Abbau in zahlreichen Gruben geführt, von denen die wichtigsten auf der Westseite des Lappwaldes am Ludgerikreuz bei Helmstedt, auf der Ostseite nahe der Quelle bei der Molkerei Walbeck, in Jagen 131 der Kgl. Forst, Jagen 38 und 30 der Herzogl. Forst, im Salzhorst bei Morsleben, und nordwestlich der Haltestelle Marienborn nahe der Bahn liegen. Die Mergel sind teils mürbe,

teils bilden sie härtere Bänke und ähneln gewissen Lagen im Steinmergelkeuper. Charakteristisch sind kieselsäurereiche Parteen, die sich besonders gerne im Hangenden der Mergel einstellen. Die Kieselsäure ist in Schlieren, Knollen und Knötchen ausgeschieden, oder sie bildet ein zusammenhängendes, die Mergel in der unregelmäßigsten Weise durchdringendes Skelett, das durch Verwitterung und Wegführung der kalkigen Bestandteile am deutlichsten zum Vorschein kommt (Grube bei der Unteren Holzmühle im Jagen 30 der Herzogl. Forst).

Am Ludgerikreuz bei Helmstedt durchziehen chalcedonartige Kieselausscheidungen gelbe Mergel und knollige Kalke, bei Walbeck und in einer verlassenen Grube beim alten Amalienbad Morsleben sind es schwarze Hornsteine, die sogar unter vollkommener Verdrängung des Kalkes ganze Bänke zusammensetzen. Mergel und Hornsteine scheinen fossilfrei zu sein; auch eine Prüfung der Hornsteine im Dünnschliff verlief in dieser Beziehung ergebnislos.

Aus der mittleren Abteilung des Räts gebe ich folgendes Profil, das an der Unteren Holzmühle bei Beendorf auf der linken Talseite aufgeschlossen ist:

| | |
|--|--------|
| Mergel-Schutt | 0,50 m |
| Mergel mit Kieselausscheidungen, die durch Verwitterung skelettartig hervortreten | 0,30 » |
| Helle, mürbe Mergel | 0,20 » |
| Härtere Bänke bildender Mergel | 1,00 » |
| Weißer, bröckeliger Mergel | 0,60 » |
| Hell- bis dunkelgrauer, bröckeliger Kalkmergel | 5,40 » |
| Harter, hellgrauer, ebenflächig zerklüftender Kalk, steinmergelähnlich, bisweilen brecciös (wird zur Straßenbeschotterung verwendet) | 0,28 » |
| Hellgrauer Mergel | 2,00 » |
| Dunkle Mergel | 1,00 » |
| Helle, senkrecht zerklüftende Mergel | 3,90 » |
| Fallen 6° SW. | |

v. STROMBECK¹⁾ hat diesen Mergelhorizont des Räts als lokale, auf die Gegend zwischen Helmstedt, Morsleben und Marienborn beschränkte Ausbildung der »obersten bunten Keupermergel« be-

¹⁾ Über den oberen Keuper bei Braunschweig. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. IV, 1852, S. 56 u. 75.

zeichnet, ihn also dem Mittleren Keuper zugerechnet. Die liegenden Sandsteine, die auf der östlichen Lappwaldseite nirgends fehlen, auf der Westseite dagegen mehrfach, so am Ludgerikreuz bei Helmstedt, durch streichende Störungen abgeschnitten sind, scheinen ihm demnach unbekannt geblieben zu sein.

Die obere Abteilung des Räts besteht wie die liegende Gruppe aus einer Serie von Sandsteinen und Schiefertönen, die schätzungsweise eine Mächtigkeit von 40 m erreichen. Sie bildet also die mächtigste der unterschiedenen 3 Stufen. Gegenüber der mittleren und unteren Abteilung tritt sie auf dem Lappwald entschieden in den Vordergrund. Der größte Teil der zahlreichen Sandsteinbrüche, von denen ich nur diejenigen beim Kurhaus Grasleben, am Hunger- und Klosterberge bei Walbeck, an der Oberen Holzmühle und Försterei Mesekeheide bei Beendorf nennen will, gehören der hangenden Stufe an. Die Sandsteine sind nicht zu unterscheiden von denjenigen der unteren Stufe, ebenso wenig die Schiefertone. Dagegen scheinen rosa bis ziegelrot gefärbte Tone nur im oberen Teile des Räts vorzukommen und von hier bis in den unteren Lias fortzusetzen. Ebenso scheinen nach den bisherigen Untersuchungen die geringmächtigen Kohlenflöze, die mehrfach in unserem und in benachbarten Gebieten Gegenstand eines kümmerlichen Bergbaues gewesen sind, auf diese Stufe beschränkt zu sein. Alte Halden und verfallene Schächte findet man bei der Försterei Mesekeheide und südlich Morsleben im Kaltenbachtal in der Nähe der Bahn. Über den Bergbau und die geologischen Verhältnisse am letztgenannten Orte macht H. CREDNER¹⁾ folgende Angaben: »In dieser Formationsgruppe, welche gegen Südost hin ununterbrochen bis zu dem obigen Bahneinschnitt fortsetzt, wurde in früherer Zeit, zuletzt im Jahre 1803, die Steinkohlengrube Amalie bei Morsleben betrieben. Von der Gesteinsfolge in den dort angelegten Schächten gab LEHMANN (Geschichte von Flözgebirgen, Berlin 1756, S. 184) ein auf seinen

¹⁾ Über die an der Magdeburg-Helmstedter Eisenbahnlinie aufgeschlossenen Glieder der Rätischen Gruppe und der Juraformation. Zeitschr. f. ges. Nat. N. F. 1873, VIII, S. 146 ff.

eigenen Beobachtungen beruhendes Profil. Danach wechseln unter 9—11 m mächtigem, z. T. sandigem, grauem Schiefer-ton 2—8 m mächtiger Sandstein, meist hellgrau, z. T. ockerfarbig und eisenschüssige Sandsteinkonkretionen einschließend, mit hellgrauem bis dunkelbraunem, meist sandigem Schiefer-ton von 7 m Mächtigkeit bis zu dem oberen, 0,2—0,4 m mächtigen Kohlenflöz. Unter diesem folgten:

- 7 m schwarzgrauer Schiefer-ton,
- 2 » feinkörniger Sandstein,
- 0,1 » Steinkohle von guter Beschaffenheit (2. Flöz),
- 2 » dunkelgrauer bis schwarzer Schiefer-ton,
- 3—4 m grauer, toniger Sandstein mit Schwefelkies.

Bei den zu Anfang dieses Jahrhunderts auf der Grube Amalie betriebenen Bauen schloß man angeblich drei, wahrscheinlich jedoch nur die zwei von LEHMANN erwähnten, mehrfach verworfenen Flöze auf, welche zwar ein gleiches Streichen WNW. gegen OSO. hatten, aber von mehreren von S. gegen N. streichenden Verwerfungsklüften unterbrochen waren und zwischen diesen in ihrem Fallwinkel zwischen 5 und 30° wechselten. Nachdem man das Kohlenfeld und zwar den östlichen Flügel durch einen im Talgrunde des Kaltenbachs nahe unterhalb der jetzigen Eisenbahnlinie angesetzten Stollen und den westlichen Flügel durch einen tieferen, in dem erwähnten Talgrunde nahe bei Morsleben mündenden Stollen untersucht hatte, wurde der Betrieb des Bergwerkes wegen der geringen, höchstens 0,4 m erreichenden Mächtigkeit und der häufigen Verdrückungen der Kohlenflöze, sowie wegen der mehrfachen Verwerfungen derselben eingestellt«.

Wenige Zentimeter mächtige Kohlenflözchen sind auch heute noch mehrfach in Aufschlüssen über Tage auf dem Blatte wie in den Nachbargebieten nachzuweisen. Die Kohle ist äußerst bröcklig, meist sehr reich an Schwefelkies¹⁾, in ihrer Mächtigkeit stark schwankend, von zahllosen kleinen Verwerfungen durchsetzt und tritt stets mit schwarzen kohligen Schiefer-tonen in Verbindung, mit denen sie alle Übergänge bildet. Trotz der Minderwertigkeit

¹⁾ Neben der Kohle wurde früher in der Vitriolhütte bei Wefensleben der mit vorkommende Schwefelkies zur Vitriolbereitung verwendet.

der Kohle sind wohl die Flöze als an Ort und Stelle gebildet, als autochthon zu betrachten. Fast überall, wo solche Flözchen vorkommen, ist nämlich zu beobachten, daß die Sandsteine im Liegenden von zahllosen senkrecht zur Schichtfläche angeordneten Pflanzenstengeln durchzogen werden, an deren Stelle heute ein Hohlraum oder geringe Kohlenspuren zurückgeblieben sind. Diese meist dickbankigen Sandsteine fallen sofort durch ihre eigenartige Struktur ins Auge. Geringe Kohlenflözchen waren — stets im oberen Teile des Räts — während der Aufnahme aufgeschlossen: an der Bahnlinie südlich Morsleben in der Nähe des alten Schachtes, durch einen vorübergehenden Aufschluß im Bahneinschnitt der Beendorf-Marienborner Kleinbahn hinter Kaliwerk Alleringersleben, in einem kleinen Steinbruch hinter der Oberen Holzmühle bei Beendorf (dieses Flözchen ist wohl das früher bei Försterei Mesekenheide abgebaute).

Nach CREDNER waren auch im Bahneinschnitt zwischen Haltestelle Marienborn und dem Kaltenbachtal geringe Kohlenflözchen aufgeschlossen.

Ein beinahe vollständiges Profil der hangenden Gruppe des Räts wird durch die schon mehrfach genannten Steinbrüche bei der Oberen Holzmühle erschlossen. Im Folgenden gebe ich das Profil der beiden Steinbrüche und zwar vom Hangenden zum Liegenden:

Sandsteinbruch von Döring und Lehrmann:

| | |
|--|--------|
| Sandsteinschutt | 1,20 m |
| Heller Sandstein, oben durch Verwitterung mürbe, senkrecht zur Schichtfläche von Pflanzenstengeln durchzogen, abwechselnd dünn- und dickbankig | 3,80 » |
| Bröckeliger, knolliger Sandstein | 0,35 » |
| Weißer und gelblicher, dickbankiger Sandstein | 2,80 » |
| Helgraue, sandige Letten mit undeutlichen, verkohlten Pflanzenresten | 0,35 » |
| Graue Sandsteinbank | 0,10 » |
| Blaugrauer Schieferton, unten sehr dünnschiefrig und mit dünnen Sandsteinlagen; zahlreiche undeutliche Pflanzenreste | 1,15 » |
| Gelbliche Sandsteinbank | 0,17 » |

| | |
|---|--------|
| Sehr dickbankiger Sandstein, gelblich, quarzitisch; Hauptwerksteinbank, zu Grabsteinen, Brückenbogen usw. verarbeitet | 2,45 m |
| Heller, dünnbankiger Sandstein | 1,45 » |
| Dickbankiger (30—50 cm), weißer und gelblicher, kieseliger Sandstein | 1,75 » |
| Schutt. | |

Darunter sollen noch 2,5 m eines meist plattigen, zu Schleifsteinen geeigneten Sandsteines anstehen, der aber wegen starken Wasserandranges nicht mehr abgebaut wird. Dieser plattige Sandstein bildet das Hangende des in östlicher Richtung anschließenden Bruches:

| | |
|--|--------|
| Sandstein-Schutt | 2,00 m |
| Weißer wohlgeschichteter Sandstein | 0,75 » |
| Dünnplattiger (3—10 cm) heller Sandstein | 0,22 » |
| Dickbankiger (30 cm), rein weißer Sandstein, wohlgeschichtet, mit Wellenfurchen. Wird nach unten dünnplattig und geht in sandige Letten über | 1,30 » |
| Hellgraue und karminrote Letten, kalkfrei, mit wenigen, linsenförmig eingelagerten, glimmerig-kohligen Sandsteinen | 0,47 » |
| Gelblicher bröckeliger Sandstein | 0,15 » |
| Graue, knollige, sandige Letten bis tonige Sandsteine | 0,62 » |
| Dunkle Schiefertone mit mm-dünnen sandigen Zwischenlagen | 0,30 » |
| Harter, quarzitischer, weißer Sandstein, Pflanzenstengel senkrecht zur Schichtfläche | 0,48 » |
| Graublau sandige Letten | 0,10 » |
| Gelber, mürber Sandstein mit Pflanzenstengeln | 0,20 » |
| Graublau, kohlige, schwefelkiesreiche Letten mit undeutlichen Pflanzenresten | 1,50 » |
| Sandiger Toneisenstein, knollenförmig | 0,10 » |
| Graublau, kohlige, schwefelkiesreiche Letten mit undeutlichen Pflanzenresten | 0,40 » |
| Toneisensteinbank mit wechselnder Mächtigkeit | 0,20 » |
| Graublau und gelbe Letten | 0,35 » |
| Gelber, eisenschüssiger, mürber Sandstein | 0,10 » |
| Grünlichgraue Letten mit 2 sandigen Zwischenlagen | 1,00 » |
| Kieseliger, heller Sandstein | 0,10 » |
| Blauschwarze Letten | 1,00 » |
| Undeutlich geschichtete weiße und gelbliche Sandsteine, Wellenfurchen (Werkstein). | 5,20 » |

Fallen 10° SW.

Fossilien sind im allgemeinen selten. In den Sandsteinen der Aufschlüsse im Brunntal werden von Zeit zu Zeit wohl erhaltene Pflanzenreste gefunden. Während der Aufnahme wurde gesammelt: *Dictyophyllum exile* (BRAUN, NATHORST), *Palissya sphenolepis* BRAUN, NATHORST (= *P. Brauni* aut.). (Vergl. im übrigen BARTH, Beiträge zur Geologie von Helmstedt, Zeitschr. f. Naturw. 65, 1892, S. 114.)

Die Fauna ist sehr spärlich. Nahe der Grenze zum Lias fanden sich am Wege von Weferlingen nach Helmstedt, Jagen 142 der Kgl. Forst, in zahlreichen Individuen, aber schlecht erhalten, *Protocardia raetica* MER. und *Gervillia praecursor* QU. *Anoplophora postera* DEFFN. bedeckt, wo sie auftritt, ganze Schichtflächen, so in einem kleinen Aufschluß zwischen Badeteich und Schützenhaus Helmstedt. Reicher, besonders an *Anopl. postera*, sind die Rätsandsteine auf dem Nachbarblatte Weferlingen. Dort konnte auch *Avicula contorta* nachgewiesen werden.

2. Jura.

Der Jura ist auf dem Blatt in allen 3 Abteilungen, aber nur sehr lückenhaft durch einzelne Stufen vertreten. Am vollständigsten vorhanden ist der Untere Lias von den Pylonoten- bis zu den Ziphus-Schichten. Mittlerer und Oberer Lias treten nur in einzelnen Schollen an die Oberfläche. Die EWALD'sche und STROMBECK'sche Karte geben nahe beim Dorfe Walbeck Posidonienschiefer an, und auch BRAUNS (Der Mittlere Jura, S. 14) erwähnt Posidonienschiefer von Walbeck mit *Amm. borealis* SEEB. und *Amm. communis* SOW.; bei der Aufnahme ist es jedoch nicht gelungen, unter den liasischen Tonen und Schiefertönen am Westende von Walbeck Posidonienschiefer nachzuweisen.

Auch der Mittlere Jura mag auf dem Blatt in mehreren Stufen vertreten sein, in Sonderheit in der Umgebung von Beendorf. Der völlige Mangel an Aufschlüssen, der fast durchweg gleichbleibende petrographische Charakter und die selten fehlende Diluvialbedeckung machen jedoch eine Spezialgliederung auf der Karte zur Unmöglichkeit. Nachdem im Nachbargebiete (in den Schacht- und Bohraufschlüssen von Wefensleben und Belsdorf) der Untere und ein Teil des Mittleren Doggers und auf Blatt

Helmstedt beim Abteufen des Beendorfer Kalischachtes die Macrocephalen- und Ornatenschichten des Oberen Doggers durch Fossilfunde nachgewiesen werden konnten, ist wohl kaum daran zu zweifeln, daß auch die übrigen Horizonte des Braunen Jura zur Ablagerung gelangt und in einzelnen Schollen in der Störungszone des Allertales erhalten geblieben sind.

Vom Oberen Jura kennen wir bisher nur völlig aus dem Schichtenverbände gerissene Reste von Oberem Oxford und (?) Unterem Kimmeridge und in abweichender Ausbildung verschiedene Stufen des Oberen Weißen Jura.

A. Unterer Jura (Lias).

a) Unterer Lias.

Die Schichten mit *Psiloceras* sp. sp. und mit *Schlotheimia angulata* SCHL. sp.

BRAUNS führt (Unterer Jura, S. 55) Pylonoten-Schichten von Helmstedt ohne nähere Ortsangabe auf und rechnet dazu etwa 10 m mächtige mürbe Sandsteine und Sandmergel. Bei der Aufnahme war diese Stufe nirgends auf dem Blatt aufgeschlossen; ihr Vorhandensein wird aber durch den Fund eines *Psiloceras* bei Walbeck (Jagen 135 der Kgl. Forst) erwiesen. Auf dem Nachbarblatte Weferlingen sind die Pylonotenschichten gut aufgeschlossen in der Ziegelei Mackendorf. Da sie sicher wesentlich am Aufbau des Blattes Helmstedt beteiligt sind, möge das Profil hier folgen:

| | | | |
|------------|---|---|--------|
| Angulaten- | } | Dünnpaltige Sandsteine mit Kreuzschichtung in Wechsel- | |
| Schichten | | lagerung mit sandigen Tonen | 12 m |
| | } | Grünliche, tonige, wulstige Sandsteine. | 2,55 » |
| | | Dunkle Schiefertone mit Sphärosideritknollen | 9,00 » |
| Pylonoten- | } | Dünnschiefriger, glimmerreicher Sandstein, grau oder | |
| Schichten | | gelb, eisenschüssig, mürbe, mit zerdrückten Psiloceraten und <i>Modiola</i> . Ist durch Verwitterung aus grauem | |
| | | Kalksandstein hervorgegangen | 0,50 » |
| | | Blauer Schiefertone | 1,20 » |
| | } | Gelbe bis graue tonige Sandsteinbank mit zahlreichen zer- | |
| | | drückten Psiloceraten (Streichen 23 ³ / ₄ , Fallen 30° N.) | 0,60 » |
| | } | Bläuliche Tone | 1,00 » |
| Rät | | Sandsteinbank quarzitisches, oben in plattige, glimmerreiche | |
| | | Sandsteine übergehend | 0,65 » |
| | | usw. | |

Die Grenze des Lias gegen den Rätkeuper ist hier keineswegs scharf. Sie ist bei der Aufnahme dahin gelegt worden, wo die dickbankigen Sandsteine aufhören und vorwiegend dünnplattige, mit Tonen wechsellagernde glimmerreiche Sandsteine beginnen. Gewöhnlich wird diese Grenze durch die widerstandsfähigen, einen Anstieg bildenden Sandsteine des Räts im Gelände deutlich markiert. Bemerkenswert ist, daß mehrfach nahe der Rät-Lias-Grenze hellrötliche bis grell karminrote Tone auftreten. Solche beginnen, wie oben ausgeführt, schon im oberen Rät. Im Bahneinschnitt am Hagholz südwestlich Morsleben stellte H. CREDNER beim Bau der Bahn folgendes Profil fest¹⁾:

- | | |
|--|------------|
| k) Schwarzgrauer Schieferton | bis 1,5 m |
| i) Schmutzig gelblichgrauer, mürber, oft eisenschüssiger Sandstein in meist 0,1 m starken Bänken, nesterweise mit Hohlräumen und Steinkernen von <i>Gryphaea arcuata</i> angefüllt | 1,5—2 » |
| h) Magerer, schwarzgrauer Schieferton, ohne Spuren organischer Reste | etwa 15 » |
| g) Schmutziggrauer, grünlichgrauer bis gelblichgrauer mürber Mergelsandstein in 0,03—0,1 m starken Schichten, z. T. in Sandschiefer übergehend. Mehrere Schichten des Sandsteins sind ganz angefüllt mit kleinen, nur in Steinkernen erhaltenen Gastropoden und einzelnen Bivalven, namentlich | |
| <i>Cerithium etalanse</i> (hh) bis 5 mm lang, | |
| <i>Turritella turrilata</i> DKK. (hh), | |
| <i>Dentalium etalanse</i> (h) | |
| <i>Astarte obsoleta</i> (3—4 mm weit und hoch), | |
| <i>Gryphaea arcuata</i> var. <i>nucleiformis</i> , | |
| <i>Ammonites</i> in undeutlichen Abdrücken. | |
| f) Dunkelgrauer Schieferton, zu unterst aus einer 1 m mächtigen Lage grauen, fetten, darüber aus dunkelgrauem, magerem Schieferton bestehend, ohne Spuren organischer Reste | gegen 12 m |
| Gleichfarbig tiefroter Ton | 0,3 » |
| e) Feinkörniger, gelblichweißer, nach der oberen Grenze zu rötlich gefärbter Sandstein in starken, 8 m mächtigen Bänken, welche unter 15° gegen WSW. einfallen. Enthält <i>Modiola minima</i> (?) | 8 » |

Heute sind in dem beschriebenen Bahneinschnitt nur noch einige der dickbankigen Sandsteine und an einer Telegraphen-

¹⁾ a. a. O. S. 149, 150.

stange der grellrote Ton zu beobachten. Etwa 100 m nördlich vom Bahneinschnitt entfernt wurden zur Zeit der Aufnahme dieselben roten Tone mit Hilfe eines nur wenige Meter von ihrem Ausgehenden angesetzten, etwa 5 m tiefen Schachtes und einer dem Fallen folgenden Strecke abgebaut. Er bildet ein sehr wertvolles Färbemittel für die Keramik. Nach Aussage des Betriebsleiters soll der Ton zu beiden Seiten der Strecke plötzlich durch anders gefärbte, vorwiegend graue und bläuliche Tone ersetzt werden. Die höchstens 0,5 m mächtigen Tone werden in der Strecke von einer dünnen Lage eines schaligen Roteisensteins eingeschlossen.

Ähnliche rotgefärbte Tone sind nahe der Rät-Lias-Grenze auf unserem Blatte noch mehrfach beobachtet worden. Sie bilden aber jedenfalls keinen durchgehenden Horizont. Die roten Tone, die zu demselben technischen Zwecke in den Helmstedter Tonwerken abgebaut werden, gehören einem höheren stratigraphischen Niveau, nach meiner Auffassung, den Angulatenschichten, an.

An der Zusammensetzung des untersten Lias sind, wie aus den obigen Profilen hervorgeht, dunkle Schiefertone und meist dünnplattige, gelbliche, glimmerreiche Sandsteine bis Sandsteinschiefer beteiligt. Wie die Aufschlüsse in der Mackendorfer Ziegelei zeigen, gehen diese plattigen Sandsteine aus grauen Kalksandsteinen hervor. Häufig findet sich im Innern der dickeren Sandsteinbänke noch ein Kern von unverwittertem grauem Kalksandstein. Durch die Verwitterungsvorgänge werden die Petrefakten vielfach erst sichtbar gemacht. Ein einziger angewitterter Kalksandsteinblock aus dem Abraum der Mackendorfer Ziegelei lieferte neben *Psiloceras Johnstonei* eine individuenreiche Fauna von Cardinien, kleinen Bivalven, Gastropoden und Echinodermen, deren Bearbeitung noch aussteht.

Die meist dunklen Schiefertone scheinen völlig frei von organischen Resten zu sein. Sie sind bei Mackendorf reich an Sphärosideritknollen. In der Schachtvorbereitung Walbeck II wurde eine mächtige Serie von fossilfreien Schiefertönen und dünnplattigen, häufig durch Kreuzschichtung ausgezeichneten Sandsteinen

in beständiger Wechsellagerung über den Rätsandsteinen erbohrt, die wohl ebenfalls die Pylonotenschichten mit vertreten.

Auf der Karte konnte eine Trennung zwischen den Pylonoten- und den Angulatenschichten wegen des völlig gleichbleibenden petrographischen Charakters und des Mangels an bezeichnenden Fossilien nicht vorgenommen werden. Neben der petrographisch gleichartigen Zusammensetzung haben die Angulatenschichten das mit den Pylonotenschichten gemeinsam, daß die Fossilien fast nur auf die Sandsteine oder auf Eisensteingeoden in den Schiefer-tonen beschränkt sind, während diese selbst so gut wie völlig frei davon sind. Besonders reich sind die Kalksandsteine, die auf der Sohle der Fickendey'schen Tongrube in Helmstedt anstehen, und die auch nördlich von Helmstedt in der Nähe der Abdeckerei auf den Feldern umherliegen. Sie bilden wahrscheinlich die Basis der Angulaten- und die Grenze zu den Pylonotenschichten. Die häufigsten Fossilien sind hier folgende:

- Modiola Hillana* SOW.,
Cardinia concinna SOW.,
Pholadomya corrugata DKR. u. K.,
Lima gigantea SOW.,
 » *pectinoides* SOW.,
Pecten subulatus MÜNST.,
Perna sp.

Andere, einem höheren Niveau der Angulatenschichten angehörende Sandsteine sind auffallend reich an kleinen Gastropoden, Scaphopoden und Zweischalern (*Cerithium etalense*, *Turritella turvilata* DKR., *Dentalium etalense*, *Astarte obsoleta* usw). Auch dickbankige, quarzitishe, leicht mit Rätsandstein zu verwechselnde Lagen finden sich in den Angulatenschichten, jedoch nur ausnahmsweise.

Schlotheimia angulata SCHL. sp. ist in unserem Gebiet ziemlich selten, besonders in den Sandsteinen. Etwas häufiger finden sich Hohldrücke von Schlotheimien in den Toneisensteinen am Wege, der die Chaussee Helmstedt-Weferlingen und Helmstedt-Mariental verbindet sowie in den Toneisensteinen der Fickendey-

schen Tongrube bei Helmstedt. Die Mächtigkeit der Angulaten-schichten ist mit 50 m nicht zu hoch veranschlagt.

Die Arietenschichten sind in der Helmstedter Gegend als mehr oder weniger kalkige oolithische Eisensteine oder eisen-schüssige Sandsteine entwickelt.

Besonders eisenreich sind die Eisensteine am Roten Berge bei Harbke, sie bleiben aber in ihrem Eisengehalt immer noch weit zurück hinter den bekannten mittelliasischen Eisensteinen von Rottorf a. Kley. Die Arieten-Schichten treten gegenüber den älteren und jüngeren Liastonen im Gelände deutlich hervor; das ockerartige Verwitterungsprodukt ist auch im Bohrer leicht zu erkennen. An Fossilien sind die Arietenschichten an vielen Punkten reich, besonders am Roten Berge bei Harbke, im Pluderbusch bei Helmstedt und in der Umgebung von Mariental. Die Schale der Versteinerungen ist nur ausnahmsweise erhalten und besteht dann aus Kalkspat, nicht aus Eisenstein.

Das weitaus häufigste Fossil, jedenfalls am Roten Berge und im Brunnental bei Helmstedt, das den Horizont gegenüber den Eisensteinen der Jamesonischichten sofort erkennen läßt, ist *Pseudomonotis Sinemuriensis* D'ORB. (*Avicula inaequivalvis* SOW). Fast ebenso häufig ist *Gryphaea arcuata* und *Arnioceras geometricum* OPP. Außerdem kommen nicht allzuseiten vor:

Coroniceras bisulcatum BRUG.,

» *Gmündense* OPP.,

Schlotheimia Charmassei D'ORB.

Pecten subulatus MÜNST.,

» *textorius* SCHLOTH.

Pleurotomaria anglica SOW.

Die Mächtigkeit der Arietenschichten beträgt etwa 10 m.

Die Schichten mit *Deroceras ziphus* und mit *Ophioceras varicostatum* werden vertreten durch dunkle, ton-eisensteinreiche Schiefertone, die die Eisensteine der Arieten-schichten überlagern und nördlich von Bad Helmstedt den Kern der Lappwaldmulde bilden. Aufschlüsse fehlen völlig, und auch Fossilfunde sind auf unserem Blatte nicht gemacht. Nach den

stratigraphischen Ergebnissen auf den Nachbarblättern Süplingen und Gr. Twülpstedt enthalten aber die Schiefertone im Hangenden der Eisensteine die für diese Zone bezeichnenden Versteinerungen.

H. CREDNER beschreibt ferner in der schon mehrfach erwähnten Arbeit S. 150, 151, wiederum aus dem Bahneinschnitt südwestlich Morsleben im Steingehege der Harbker Gutsforst, einen schmalen, zwischen den Angulatenschichten eingesunkenen Graben, der folgendes Profil zeigte:

- o) Gelblichgrauer Schiefertone mit schwachen Lagen von dichtem tonigem Kalkstein, welcher zum Teil in tonigen Sphärosiderit übergeht; in ihm kommen *Belemnites brevis* und *Rhynchonella rimosa* spärlich vor.
- n) Dichter, grauer, toniger Kalkstein, in tonigen Sphärosiderit übergehend. In dieser sehr gleichmäßig durch die ganze Strecke fortsetzenden Gesteinsbank findet sich:
 - Ammonites raricostatus* ZEN., nesterweise häufig mit wohl erhaltener horngrauer Schale, einzelne Exemplare 30 bis 40 mm groß.
 - Belemnites brevis* QU., (Jura Tab. 13, Fig. 1),
 - Rhynchonella rimosa* BUCH.,
 - Terebratula numismalis* (var. *juvenis* QU., Jura S. 143, Tab. 17, Fig. 45 u. 46).
 - Terebratula ovatissima* (*Terebr. cor* LMK., QUEENST., Jura, S. 75, Tab. 9, Fig. 1) 0,3 m
- m) Gelblichgrauer Schiefertone mit schwachen Zwischenlagen von rötlichgrauem, tonigem Sphärosiderit mit flachgedrückten Exemplaren von Ammoniten gegen 3 m
- l) Schwarzgrauer, magerer Schiefertone, in Mergelschiefer übergehend, aufgeschlossen 15 m

Die Schichten l und m gehören wohl der Zone des *Deroceras ziphus*, n und o derjenigen des *Ophioceras raricostatum* an.

b) Mittlerer Lias.

Die auf dem Nachbarblatte Süplingen gut entwickelten, zur Zone der *Dumortieria Jamesoni* gehörigen Eisensteine sind auf Blatt Helmstedt im Gebiete des Lappwaldes der Denudation zum Opfer gefallen und scheinen auch in der Störungszone des Allertales zu fehlen. Dagegen tritt hier an der Haltestelle Morsleben eine zwischen Rät und Tertiär eingekeilte Scholle eines höheren Horizontes des Mittleren Lias auf. Es sind vorwiegend dunkle Schiefertone und

graue Mergel. Es gelang nur, Bruchstücke von Belemniten, sowie solche von *Aegoceras capricornu* SCHL. und *Amaltheus margaritatus* zu finden. Wahrscheinlich umfaßt diese Scholle sowohl die Capricorn- wie die Amaltheenschichten.

c) Oberer Lias.

Der Obere Lias war früher nach der v. STROMBECK-EWALD'schen Karte in der Stufe der Posidonienschiefer bei Walbeck aufgeschlossen und enthielt nach BRAUNS *Hildoceras boreale* v. SEEB. sp. und *Dactylioceras commune* SOW. sp. Bei der Aufnahme waren in einer Grube am Westrande des Dorfes zwar fossillere Tone des Lias aufgeschlossen, die sowohl nach ihrer petrographischen Beschaffenheit wie nach ihrem paläontologischen Inhalt leicht kenntlichen Posidonienschiefer konnten aber trotz sorgsamer Begehung nicht mehr aufgefunden werden.

Zweifellos sind auch die Schichten mit *Grammoceras Aalense* und *Lytoceras iurense* in der Helmstedter Gegend zur Ablagerung gelangt, aber auf unserem Blatte nirgends erhalten geblieben. Sind doch, wie Tiefbohrungen und Schachtaufschlüsse auf dem südlich anstoßenden Blatte Hötensleben gezeigt haben, hier die Grenzschichten zwischen Lias und Dogger und zwar von den Posidonienschiefern ab bis zu den Coronatenschichten anscheinend vollständig vorhanden!

B. Mittlerer Jura (Dogger).

Eine spezielle Gliederung der hierher gehörigen Schichten konnte nicht durchgeführt werden, weil fast nur Tone auftreten, in denen Aufschlüsse völlig fehlen, und die außerdem größtenteils durch eine dünne Lößdecke verhüllt werden. Zwischen Dorf Beendorf und dem Schachte stehen Tone von dunkler oder eigenartig grünlicher Färbung an. Eben solche grünlichen Tone wurden zur Zeit der Aufnahme im Fortstreichen auf der Nordseite des Förderturmes des Kaliwerkes unter 2—3 m Löß und Geschiebemergel angetroffen. Beim Abteufen des Kalischachtes selbst wurden aber unmittelbar unter Diluvium in mit 70—80° einfallenden Schiefer-tonen Fossilien gefunden, welche die Zugehörigkeit dieser Tone zum

Dogger beweisen. Hierauf gründet sich die Auffassung der Tone zwischen Beendorf und dem Schacht als Dogger. In diesem Sommer wurden beim Abräumen der alten Halde beim Schacht folgende Fossilien in einem hellgrauen, glimmer- und schwefelkiesreichen Schiefertone gefunden:

Cucullaea subdecussata MÜNST.

Posidonia ornati QU. (?) } aus einem
Macrocephalites sp. } Gesteinsblock

Pholadomya Murchisoni SOW.

Proplanulites Königii SOW.

Cosmoceras 2 sp. aus der Gruppe des *Jason* REIN.

Aus dieser kleinen Liste geht mit Sicherheit hervor, daß beide Zonen des Oberen Doggers, die Macrocephalen- wie die Ornatenschichten, hier vertreten sind.

(Nachtrag während des Druckes. Nordwestlich Beendorf treten mürbe, fast schichtunglose, teilweise glimmerreiche Sandsteine auf, deren geologisches Alter bei der Aufnahme zunächst nicht festgestellt werden konnte. Westlich und östlich davon schließen sich dunkle Tone an, von denen aber ebenfalls nicht feststand, wie weit sie dem Lias, wie weit dem Dogger angehörten, und wie sie sich zu den Sandsteinen verhielten, ob diese eine Einlagerung in den Tonen darstellten oder eine durch Verwerfungen begrenzte Scholle.

Nun ist Herrn MESTWERDT bei der Aufnahme des Blattes Gr. Twülpstedt aufgefallen, daß zahlreiche der dort auftretenden Sandsteine, die auf der EWALD'schen Karte als »Rät« bezeichnet werden, beiderseits von jurassischen Tonen begrenzt werden. Veranlaßt durch diese immer wiederkehrenden Lagerungsverhältnisse und durch die vom Typus der Rätssandsteine abweichende mürbe Beschaffenheit der Sandsteine faßt sie MESTWERDT als Einlagerung in den Tonen des Doggers auf.

Die genannten Sandsteine von Beendorf sind m. E. ebenfalls hierher zu rechnen, wie auch — was nebenbei bemerkt sei — zahlreiche »Rätssandsteine« EWALDS auf den Nachbarblättern Hötensleben und Seehausen.

Neue bergbauliche Aufschlüsse¹⁾ in der Umgebung von Wefensleben und Belsdorf haben es ermöglicht, die stratigraphische Stellung dieser Sandsteine genauer zu bestimmen. Die Schachtvorbohrung Wefensleben III ist in einem Sandstein angesetzt, der, gegenwärtig im ersten Bahneinschnitt südöstlich Bahnhof Wefensleben gut aufgeschlossen, dem Rätsandstein sehr ähnlich sieht. Sowohl in der Bohrung, wie im Einschnitt wird er aber — ohne Vorhandensein einer Störung — unterlagert von mächtigen dunklen Schiefertönen. In diesen fand sich in der genannten Bohrung neben anderen Fossilien bei einer Tiefe von 66 und 67 m *Leioceras opalinum* REIN., bei 91 m *Belemnites subclavatus* VOLZ, bei etwa 100 m *Grammoceras Alense* ZITT., von rund 120 m ab Posidonien-schiefer mit zahlreichen charakteristischen Versteinerungen. Hier liegen also die Sandsteine im Hangenden der Opalinus-Schichten.

Im Schacht Belsdorf wurden in Verbindung mit lagenförmig auftretenden Phosphoritgeröllen ebenfalls mürbe weiße Sandsteine und lose Sande unter einer mächtigen Serie dunkler, glimmerreicher Schiefertone angefahren. Diese enthalten zahlreiche Kalk- und Sphärosideritknollen, die ab und zu erfüllt sind von Steinkernen, insbesondere von *Inoceramus polylocus* SOW., dieser gewöhnlich — ganz wie bei den bekannten Vorkommen von Wenzen usw. — mit einem Schwefelkies »harnisch«.

Die Sandsteine, die übrigens in ihrer Mächtigkeit auf kurze Entfernung großen Schwankungen unterworfen sind — im Schachte Wefensleben waren sie nur durch einzelne Brocken in den Ablauungsbreccien angedeutet — scheinen demnach auf der Grenze zwischen Opalinus- und Polylocus-Schichten aufzutreten. Es sei daran erinnert, daß auch W. BORNHARDT im Braunschweigischen bei Hondorf-Dibbesdorf ölführende Sande und Sandsteine be-

¹⁾ Auch an dieser Stelle sei den Leitern der Kaliwerke des oberen Allertales, den Herren Bergwerksdirektoren SCHWARZENAUER, SIMON und Dr. WIESE sowie deren Beamten für ihre Unterstützung und für die Bereitwilligkeit, mit der sie seit einer Reihe von Jahren Einblick in sämtliche bergbaulichen Aufschlüsse gewährt haben, verbindlichst gedankt.

schrieben hat¹⁾, die er auf Grund der stratigraphischen Verhältnisse und des paläontologischen Inhalts »einem Horizont innerhalb der Falciferenzzone (BRAUNS)« zurechnet.)

C. Oberer Jura (Malm).

Oberer Oxford (Korallenoolith).

Am Wege von Walbeck nach Mariental werden in einer kleinen Grube außerordentlich deutliche Oolithe und knollige, mergelige Kalke abgebaut, die zahlreiche Steinkerne auswittern lassen, unter ihnen besonders:

- Ostrea multiformis* DKR. u. K.
Alectryonia gregaria SOW.
Ostrea deltoidea SOW.
Pseudomelania Heddingtonensis SOW.,
 » *collisa* SOW.
Chemnitzia abbreviata ROEM.
Natica globosa ROEM.
Phasianella striata SOW.
Cidaris florigemma PHILL.
Echinobrissus sp.
Rhynchonella pinguis ROEM.
Zeilleria humeralis ROEM.
Sericodon Jugleri v. MEY.

In Verbindung mit den Oolithen treten im Hangenden auch versteinungsleere, dichte, graue Kalke auf. Nach dem Fossilienverzeichnis besteht wohl kein Zweifel, daß die Oolithe dem Korallenoolith angehören. Auffallend ist nur das Vorkommen der sonst für den Kimmeridge charakteristischen *Natica globosa* ROEM.

Völlig aus ihrem Schichtenverbande gerissene Reste von Weißem Jura finden sich ferner zwischen Belsdorf und Alleringersleben bei der Obstplantage südlich der Chaussee, bei der Zuckerfabrik Alleringersleben und hinter der Arbeiterkolonie Beendorf.

¹⁾ W. BORNHARDT, Über die Erdöl-Vorkommnisse in der östlichen Umgebung der Stadt Braunschweig. Beitr. z. Geol. u. Paläont. d. Herzogt. Braunschw. 1. Heft, S. 61—100.

An diesen 3 Punkten tritt ein grobkörniger grauer oder gelber drusiger Dolomit oder dolomitischer gelber, undeutlich oolithischer Kalk auf, in dem sich Versteinerungen meist nur in schlecht erhaltenen Bruchstücken vorfinden. Für die stratigraphische Stellung dieser Schichten ist wichtig, daß in einem Profil unmittelbar bei Wefensleben (Blatt Hötensleben) auf dem rechten Ufer der Aller im Hangenden derselben Dolomite knollige Kalke mit zahllosen wohl erhaltenen Exemplaren von *Zeilleria humeralis* ROEM., auftreten.

Aus der Jurascholle von Beendorf kenne ich nur schlecht erhaltene Austern, während BRAUNS (Oberer Jura) von dort *Pecten varians* ROEM., *Cerithium limaeforme* ROEM. und von Belsdorf *Ostrea* cf. *deltoidea* SOW. und *Plicatula longispina* ROEM. erwähnt.

Den Dolomiten von Beendorf, Belsdorf und Alleringersleben dürfte demnach am wahrscheinlichsten ihre stratigraphische Stellung an der oberen Grenze des Korallenooliths nahe der Zone der *Zeilleria humeralis*, mit der nach STRUCKMANN der Untere Kimmeridge beginnt, zuzuweisen sein.

3. Kreide.

Die durch EWALD¹⁾ bekannt gewordene Kreidescholle an der Morslebener Mühle, hart am rechten Ufer der Aller, gehört der Oberen Kreide an. Nach den herumliegenden Gesteinsstücken stehen hier dickbankige, helle, harte Kalksandsteine an, die teilweise konglomeratisch werden und bis faustgroße Gerölle enthalten. Unter den Geröllen fallen in erster Linie Sandsteine auf, die äußerlich an die Sandsteine des im Gebiet ja weit verbreiteten Räts erinnern. Da sie aber im Gegensatz zu den Rätsandsteinen einen kräftigen Kalkgehalt zeigen, entstammen sie wohl nicht dieser Stufe, sondern wahrscheinlich der Oberen Kreide selbst.

Fast in jedem Handstück des Kalksandsteins sind eckige Tonstückchen zu beobachten, deren Herkunft wegen der starken Anwitterung unsicher bleibt. Wahrscheinlich handelt es sich um auf-

¹⁾ Über das Vorkommen der Kreideformation mit *Belemn. quadratus* bei Morsleben usw. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. X, S. 226.

genommene Juratone. Die Gerölle, die entweder vereinzelt im Kalksandstein liegen oder sich derart anhäufen, daß das kalkig-sandige Bindemittel stark zurücktritt und echte Konglomerate entstehen, sind meist wohlgerundet und müssen lange auf dem Grunde des Meeres gelegen haben, denn sie sind fast immer von Bohrmuscheln angebohrt und erscheinen vielfach eigentümlich korrodiert.

Außer kleinen Bruchstücken von Belemniten und Seeigelstacheln ist an der Morslebener Mühle nichts mehr zu finden. Der Horizont, dem dieses Vorkommen angehört, ist schon von EWALD richtig erkannt worden. Er rechnet es zu seinem System der Ilsenburgmergel und erwähnt von Morsleben sowohl *Actinocamax quadratus* wie *Belemnitella mucronata*.

Die Richtigkeit dieser Horizontierung wurde aufs schönste bestätigt durch die Schachtvorbohrungen der Gewerkschaft Alleringersleben und die darauffolgenden Abteufungsarbeiten. Diese Aufschlüsse liegen etwa 1,5 km südsüdwestlich der Morslebener Mühle am Wege von Alleringersleben nach Marienborn. Im Schacht Alleringersleben wurden unter 32 m Diluvium und Tertiär angefahren:

32—38 m Grauer, fein- bis mittelkörniger, Kalk und Glimmer führender Sand
 38—40 » Gelblichgrauer, mittelkörniger, kalkreicher Quarzsand
 40—44 » Gelblichgrauer, Glaukonit und Phosphorit führender Kalksandstein
 44—46 » Graugrüne, glimmerreiche, kalkhaltige, schwach tonige Glaukonit-sande mit korrodierten und angebohrten Geschieben.

Fossilien¹⁾ aus 41—46 m:

Exogyra sigmoidea Rss.

» *heliothoidea* Sow. sp.

Ostrea Goldfussi HLZ.

Belemnitella mucronata SCHLOTH.

Micrabacia coronula GF.

Bryozoen, Lamnazähne.

46—50 m Graugrüne, glaukonitische, glimmerhaltige, sandige Tone, kalkhaltig

50—53,65 » Dasselbe, gelblichgrau, grobsandig, mit viel Phosphorit

¹⁾ Größtenteils von Herrn J. Böhm bestimmt.

53,65—53,95 m Konglomerat mit kalkig-sandigem Bindemittel: Enthält Kalk- und Kalksandsteingeschiebe wohl desselben Horizontes, viel Phosphorit, auch Glaukonit.

Fossilien:

Actinocamax quadratus BLV.

Belemnitella mucronata SCHLOTH.

Janira quadricostata SOW.

Spondylus truncatus LAM.

Anomia sp.

Austern, Seeigelstacheln und Haifischzähne.

- 53,95—54,15 m Phosphorit-Konglomerat mit glaukonitischem, kalkig-sandigem Bindemittel
- 54,15—54,25 » Phosphoritknollen in grauem, kalkhaltigem, etwas glaukonitischem sandigen Ton
- 54,25—54,35 » Kalkhaltiger, sehr feinkörniger, glimmerreicher Glaukonitsand, backend
- 54,35—54,55 » Glaukonitischer, glimmerreicher Mergel
- 54,55—54,65 » » » Kalksandstein
- 54,65—54,75 » Knolliger Phosphorit- u. a. Gerölle führender glaukonitischer Kalksandstein
- 54,75—54,85 » Weißer Kalkstein. Sämtliche Schichten mit schwachem Einfallen.
Diskordanz.
- 54,85—82,6 » Rote, bisweilen grüngelockte, schwach kalk- und gipshaltige Letten.

Die Konglomerate und Kalksandsteine sind denen von der Morslebener Mühle sehr ähnlich. Die geringen Abweichungen sind lediglich darauf zurückzuführen, daß die Gesteine dort verwittert, im Schachte frisch sind. Wir sehen aus den Schachtaufschlüssen auch, daß neben den Kalksandsteinen und Konglomeraten auch andere Gesteine, insbesondere Glaukonitsande, Phosphoritkonglomerate und Tone beteiligt sind.

Nach der Versteinerungsführung besteht kein Zweifel, daß der ganze Schichtenverband dem oberen Unter-Senon, d. h. den oberen Quadratenschichten angehört.

Im Schacht Alleringersleben überlagerten die flach nach W. fallenden Kreideschichten diskordant rote, zertrümmerte und gequetschte Letten, die höchstwahrscheinlich dem Mittleren Keuper angehören. Es konnte aus diesen Lagerungsverhältnissen allein

nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob zwischen Kreide und Keuper eine Transgressionsfläche oder eine flache Störung anzunehmen ist. Eine später 140 m südwestlich vom Schacht gestoßene Tiefbohrung, in der die Kreideschichten zwar durchmeißelt, aber trotzdem mit Sicherheit wieder erkannt sind, hat man 36 m tiefer (bei ca. 91 m) die Kreide durchsunken, hat aber bemerkenswerter Weise darunter nicht Keuper, sondern ebenfalls infolge der Ablaugung der Zechsteinsalze in der Tiefe gänzlich zertrümmerte Schiefertone des Lias oder Doggers gefaßt. Wahrscheinlich liegt hier eine Transgression der Quadratenkreide über präsenon gestörten Keuper und Jura vor.

Dieselben Kalksandsteine der Oberen Kreide wurden in mehreren Tiefbohrungen an der Chaussee zwischen Alleringersleben und Belsdorf durchmeißelt, auch gelang es, sie in einer kleinen Fläche unter einer dünnen Lößdecke zwischen Alleringersleben und Morsleben auf dem rechten Allerufer nachzuweisen. Die schon auf der EWALD'schen Karte verzeichnete Kreidescholle erstreckt sich also unter diluvialer und teilweise auch tertiärer Bedeckung weiter nach SO. Die Mächtigkeit der Stufe beträgt im Schacht Alleringersleben 23 m, in der Schachtvorbohrung Alleringersleben II ungefähr ebensoviel.

4. Tertiär.

Die tertiären Ablagerungen des Blattes gehören durchweg dem Unter-Oligocän an. Es nimmt sowohl in der kontinentalen Ausbildung als Braunkohlenformation, wie in der darüber liegenden marinen Facies große Flächen ein. Das kontinentale wie das marine Unter-Oligocän erfüllt in der Südwestecke des Blattes das Helmstedter Braunkohlenbecken, beide Stufen sind ferner gut vertreten in der Störungszone des Allertals, während auf der östlich der Aller gelegenen Triasplatte fast nur die marine Facies auftritt. Dem Lappwald endlich fehlen tertiäre Ablagerungen anscheinend völlig.

a) Die Unteroligocäne Braunkohlenformation.

Die zum Unterschied von den miocänen braunkohleführenden Horizonten auch als Ältere Braunkohlenformation bezeichneten Schichten bestehen aus weißen oder bunten kalkfreien Tonen, den verschiedenen Braunkohlenflözen, in der Hauptsache aber aus schneeweißen Sanden und Kiesen. In der Regel liegen an der Basis helle oder bunte (graue, gelbe, grünliche, bläuliche, auch rötliche) Tone, so mehrfach am Ostrande der Helmstedter Mulde. Ich bemerke aber, daß ich die roten Tone, die bei Helmstedt stellenweise zwischen Lias und Braunkohlen-Unteroligocän auftreten, trotz der geringen Diskordanz an ihrer Basis noch zum Angulaten-Lias rechne. Treten doch sehr ähnliche und zu denselben technischen Zwecken verwendete rote Tone bei Morsleben auch an der Basis des Lias auf (vergl. S. 527)¹⁾.

Die Sande der Älteren Braunkohlenformation sind fein- bis mittelkörnig, gewöhnlich rein weiß, vollkommen kalkfrei und enthalten außer Quarzminerale bisweilen Glimmer. In der Stadt Helmstedt, überhaupt am Ostrande der Helmstedter Mulde (Grube an der Chaussee Helmstedt-Harbke an der braunschweigischen Grenze), werden bei Aufgrabungen in dieser Stufe auch grünlich gefärbte Sande gefunden. Die grüne Farbe ist jedoch nicht auf Glaukonitgehalt, sondern auf grünlich gefärbte Quarzkörner zurückzuführen. Diese Sande sind daher leicht zu unterscheiden von den Glaukonitsanden des marinen Unteroligocäns. Stellenweise, so am Stoppelberge bei Walbeck, mehrfach am Wege von Helmstedt nach Harbke, kommen in Streifen und Linsen außerordentlich reine, aus Milchquarz und Lydit bestehende Kiese vor, die aus erbsen- bis haselnußgroßen, selten Walnußgröße erreichen-

¹⁾ BARTH (a. a. O., S. 116) macht folgende hierauf bezügliche Bemerkungen: »Ein eigenartiges Vorkommen dieser Zone (der Angulaten-schichten) bilden Tone von ganz wunderbaren Farben; hellrote, blaue, gelbe Schichten liegen in bunter Reihenfolge übereinander. Zwischen diesen Tönen habe ich sowohl in regelmäßig eingelagerten Sandsteinbänken als auch steinharten Mergelknollen zahlreiche Exemplare von *Ammonites angulatus* gefunden. Das Alter dieser Tone kann darnach nicht zweifelhaft sein, obwohl das Vorkommen von derartig bunten Tönen im Unteren Lias höchst auffallend ist.«

den Geröllen bestehen. Endlich ist als wichtiges Merkmal für die unteroligocänen Braunkohlensande zu nennen die Einlagerung von Quarziten und Sandsteinen. Die äußerst harten, widerstandsfähigen Quarzite sind an der Oberfläche in eigenartiger Weise zu konvexen Flächen, Wülsten und knollenförmigen Auswüchsen abgerundet. Besonders bizarr geformte Knollensteine findet man in der Helmstedter Gegend häufig in Ziergärten aufgestellt. Sie werden aber auch technisch als Beschotterungsmaterial für Straßen verwertet. Wegen ihrer großen Widerstandsfähigkeit gehören sie zu den häufigsten Geschieben des Diluviums, liegen aber auch nicht selten unmittelbar auf älterem Gebirge, so daß sich häufig nicht entscheiden läßt, ob sie durch das Inlandeis herbeigeschafft sind, oder ob sie die letzten Denudationsreste einer ehemals vorhandenen gewesenen unteroligocänen Decke darstellen.

Während die Knollenquarzite anscheinend unregelmäßig verteilt in den Quarzsanden auftreten, bilden mürbe, bindemittelarme Sandsteine am Fuchskuhlenberg bei Schwanefeld Bänke mit deutlichem Streichen und Fallen.

Das Braunkohlen-Unteroligocän legt sich, wie schon v. STROMBECK nachgewiesen hat, im Helmstedter Becken auf alle möglichen älteren Formationsstufen, im Bereiche des Blattes auf Mittleren, Oberen Keuper und Unteren Lias auf. Im Allertal überlagert es nach unserer bisherigen Kenntnis Obere Kreide, Lias, Keuper, ja sogar anscheinend unmittelbar den Gipshut der Zechsteinsalze. Seine Verbreitung ist weit größer, als auf der EWALD'schen Karte angegeben. Außer im Helmstedter Becken und in einem schmalen Zuge, der von Schwanefeld nach NW. bis über Grasleben hinaus reicht, ist es im oberen Allertal auch in südöstlicher Richtung weit verbreitet. Durch Bohrungen ist erwiesen, daß Braunkohlen-Unteroligocän nach kurzer Unterbrechung bei Beendorf wieder einsetzt und sich von hier ab, fast überall von Diluvium überdeckt, mindestens bis auf das Nachbarblatt Hötensleben erstreckt. Ein kleines Vorkommen derselben Sande mit Quarzitknollen und kiesigen Einlagerungen liegt endlich zwischen Eschenrode und Hørsingen auf Mittlerem Buntsandstein.

Die Mächtigkeit des gesamten Braunkohlen-Unteroligocäns mag in der Helmstedter Mulde gegen 200 m betragen, und auch im Allertale bei Walbeck wurden seine Sande erst bei rund 200 m durchsunken. Doch handelt es sich hier in der stark gestörten Zone wahrscheinlich nicht um die wahre Mächtigkeit.

b) Das marine Unteroligocän.

Das marine Unteroligocän überlagert entweder — wie stets in Helmstedter Becken und teilweise auch im Allertal — das Braunkohlen-Unteroligocän oder unmittelbar ältere Formationen. So trifft man marines Unteroligocän auf Unterem Buntsandstein nordöstlich Hörsingen, auf Mittlerem Buntsandstein nordöstlich Kl. Bartensleben, in den Diaklasen des Wellenkalks bei Walbeck neben Sanden und Kiesen der Älteren Braunkohlenformation, auf Mittlerem und Oberem Keuper bei Walbeck und Schwanefeld.

Beim Bau der Bahn Weferlingen-Neuhaldensleben war in einem schon auf Blatt Erxleben fallenden Einschnitt bei der Haltestelle Hörsingen die Grenze zwischen Unterem Buntsandstein und marinem Unteroligocän aufgeschlossen. Einzelne baselnußgroße Gerölle von Milchquarz und Kieselschiefer lagen an der Basis intensiv olivgrüner kalk- und fossilfreier Glaukonitsande. Auch bei Schwanefeld und Helmstedt liegen allgemein die Glaukonitsande an der Basis des marinen Unteroligocäns. Glaukonitärme Partien sind in der Nähe der Depold'schen Ziegelei-Helmstedt abgebaut und als Formsand verwertet worden.

Die Glaukonitsande werden nach oben tonig und gehen schließlich in sandige, mehr oder weniger glaukonitische Tone von meist sehr charakteristischem, auch im Bohrer leicht wieder zu erkennendem Aussehen über. Im unverwitterten Zustande sind sie kalkhaltig, infolge ihres Glaukonitgehaltes grünlich, verwittert kalkfrei und bräunlichgelb. Seltener sind die Tone feinsandig, glaukonitarm und von graublauer Farbe (westliche Grube am Fuchskublenberge bei Schwanefeld, Grube am Silberberge bei Helmstedt). Septarien kommen entweder in durchgehenden Bänken oder in einzelnen, parallel der Schichtung angeordneten Knollen

vor. Die Septarien und die Tone, soweit sie unter der Entkalkungszone liegen, enthalten häufig Fossilien, die aber meist so zerbrechlich sind, daß selbst bei größter Vorsicht nur dickschalige Arten, wie Austern, Carditen usw. zu retten sind. Insbesondere Gastropoden sind nur als Phosphoritsteinkerne erhaltungsfähig. Organische Reste fanden sich in der Depold'schen Grube bei Helmstedt, in den Köhler'schen Gruben bei Schwanefeld und in der Helm'schen Grube bei Hörsingen und zwar hauptsächlich:

Ostrea Queteleti NYST.

» *callifera* LAM.

» *prona* WOOD.

Spondylus Buchi PHIL.

Pecten corneus SOW.

Cardita latesulcata NYST.

Astarte pygmaea v. MÜNST.

Terebratulina rudis v. KOEN.

Nautilus sp.

Krebs- und Fischreste.

In der Depold'schen Ziegelei bei Helmstedt sind aufgeschlossen:

| | |
|---|--------|
| Diluviale Denudationsreste | 0,5 m |
| Glaukonitische sandige Tone | 5,5 » |
| Glaukonitischer toniger Kies mit Milchquarz, Phosphorit, Toneisenstein, zahlreichen Haifischzähnen | 0,30 » |
| Glaukonitischer Sand | 3,60 » |

Das Profil am Fuchskulenberg bei Schwanefeld ist folgendes:

| | |
|---|-------|
| Gelblichbrauner sandiger Ton | 0,5 m |
| Glaukonitischer grünlichblauer Ton | 0,8 » |
| Septarienbank | 0,1 » |
| Grauer feinsandiger Ton in Wechsellagerung mit sandigem, glaukonitischem, grünem Ton; einzelne Septarien. Ent- hält <i>Terebratulina rudis</i> , <i>Pecten corneus</i> , Austern und Haifischzähne (<i>Lamna</i> , <i>Carcharodon</i>) | 5 » |
| Grünsand | 1,7 » |

Eine im Innern der kleinen Schwanefelder Tertiärmulde durch die Gewerkschaft Burbach niedergebrachte Flachbohrung ergab:

| | | | |
|--------------|--|---|-------|
| 0 — 1,3 m. | Eisenschüssiger sandiger Ton | } | 2,5 m |
| 1,3— 2,5 ». | Grünlichgelber, glaukonitischer, sandiger Ton | | |
| 2,5—11 ». | Grünlicher, glaukonitischer Sand | } | 16 m |
| 11 —15,1 ». | »Kies« (Angabe des Bohrmeisters) | | |
| 15,1—16,3 ». | Olivgrüner Glaukonitsand | | |
| 16,3—16,6 ». | »Gröber Kies« (Angabe des Bohrmeisters) | | |
| 16,6—18,4 ». | »Grünsand« » » » | | |
| 18,4—19 ». | Rote Keuperletten. | | |

Nach den Aufnahmen von E. HARBORT auf Blatt Süpplingen bestehen die jüngsten Schichten des marinen Unteroligocäns aus grünen, kalkreichen Tonmergeln. Auf Blatt Helmstedt werden diese Schichten bei einer verlassenen Grube in der Nähe der Harbker Kohlenwerke auf den Feldern ausgepflügt.

Die Gesamtmächtigkeit des marinen Unteroligocäns schätze ich auf 20—30 m.

5. Quartär.

a) Diluvium.

1. Die präglazialen Schotter.

Zwischen Morsleben und Schacht Alleringersleben liegen nahe der Bahn sehr stark eisenschüssige, 1—2 dm mächtige Schotter unmittelbar auf den schneeweißen Sanden der unteroligocänen Braunkohlenformation in einer Meereshöhe von etwa 140 m, also etwa 28 m über der heutigen Aller. Die Schotter sind völlig kalkfrei. Entfernt man durch Waschen und Behandeln mit Säure die reichlichen Beimengungen von Eisenoxydhydrat, das auch jedes einzelne Gerölle mit einer mehr oder weniger dicken Kruste überzieht, so erkennt man, daß die Schotter keine nordischen Geschiebe enthalten. Die durchschnittlich haselnußgroßen, Walnußgröße selten überschreitenden Gerölle bestehen fast nur aus Quarzgesteinen: Milchquarzen, schwarzen und braunen Kieselschiefern des Culms, Sandsteinen und Quarzporphyren des Rotliegenden, Quarziten und gelblichen Sandsteinen des Räts, vielleicht z. T. auch des Buntsandsteins. Die Geschiebe entstammen also durchweg benachbarten Gebieten, insonderheit dem Flechtinger Höhenzug. Schon die ungemein starke Verwitterung der Schotter, die zu einer völligen Ausschaltung aller quarzarmen Gesteine geführt

hat und die sich außerdem in einer auffallend starken Ferretti-
sierung offenbart, läßt auf ein hohes Alter der Schotter schließen.
Da aber Fossilien vollkommen fehlen, ist nicht zu entscheiden,
ob sie dem ältesten Diluvium oder noch dem Tertiär angehören.
Wenn also diese Schotter als präglazial bezeichnet werden, so soll
damit lediglich gesagt sein, daß sie vor dem Einzug der ersten
Vereisung in unser Gebiet abgelagert worden sind. Die nähere
Altersbestimmung, ob diluvial, pliocän oder gar miocän, muß vor-
läufig unterbleiben.

Schotter derselben Zusammensetzung sind auch auf der rechten
Allertalseite zwischen Alleringersleben und Morsleben in ungefähr
derselben Meereshöhe, nämlich zwischen 130 und 140 m, nachge-
gewiesen worden. Sie überdecken hier, höchstens 0,5 m mächtig,
teils die roten und grünlichen Letten des Mittleren Keupers, teils
wiederum Braunkohlen-Unteroligocän. Daß diese Schotter von
der präglazialen Aller abgelagert worden sind, darüber kann
demnach kein Zweifel bestehen, wenn auch die ursprüngliche
Terrassenform heute nicht mehr erkennbar ist. Die obere Aller
folgte also in präglazialer Zeit derselben, unterirdisch durch den
Salzhorst bezeichneten Senke, die sie auch heute noch benutzt.

Einem anderen präglazialen Flußlauf gehören 2 Schotter-Vor-
kommen südlich und südwestlich Kl. Bartensleben an.

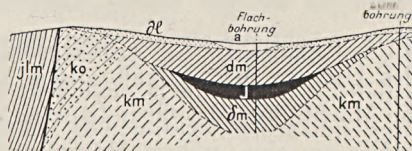
2. Die glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen.

Es ist für die Geschichte des oberen Allertales äußerst wich-
tig, daß die Ablagerungen der ältesten Vereisung sich nicht wie
die präglazialen Schotter über der heutigen Aller, sondern tief
unter ihrem heutigen Niveau befinden. Diese Beobachtung ist
zwar nicht auf dem Bl. Helmstedt selbst, sondern in der Nähe
von Ummendorf auf Bl. Seehausen gemacht worden, sie ist aber
deshalb erwähnenswert, weil auch auf unserem Blatte nachweis-
lich wenigstens die glazialen Ablagerungen der II. Vereisung bis
auf die Sohle des heutigen Allertales herabreichen. Eine jüngere
Erosion ist also kaum nachzuweisen. Was sich im Tal unter den
glazialen Schichten der II. Vereisung verbirgt, wissen wir nicht;
wir müssen aber zum mindesten mit der Möglichkeit rechnen, daß

auch noch Sedimente der I. Vereisung unter denen der II. lokal vorhanden sind, nachdem sich gezeigt hat, daß dies — allerdings ganz lokal — bei Ummendorf der Fall ist.

Bei der Wichtigkeit dieser Feststellung gehe ich auf die dortigen Lagerungsverhältnisse näher ein. In einer ständig von mir kontrollierten Trockenbohrung der Gewerkschaft Ummendorf, deren Proben vollständig und sehr sorgsam aufbewahrt worden sind, wurden, wie Profil Fig. 1 zeigt, unter 5,6 m verschwemmten Lösses u. a. alluvialen Ablagerungen 24 m echter Grundmoränenbildungen, sodann eine 7,7 m mächtige Folge von Tonmergeln und sandigen Torfen mit auf primärer Lagerstätte befindlichen Mollusken und Pflanzenresten, welche letztere ein gemäßigttes, ozeanisches Klima voraussetzen, endlich wiederum 23 m eines typischen Geschiebemergels mit Kieseinlagerungen erbohrt, in dem die Bohrung bei einer Teufe von 60,9 m eingestellt worden ist. Wir haben

Figur 1.



hier also ein echtes, von Grundmoräne über- und unterlagertes und auch im übrigen allen Anforderungen entsprechendes Inter-glazial; der hangende Geschiebemergel ist identisch mit der im ganzen Gebiet weit verbreiteten Grundmoräne der II. Vereisung, die liegende Grundmoräne der I. Vereisung hat sich nur ganz lokal an durch ihre tiefe Lage geschützten Stellen erhalten. Aus der Tatsache nun, daß einerseits die älteste Grundmoräne bei Ummendorf in einer über 60 m unter das heutige Allerbett herabreichenden Senke liegt, andererseits aber die präglazialen Allerschotter 30 m über dem heutigen Flusse liegen, dürfte hervorgehen, daß der große Höhenunterschied von mindestens 90 m nicht oder mindestens nicht allein auf Rechnung der präglazialen Erosion gesetzt werden kann, sondern daß diese eigenartigen Lagerungsverhältnisse anders zu erklären sind, zumal wenn wir in Vergleich

ziehen, daß seit der II. Vereisung die Aller so gut wie nichts erodiert hat. Sie folgt, wie oben schon hervorgehoben, zunächst bis Weferlingen einem unterirdischen Zechsteinhorst, an dem noch heute Ablaugungen stattfinden und auch wohl immer seit seiner Heraushebung stattgefunden haben. Es ist unter diesen Umständen keine gesuchte Annahme, wenn wir die merkwürdigen Lagerungsverhältnisse des Diluviums auf Niveauverschiebungen infolge von Salzablaugung während der ganzen Quartärzeit zurückführen. Mit dieser Auffassung stimmt gut überein, daß von STOLLER unter den Pflanzen des Interglazials von Ummendorf eine Salzpflanze, *Zanichellia palustris*, nachgewiesen worden ist.

Die an die Oberfläche tretenden Geschiebemergel des Blattes Helmstedt sind durchweg identisch mit der hangenden Grundmoräne im Ummendorfer Profil, entsprechen also, wie ich unten ausführen werde, der II., auch als Hauptvereisung bezeichneten Vergletscherung. Sie sind im Allertal und in den vorgebildeten Senken und Niederungen weicher älterer Gesteine, wie des Röts und des Gipskeupers, mächtiger als auf den Höhen des Mittleren Buntsandsteins, des Unteren Muschelkalks oder des Räts. Demnach schwankt die Mächtigkeit der Grundmoräne zwischen 0 und 20 m und mehr. Wo sie eine größere Mächtigkeit besitzt, ist sie gewöhnlich reich an tonigen Bestandteilen, schon in 1—2 m Tiefe kalkhaltig, während sie auf den Höhen gerne ausgewaschen und kiesig erscheint und schließlich durch eine Steinsohle vertreten wird. Einzelne Geschiebe fehlen selbst auf den höchsten von anstehendem Gestein eingenommenen Punkten nicht ganz. Neben diesen durch nachträgliche, postglaziale, und wie ich unten ausführen werde, häufig auch interglaziale Auswaschung entstandenen Denudationsresten des Geschiebemergels kommen aber auch Grundmoränen vor, die einen ursprünglichen starken Gehalt an kiesigen und steinigen Bestandteilen zeigen. Sie sind auf der Karte als »Geschiebemergel in kiesiger und steiniger Ausbildung« bezeichnet worden. Sie bedecken zwischen Walbeck und Beendorf große Flächen und zeichnen sich im Streitholz bei Schwanefeld außerdem durch eine abweichende Geschiebeführung aus. Sie be-

stehen nämlich dort in erster Linie aus roten Letten des Mittleren Keupers und sind durch intensive Aufarbeitung dieser wahrscheinlich unmittelbar darunter anstehenden Schichten entstanden. Die kiesig und steinig ausgebildeten Grundmoränen zeigen als solche die charakteristische Struktur der Geschiebemergel, d. h. die Geschiebe sind völlig regellos in der — in diesem Falle sandigen oder kiesigen — Grundmasse verteilt, und es ist im allgemeinen keine Schichtung bemerkbar. Es ist aber oft schwer, ohne ausreichende Aufschlüsse die fluvioglazialen Sande und Kiese von diesen extremen Grundmoränen zu trennen. Die fluvioglazialen Ablagerungen zeigen im Aufschluß deutliche Schichtung, meist diskordante Parallelstruktur. Fluvioglazial sind zweifellos die über der Grundmoräne der II. Vereisung liegenden Sande und Kiese der Umgebung von Kl. Bartensleben. Ob die Zieseberge und Rieseberge mit ihren zahlreichen wirt angeordneten Kuppen Teilstücke einer Endmoräne sind, wird die Kartierung auf Bl. Erxleben im kommenden Sommer ergeben.

Die Geschiebeführung der Geschiebemergel und Sande ist sehr wechselnd, aber stets gemischt, d. h. neben den nordischen finden sich reichlich einheimische Geschiebe, vor allem die widerstandsfähigen Gesteine des Culms, Rotliegenden, des Rogensteinhorizontes, Mittleren Buntsandsteins, Unteren und Oberen Muschelkalks, des Steinmergelkeupers und Räts. Auch die tertiären Quarzite gehören zu den häufigeren einheimischen Geschieben.

Der Löß.

Auf die glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen legt sich im südlichen Teile des Blattes eine mehr oder weniger mächtige Decke von Löß. Die Bahnlinie von Helmstedt bis zum Kaltenbachtal bei Morsleben bezeichnet ungefähr die nördliche Grenze der Lößverbreitung auf dem Lappwald. Im Allertal biegt sie nach N. um und reicht hier bis Beendorf und Gr. Bartensleben, wenn wir von einer kleinen isolierten Fläche bei Walbeck absehen wollen. Auf dem rechten Allerufer biegt sie wieder etwas nach S. zurück und verläßt das Blatt zwischen Kl. Bartensleben

und Alleringersleben. Ein schmaler langgezogener Ausläufer des Bördelöbes greift endlich von Blatt Erxleben auf die Umgebung von Hörsingen über.

Wie das darunter liegende glaziale Diluvium, so überdeckt auch der Löß alle älteren Formationsstufen und zwar derartig, daß nicht bloß eine scharfe Diskordanz zwischen ihm und den vordiluvialen Formationen liegt, sondern auch zwischen ihm und dem etwa noch vorhandenen Glazialdiluvium. In den von Löß verhüllten Gebieten läßt sich aufs schönste nachweisen, daß die Verbreitung des Glazialdiluviums unter dem Löß sehr unregelmäßig und lückenhaft ist, daß ein Hiatus zwischen beiden klaffen muß. Eine tiefgreifende Erosion und Denudation muß nach Ablagerung des Geschiebemergels eingesetzt haben, Vorgänge, die erst mit dem Beginn der Lößbildung unterbrochen worden sind. Diese Abtragung ging im allgemeinen rascher als die Verwitterung vor sich, eine Verwitterungsrinde unter dem Löß fehlt daher meist. Ob nun dem Löß ein jungglaziales oder postglaziales Alter zuzuschreiben sei, spielt für die Entscheidung der Frage nach dem Alter der darunter liegenden Grundmoräne keine wesentliche Rolle, und eine Erörterung der ersteren Frage geht über den Rahmen dieses Berichtes hinaus. Jedenfalls hat der Löß Beziehungen zu der jüngsten Vereisung, ist eine Ablagerung, die zeitlich die jungglazialen Sedimente entweder ganz oder mindestens teilweise vertritt. Daraus folgt, daß die nach Ablagerung des Geschiebemergels einsetzende Abtragung in der Hauptsache interglazial ist, daß somit die Herausarbeitung der heute durch den Löß verhüllten Oberflächenformen in die jüngere (II.) Interglazialzeit fällt, der darunter liegende Geschiebemergel in der Regel der ältere (II.) ist. Die interglazialen Ablagerungen von Ummendorf gehören demnach dem älteren Interglazial (I.), die unter diesem anstehende Grundmoräne der ältesten (I.) Vereisung an.

b) Alluvium.

Die alluvialen Ablagerungen bestehen im südlichen Teile des Blattes fast ausschließlich aus umgelagertem Löß, mehr oder weniger humosem Feinsand, im nördlichen Teil aus Tonen und san-

digen Tonen. Sie erfüllen das Überschwemmungsgebiet der Aller und ihrer seitlichen Zuflüsse.

Torf findet sich nur im Sandgebiete bei Kl. Bartensleben. Er erreicht hier eine Mächtigkeit von 2 m und mehr und ist südlich Kl. Bartensleben kalkhaltig.

Kalktuff ist in einer Mächtigkeit von 3—4 m im Gebiete des Röts von Quellen abgesetzt, die ihren Kalkgehalt wohl größtenteils aus dem Unteren Muschelkalk bezogen haben. Die Kalktuffe sind hier entweder, namentlich oben, mürbe, wiesenkalkähnlich, oder sie bilden feste, knollige Bänke. Sie enthalten eine reiche Fauna von Wirbeltieren und Mollusken¹⁾.

Die Walbecker Kalktuffe werden abgebaut und zu Meliorationszwecken unter dem Namen »Muschelkalk« verkauft.

Ein weiteres kleines Vorkommen alluvialer Kalktuffe findet sich bei der Gipshütte nördlich Gr. Bartensleben ebenfalls auf Röt. Es liegt in der Senke, die durch Auslaugung der oberen Rötgipszone entstanden ist. Die Kalktuffe sind hier durch Verkalkung von Pflanzenstengeln, insbesondere von Characeenrasen, entstanden und deshalb sehr löcherig und porös. Eine dünne, wiesenkalkähnliche Lage über dem Characeentuff enthält Tausende von Mollusken, unter denen ich bestimmte:

- Limax* sp.
- Conulus fulvus* DRAP.
- Polita nitidula* DRAP.
- Vitrea crystallina* MÜLL.
- Punctum pygmaeum* DRAP.
- Patula rotundata* MÜLL.
- Vallonia pulchella* MÜLL.
- Trichia hispida* L.
- Monacha incarnata* MÜLL.
- Eulota fruticum* MÜLL.
- Tachea hortensis* MÜLL.
- » *nemorialis* L.
- Pupilla muscorum* MÜLL.
- Isthmia minutissima* HARTM.

¹⁾ Vergl. BARTH, a. a. O., S. 130, 131. — WOLLEMAN, Die Fossilien der Kalktuffe des Elms und Lappwaldes. 15. Jahresber. Ver. f. Nat. Braunschweig 1905—1907, S. 53—57.

- *Vertigo Genesisii* GRDL.¹⁾
- » *pygmaea* DRAP.
- » *antivertigo* DRAP.
- » *angustior* JEFFR.
- Cionella lubrica* MÜLL.
- » » var. *exigua* MKE.
- Succinea oblonga* DRAP.
- Carychium minimum* MÜLL.
- Limnophysa truncatula* MÜLL.
- Aplexa hypnorum* L.
- Tropidiscus planorbis* L.
- Gyrorbis leucostoma* MILL.
- Bathyomphalus contortus* L.
- Armiger nautilus* L.
- Segmentina nitida* MÜLL.
- Bithynia tentaculata* L.
- Valvata cristata* MÜLL.

Über die Tektonik des Gebietes habe ich mich in 2 Aufsätzen (Zur Tektonik des oberen Allertals und der benachbarten Höhenzüge. Ztschr. D. G. Ges. Monatsber. 1909, Nr. 12 und: Die gebirgsbildenden Vorgänge zwischen Flechtinger Höhenzug und Helmstedter Braunkohlenmulde. 3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. Hannover 1910) geäußert.

Herr WEISSERMEL berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Aschersleben und Ballenstedt und dem anhaltischen Teile des Blattes Quedlinburg:

WEISSERMEL,
Tektonik.
Blätter
Aschersleben,
u. Ballenstedt.

Das Aufnahmegebiet umfaßt den östlichsten Teil der großen subhercynischen Mulde. Die beiden Flügel derselben, von denen der südliche bekanntlich durchweg steil gestellt ist, der nördliche im allgemeinen flacher gelagert ist, treten südlich von Aschersleben, indem der nördliche zum südlichen konvergiert, eng zusammen, und indem der Nordflügel zuletzt in die gleiche steile

¹⁾ Die Bestimmung dieser Art verdanke ich Herrn D. GEYER in Stuttgart. *V. Genesisii* ist hier im Sinne CLESSIN's, nicht SANDBERGER's aufzufassen.

Schichtenstellung übergeht, wie sie der südliche durchweg besitzt, wird die ganze Mulde auf engem Raum zusammengepreßt.

Der die Hauptmulde in zwei Spezialmulden gliedernde Quedlinburger Sattel, den EWALD nur bis nach Reinstedt angibt, konnte als Aufsattelung von Oberem Muschelkalk über den Wartenberg (den EWALD irrtümlich zum Südflügel der subhercynischen Mulde rechnet) und über das Einetal bis an die Chaussee Aschersleben-Quenstedt verfolgt werden, also bis dort, wo die beiden Muldenflügel, eng zusammengepreßt, keinen Raum mehr für ihn lassen.

Über die Stratigraphie der verschiedenen älteren Formationen, von denen Rotliegendes, Muschelkalk, Lias und Kreide das Hauptinteresse beanspruchen, soll in späteren Jahren berichtet werden. Dagegen läßt sich der Aufbau des Diluviums in seinen Hauptzügen schon jetzt übersehen.

Das Diluvium des nordöstlichen Harzrandes hat, wie überhaupt das Randdiluvium, ein besonderes Interesse dadurch, daß die Glazialablagerungen in Beziehung zu den Terrassen des Fluviatildiluviums treten und daher das Alter beider zu bestimmen gestatten.

Die beiden größeren Harzflüsse des Aufnahmegebietes, die Eine und die Selke, haben hercynische Schotter in zwei Terrassen aufgeschüttet, von denen die tiefere, meist durch Auelehm verhüllt, den jetzigen ebenen Talboden bildet, die höhere mit ihrer Oberkante etwa 15 m höher liegt. Die höhere Terrasse begleitet beide Flüsse vom Austritt aus dem Altpalaeozoicum des Harzes, zum Teil auch schon innerhalb des letzteren, als zunächst ziemlich schmale, bis 15 m mächtige Schotteraufschüttung, verbreitert sich, bei der Eine wie bei der Selke, nach Durchbrechung des aus Muschelkalk bestehenden Quedlinburger Sattels und vereinigt sich sodann zu einer einheitlichen nach NW. ziehenden sehr ausgedehnten Terrassenfläche. Diese wird zwischen Aschersleben und Frose-Nachterstedt auf größere Erstreckung unterlagert von mächtigem Glazialdiluvium (Geschiebemergel, Sande und Kiese) und überlagert von einem weniger mächtigen Oberen Geschiebemergel. Das von WAHNSCHAFFE¹⁾ beschriebene Profil aus den Tagebauen

WEISSERMEL,
Diluvium (Terrassen und Glazialdiluvium). Blätter Aschersleben, Ballenstedt u. Quedlinburg (anhaltischer Teil).

¹⁾ Zeitschr. d. D. geol. Ges., 1899, P., S. 41.



Frose und Nachterstedt gehört hierher; die dort geschilderten hercynischen Schotter gehören der durch Zusammenfluß der Eine- und Selketerrasse gebildeten Fläche der höheren Terrasse an.

Es sind also, wie schon von WAHNSCHAFFE erkannt, hier zwei Grundmoränen vorhanden, die, weil durch ein ausgedehntes Terrassensystem mächtiger Schotter getrennt, zweifellos zwei verschiedenen Eiszeiten entsprechen. Beide Grundmoränen reichen bis zum orographischen Harzrande, die ältere, wo sie erhalten ist, in größerer Mächtigkeit.

Das Einetal zwischen den beiden Muschelkalkflügeln der hier schon stark verengerten subhercynischen Mulde besteht auf der Ostseite aus Glazialdiluvium (überwiegend Geschiebemergel, untergeordnet Sand und Kies), an der Westseite aus den Schottern der höheren Terrasse, und zwar legen sich diese auf das erstere auf. Es ist also die ältere Grundmoräne, die hier ein altes Tal erfüllt. Daraus ergibt sich, daß das Einetal schon vor der ersten Vereisung dieses Gebietes bis fast zur heutigen Aue erodiert war, ohne daß etwa Schotter aus dieser Zeit erhalten wären. Durch das erste Glazialdiluvium wurde das Tal ausgefüllt, sodann wurde es durch die Erosion wieder ausgefurcht und etwas nach Westen verlegt; durch die Schotter der höheren Terrasse wurde es wieder ausgefüllt, um später (nach der zweiten Vereisung) von neuem und zwar etwas tiefer als zuvor erodiert zu werden und eine neue Schotterterrasse zu erhalten, in die die heutige Flußrinne wiederum etwas eingeschnitten ist.

Mächtige Massen des älteren Geschiebemergels erfüllen auch ein von Welbsleben nach Osten zum heutigen Wippertale führendes Tal, das also gleichfalls aus — für diese Gegend — präglazialer Zeit stammt. Infolge der starken Ausfüllung mit Geschiebemergel tritt es heute oberflächlich nur unvollkommen in die Erscheinung.

Die kleineren Bäche weiter westlich, die Getel, der Bicklingsbach, Quarnbach und Suderoder Bach, zeigen genau die gleiche Terrassenentwicklung wie die Eine und Selke: eine höhere, mächtige und relativ ausgedehnte Terrasse und eine tiefere, die heutige Aue bildende, in welche die jetzige Flußrinne noch um 1—2 m eingeschnitten ist.

Erwähnt sei noch eine kleine Endmoräne der zweiten Vereisung, die vom Einetal bei Westdorf zum Selketale bei Reinstedt verläuft und auf den Schottern der höheren Terrasse aufsitzt.

Die beiden Grundmoränen entsprechen sehr wahrscheinlich der ersten und zweiten der für Norddeutschland bisher nachgewiesenen drei Vereisungen, schon deshalb, weil die obere von der Ablagerung des Lösses durch eine Periode beträchtlicher Erosion und Denudation sowie der Verwitterung getrennt ist (stellenweise wurde Verlehmung des jüngeren Geschiebemergels unter Löß beobachtet).

Die tiefere Terrasse stelle ich mit Vorbehalt in die zweite Interglazialzeit, da sie vielfach von Löß überdeckt wird, den ich für primär ansehen möchte. Daß in der dritten Eiszeit und der ganzen Postglazialzeit in den Flußtälern an Veränderungen nichts weiter als eine geringe Erosion erfolgt ist, ist nicht weiter auffallend, wenn man bedenkt, daß schon vor der ersten Vereisung des Gebiets die Täler bis fast zur heutigen Tiefe erodiert waren.

Herr E. PICARD berichtet die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1910:

Die Vorbereitung der 2. Auflage des Blattes Halle-Nord (früher Petersberg) erfordert infolge der seit der im Jahre 1874 herausgegebenen 1. Auflage gänzlich veränderten topographischen Grundlage und der inzwischen eingeführten Methode der geologisch-agronomischen Aufnahme unter Zuhilfenahme von 2 m-Hand-Bohrungen eine völlige Neuaufnahme.

PICARD,
Blatt Halle-
Nord.

Die Aufnahme des Sommers 1910 begann mit der Bearbeitung der nördlichen Hälfte des Blattes, wo zunächst die Fortsetzung des auf Blatt Landsberg bei Halle bekannten Brachstedter Höhenmassivs weiter verfolgt wurde. In der westlichen Hälfte zeitigte die neue Aufnahme wesentliche Unterschiede in der unterirdischen Verbreitung der für diese Gegend in neuerer Zeit so wichtigen technisch nutzbaren Ablagerungen der Tertiärformation.

Ferner wurde die Bearbeitung des Muschelkalkes bei Lieskau begonnen und die in Mittelthüringen bekannte Gliederung des Muschelkalkes durchgeführt.

KRAISS,
Blatt Halle-
Nord.

Herr KRAISS stellte auf Blatt Halle-Nord in dem Gebiet zwischen den Orten Gimritz, Beidersee und Brachwitz die Verbreitung des Porphyrs, Tertiärs und Diluviums fest.

Herr v. LINSTOW führte die Aufnahme auf Blatt Bitterfeld-Ost (58, 19) zu Ende und nahm Blatt Bitterfeld-West (57, 24) auf.

v. LINSTOW,
Palaeozoicum,
(Carbon und
Quarzpor-
phyr), Tertiär
und Diluvium,
Blätter Bitter-
feld-Ost und
Bitterfeld-
West.

Palaeozoicum. Carbon tritt einmal in der bis 325,37 m tiefen Bohrung Sandersdorf auf, deren tiefste Schichten der Mansfelder Stufe (= Mittlere Ottweiler Schichten) angehören. Zwei andere Bohrungen (in der Stakendorfer Forst und in der Louisen-grube) trafen graue Sandsteine, die ebenfalls zum Carbon gehören.

Quarzporphyr setzt den Muldenstein zusammen und wurde auch in Jeßnitz bei einer Bohrung in etwa 100 m Tiefe angetroffen. In beiden Fällen handelt es sich um einen feinkristallinen Porphyr, der ein unterrotliegendes Alter besitzt. Orthoklasporphyr tritt wenige Kilometer südwestlich von Burgkennitz zu Tage.

Der gelegentlich auf dem Porphyr zu beobachtende Kaolin ist nicht auf Sickerwässer tertiärer Moore zurückzuführen, sondern als ein eluviales Produkt aufzufassen, das zu Beginn der Tertiärzeit schon fertig vorlag und dann in verschiedenen Zeiten des Tertiärs z. T. als hellgraue fette Tone verschleppt wurde, besonders zur Zeit der Älteren Braunkohlenformation (Eocän) und während der Subsudetischen Braunkohlenformation (Miocän).

Tertiär. Die ältere, eocäne Braunkohlenformation besitzt unterirdisch in einer Tiefe von etwa 70—130 m eine weite Verbreitung. Sie setzt sich zusammen aus Quarzsanden, Quarzkiesen, grauen fetten Tonen und Braunkohlen. Letztere, die in verschiedenen Bohrungen angetroffen wurden, keilen sich nach SO. zu aus und besitzen nach NW. größere wirtschaftliche Bedeutung.

Der über dieser Stufe in etwa 50—70 m unter Tage folgende Septarienton scheint ebenfalls im Untergrunde des aufgenommenen Gebietes eine lückenlose Verbreitung zu besitzen. Er wird an

vereinzelt Punkten von geringmächtigen, fossilfreien Glaukonit-sanden mit Toneisensteinbänkchen überlagert, die entweder Küsten-bildungen gegen Ende der Mitteloligocänzeit darstellen oder be-reits Oberoligocän sind.

Miocän gehört als Süßwasserbildung zur subsudetischen Braunkohlenformation und ist fast überall im Gebiete nachgewiesen. Es beherbergt ein einziges, bis über 18 m mächtiges Flöz, das in zahlreichen Tagebauen gewonnen wird. Sein Hangendes ist, so-fern keine glaziale Erosion stattgefunden hat, grauer, fetter Ton, sein Liegendes Quarzsande. An Störungen sind kleine tekto-nische Falten, glaziale Erosionsmulden und gelegentlich bis in das Liegende gehende Risse zu erwähnen; letztere sind mit glazialen Diluvium von oben her oder mit Quarzsanden von unten her er-füllt. Echte Verwerfungen fehlen.

Diluvium. Beim Diluvium ist von Wichtigkeit die Auf-findung einer echten Interstadialbildung auf der Grube Leopold mit einer subarktischen Conchylienfauna. Grube Marie lieferte einen interglazialen (? interstadialen) Torf, und bei Mühlbeck und Pouch treten fossilfreie Kiese auf, die wohl ein interglaziales Alter besitzen.

Das glaziale Diluvium besteht aus einer wenig entkalkten Grundmoräne und fluvioglaziale, gemischtem Diluvium, doch führt letzteres noch viel nordische und andere Geschiebe (beson-ders häufig Untersilur und Oberoligocän, auch eocänen Bernstein). Beide Ausbildungsweisen des Diluviums werden im SW. des Ge-bietes von jungdiluvialem, wenig entkalktem Löß in dünner Decke überlagert.

7. Thüringische Staaten.

Herr SCHEIBE berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Mehlis im Jahre 1910:

Bei Ergänzungen im Gebirgsanteile des Blattes durch Ver-folgung der Aufschlüsse, die beim Bau von Wasserleitungen ent-standen waren, wurde festgestellt, daß an der Randspalte des

SCHEIBE,
Granit, rotlie-
gende Verwer-
fungen, Bunt-
sandstein.
Blatt Mehlis.

Gebirges zwischen Steinbach-Hallenberg und Bermbach, und zwar am NW.-Fuß des Reinhardtsberges und am W.-Fuß des Brands, Granit auftaucht. Am Reinhardtsberg ist er gegen den Buntsandstein des Vorlandes und das Rotliegende des Gebirges (ähnlich dem Vorkommen von Steinbach-Hallenberg) von Verwerfungen begrenzt, beim Brand aber nur gegen ersteren; nach dem Gebirge hin lagert hier Porphyrit normal auf, ohne Sedimentzwischenlage.

Verwerfungen zwischen den Sedimenten der Goldlauterer Stufe und den Eruptivgesteinen der Gehrener Schichten am Reinhardtsberg sind rotliegenden Alters, und auch das eigenartige Übergreifen der Oberhöfer Schichten auf Goldlauterer und Gehrener Schichten entlang ihres Ausbisses zwischen Mehliß und Steinbach-Hallenberg setzt Störungen in der rotliegenden Zeit zwischen Absatz der Goldlauterer und Oberhöfer Schichten voraus.

Im Buntsandsteingebiet sind die Arbeiten noch nicht abgeschlossen; aber soviel ist sicher, daß gemäß der bisherigen Darstellung die große Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins auf dem Westteil des Blattes Mehliß gegenüber seiner auffällig geringen Stärke im Ostteil und auf den südöstlich anstoßenden Blättern (Themar, Schleusingen) sich dadurch erklärt, daß dort alle Sandsteinschichten zum Unteren Buntsandstein gezogen sind, die hier als geröllführende Abteilung (sm_1) zum Mittleren Buntsandstein gestellt sind. Im Westteil des Blattes fehlen die Gerölle fast ganz oder sind mindestens nur klein und nur stellenweise vorhanden, womit auch Abnahme der Korngröße des sie führenden Sandsteins Hand in Hand geht. Der Mittlere Buntsandstein ist im Westteile des Blattes Mehliß mit sehr groben Lagen begonnen worden, die im Ostteil die Stufe des sog. geröllfreien groben Buntsandsteins (sm_2) einleiten. Es erscheint ziemlich sicher, daß weiter nach NW. und auf der N.-Seite des Thüringer Waldes die Grenze des Unteren gegen den Mittleren Buntsandstein auch dem Schnitt zwischen sm_1 und sm_2 im Ostteile von Mehliß und weiter im SO. entspricht. Er teilt den Buntsandstein in zwei ungefähr gleich starke Teile.

Herr ERNST NAUMANN berichtet über die Ausbildung des Zechsteins auf Blatt Eisenach-West:

Übersicht über die Gliederung.

Der Darstellung des Zechsteins auf dem Blatte Eisenach-West liegt folgende Gliederung zugrunde:

NAUMANN,
Zechstein.
Blatt Eisenach-West.

| | | |
|---------------------|---|---|
| Oberer Zechstein | { | 3. Oberer Letten. |
| | | 2. Plattendolomit, |
| | | 1. Unterer Letten mit Gips. |
| Mittlerer Zechstein | { | 3. Oberer Dolomit (Hauptdolomit), |
| | | 2. Bunte Letten m. Gipsod. Gipsrückständen, |
| | | 1. Unterer Dolomit und Blasenschiefer. |
| Unterer Zechstein | { | 3. Zechstein, |
| | | 2. Kupferschiefer, |
| | | 1. Zechsteinkonglomerat. |

Mit der von F. BEYSCHLAG¹⁾ für die Gegend von Salzungen gegebenen und mit der von J. G. BORNEMANN und E. ZIMMERMANN auf dem Blatte Wutha (Eisenach-Ost) gewonnenen Gliederung stimmt die obige im allgemeinen überein.

Auflagerung auf dem älteren Untergrund.

Die Diskordanz zwischen dem Zechstein und den älteren Bildungen ist im Bereich dieses Blattes nur wenig ausgeprägt, vielmehr lagert das Zechsteinkonglomerat dem jüngsten Konglomerat des Oberrotliegenden fast überall scheinbar konkordant auf, und nur an wenigen Punkten ist eine geringe Diskordanz nachzuweisen, wie zum Beispiel in der Gegend von Eckardtshausen, wo das Zechsteinkonglomerat bald den jüngsten Schiefertone des Oberrotliegenden, bald dessen jüngstes Konglomerat bedeckt. Da aber hier bei Eckardtshausen im Gegensatz zu der Gegend zwischen Neuenhof und Unkeroda die obersten Grenzhorizonte des Oberrotliegenden ohnehin unregelmäßig entwickelt sind, so könnte diese Diskordanz auch als Folge dieser unregelmäßigen Entwicklung der obersten Rotliegendeschichten gedeutet werden. Auch an anderen Stellen, wie im Borntal und am Otterstein bei Stedtfeld und an der Ruine

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1886, S. XLI f. Mitteilung des Herrn BEYSCHLAG über Aufnahme auf den Blättern Salzungen und Altmorschen.

Brandenburg, sind die obersten Schichten des Rotliegenden unregelmäßig ausgebildet, indem durch das Auskeilen eines Schiefertones zwei Konglomerate verschmelzen oder durch mehrfache Zwischenschaltung von Schiefertonein Konglomerat in mehrere solche zerlegt wird, wodurch auch der Eindruck einer schwachen Diskordanz entstehen muß. Am gleichmäßigsten liegt das Zechsteinkonglomerat wohl in dem Gebiet zwischen dem Rangenhof und dem Steinkopf südwestlich von Neuenhof den hier vollständig entwickelten Grenzschiefer- und Oberrotliegenden auf. Die einzige größere Diskordanz zwischen Zechstein und Rotliegendem liegt bei Eisenach vor, wo das Zechsteinkonglomerat auf dem sogenannten Wartburgkonglomerat (F. BEYSLAG) ruht, eine Diskordanz, die sich auf dem Blatte Wutha noch weiter steigert, so daß der Zechstein dort auf den Glimmerschiefer übergreift.

Grauliegendes.

Die Entfärbung des Rotliegenden bei der Transgression des Zechsteinmeeres ist im Bereich des Blattes Eisenach überall zu erkennen. Diese gebleichten Schichten, das sogenannte »Grauliegende«, sind auf der Karte nicht besonders zur Darstellung gebracht, sondern in dem Grenzkonglomerat bzw. Grenzschiefer- und Oberrotliegenden mit enthalten zu denken. Bei Epichnellen ist die Entfärbung in dem Grenzkonglomerat des schönen Profils am Bahnhof gut zu erkennen, und auf Klüften reicht die Bleichung oft bis zum Hauptkonglomerat hinab. Bei Eckardtshausen ist der Grenzschiefer- und Oberrotliegende nur auf etwa 1 m entfärbt, hier ist also kein Grauliegendes in Form von Konglomerat vorhanden.

Zechsteinkonglomerat.

Das Zechsteinkonglomerat zeichnet sich vor dem Grauliegenden durch einen höheren Gehalt an Milchquarzgeröllen und durch seine Verfestigung aus, die durch ein kalkiges Bindemittel geschieht. Gute Aufschlüsse boten zur Zeit der Kartierung die Abhänge südlich von Eckardtshausen, der Weinberg bei Unkeroda, der altbekannte Aufschluß am Bahnhof Epichnellen¹⁾ und ver-

¹⁾ MURCHISON, *Siluria* S. 340; F. BEYSLAG l. c.; W. FRANTZEN, dieses Jahrbuch 1894, S. 65—121.

schiedene Wegeböschungen im Neuenhofer Wald. Diese Aufschlüsse zeigen, daß das Konglomerat an manchen Stellen in einen grobkörnigen Sandstein übergeht. Seiner Zusammensetzung nach besteht es nicht nur aus Quarzgeröllen, die durch Kalk verkittet sind, sondern man kann z. B. am Kupferberg bei Neuenhof darin auch Granit- und Porphyrgerölle nachweisen, die freilich gegen den Quarz erheblich zurücktreten. An vielen Punkten ist das Zechsteinkonglomerat von den Verwerfungen aus, die den Zechstein durchsetzen, mit Erzen imprägniert, so am häufigsten mit Malachit, Kupferlasur und Kobaltblüte. Von besonderem Interesse ist der Fund eines Dreikantners, eines Milchquarzes, am Kupferberg bei Neuenhof. Dieses Quarzgeschiebe lag im Zechsteinkonglomerat, das durch einen eben erst angelegten Fahrweg frisch aufgeschlossen war, in der Schicht mit der breiten Basis nach unten, die drei Kanten nach oben gerichtet und wurde von mir aus dem Felsen gelöst. Auch in dem durch den gleichen Weg und durch andere benachbarte Waldwege gut aufgeschlossenen Grenzkonglomerat des Rotliegenden und in dem nächst tieferen, 60 m mächtigen Hauptkonglomerat fand ich bei Neuenhof eigentümliche Kantengeschiebe, die meisten aus Quarz bestehend und zum Teil Windschliffen ähnlich. Im Zechsteinkonglomerat blieb der obige Dreikantnerfund der einzige. Ich halte es deshalb für möglich, daß dieser Dreikantner doch aus dem unterlagernden Rotliegenden stammt und bei der Umlagerung durch die Brandung des Zechsteinmeeres zufällig in diese Lage gekommen ist und seine Form behalten hat. Die marine Entstehung des Zechsteinkonglomerates wird nicht nur durch ein kalkiges Bindemittel wahrscheinlich gemacht, sondern durch das Vorkommen echt mariner Fossilien bewiesen. Auf Blatt Eisenach war bisher nur eine Art, nämlich *Rhynchonella Geinitziana* DE VERN., im Zechsteinkonglomerat gefunden worden, während bei Gera eine etwas reichere Fauna darin gesammelt worden ist. Als neuen Fund kann ich einen Steinkern von *Pleurophorus costatus* BROWN sp. hinzufügen, den ich auf einem Stück Sanderz aus der Grube Hermann am Göringer Stein entdeckt habe.

Kupferschiefer.

Der Kupferschiefer, die wegen der Erzführung wichtigste Schicht des Unteren Zechsteins, stellt einen bituminösen Mergelschiefer dar, der aus einer unteren etwa 15 cm starken erzführenden Lage und einer oberen ungefähr $\frac{1}{2}$ m mächtigen tauben Mergelschicht, dem sogenannten Dachflöz, besteht. Der eigentliche Schiefer wird vom Bergmann noch in mehrere, ihrem Erzgehalte nach verschiedene Schichten zerlegt, die als Schiefer schlechthin, Kammschale, grobe und feine Lette bezeichnet werden. Der Kupferschiefer führt fast überall Fossilien, so namentlich schöne Exemplare von *Palaeoniscus Freieslebeni* und *Platysomus* sp., daneben häufig Pflanzenreste, besonders von *Ullmannia Bronni*. Die Kupfererze birgt der Schiefer in Form feiner Einsprengungen, deren Körnchen meist erst mit bewaffnetem Auge erkennbar werden.

Zechstein.

Über dem Kupferschiefer liegt der etwa 10 m mächtige Zechsteinkalk oder Zechstein im engeren Sinne, der aus aschgrauen, schiefrigen, schwach bituminösen Mergelkalken und, besonders zu oberst, aus härteren, blaugrauen Kalken besteht. Diese härteren oberen Bänke werden an einigen Stellen, z. B. nahe der Tyroler Platte auf dem Rennstieg und im Walde westlich von der Badstube, zur Wegebeschotterung gewonnen. An diesen Stellen, wie auch am Bahnhof Epichnellen und an mehreren anderen Punkten enthält der Zechsteinkalk spärliche und schlecht erhaltene Versteinerungen wie

Serpula Schubarthi v. SCHAUR.

Euomphalus rennstiegensis DIETZ

» *disomplalus* DIETZ

Spirifer Clannyanus KING sp.

Strophalosia excavata GEIN.

Rhynchonella Geinitziana DE VERN.

Cyathocrinus ramosus v. SCHLOTH. sp.

Ullmannia Bronni GÖPP.

Fucoiden-artige Reste.

Im Bereich unseres Blattes zeigt der Zechsteinkalk eine sehr gleichmäßige Ausbildung; im Gelände bildet er meist eine charakteristische Steilböschung.

Erzführung des Unteren Zechsteins.

Schon zu Luthers Zeiten hat man auf Blatt Eisenach die Kupfererze bergmännisch zu gewinnen begonnen, und in neuester Zeit noch haben bei Neuenhof, Göringen und Epichnellen kleinere Bergwerke bestanden, die allerdings wegen ungenügender Rentabilität wieder eingestellt werden mußten. Von dem älteren Bergbau legen die zahllosen alten Pingen, einige alte Stollen und Bergalden Zeugnis ab¹⁾. Besonders reich an Erzen scheint das Gebiet des sogenannten Gotangers nördlich vom Gute Clausberg gewesen zu sein, wo man noch jetzt Kupfer- und Kobalterze auf den Halden sammeln kann. Der Prozentgehalt des Schiefers an Kupfer ist ein geringer, aber in der Nähe der Verwerfungen, der sogenannten »Rücken«, die gerade in unserem Gebiet außerordentlich häufig sind, reichert sich der Schiefer an, und auch das Zechsteinkonglomerat und ein Teil des Zechsteinkalkes zeigen sich dann mit Erzen imprägniert. Nicht alle Verwerfungsspalten sind mit Gangart gefüllt, die meisten sind nur einfache Verwerfungen, keine Gänge. Das Vorkommen von Gangmaterial (meist Schwerspat mit Einsprengungen von Kupfer- und Kobalterzen) beobachtete ich bei Göringen am Göringer Stein, bei Neuenhof an der Grube Hermann im Herrenbrückengrund, im Stedtfelder Gemeindewald bei Höhe 276 am Fußwege von Stedtfeld nach dem Rangenhof und besonders am Gotanger, dem großen Pingenfeld nördlich vom Gut Clausberg. Unterhalb des Zechsteinkonglomerats vertauben die Gangfüllungen im Rotliegenden vollständig. Im Borntal und am Ofenstein bei Eisenach fand ich z. B. nur schwache Gänge von Kalkspat, im ersteren Falle mit rötlichem Sande versetzt.

Verschiedenheit in der Ausbildung.

In der Ausbildung des Mittleren Zechsteins zeigt sich, worauf

¹⁾ J. C. W. VOIGT, Mineralogische Reisen durch das Herzogtum Weimar und Eisenach usw. Teil II. Dessau 1785.

bereits F. BEYSLAG (l. c.) hingewiesen hat, in der Gegend von Salzungen und Eisenach ein auffälliger Wechsel, indem in dem Gebiet von Schwaina bis etwa Förtha die ganze Stufe aus einem mächtigen Blasenschiefer gebildet wird, in den nördlichen Teilen des Blattes Eisenach aber dieser Blasenschiefer verkümmert und dafür zellige, dolomitische Kalke mit untergeordneten bunten Letten und ganz vereinzelt Gipslagern auftreten. Das Profil im nördlichen Teile von Blatt Eisenach ist also viel mannigfaltiger als im südlichen Gebiet.

Unterer Dolomit und Blasenschiefer.

In dem nördlichen Gebiet zwischen Neuenhof und Unkeroda lagert auf dem Zechsteinkalk ein etwa 2—3 m mächtiger dolomitischer, löchriger Kalk, der nach oben in echten Blasenschiefer übergeht, d. h. in feingeschichteten, löcherigen, dolomitischen, in dünne Schichten spaltenden Kalk.

Letten mit Gips.

Über dieser unteren kalkigen folgt eine ebenfalls wenig mächtige Zone von meist grauen und seltener auch rötlichen, mattfarbigen Letten, die im Bahneinschnitt bei Epichnellen ein Lager von weißem, krystallinischen Gips einschließen und außerdem Residuen von Gips und Salz in Gestalt von wie zerfressen aussehenden Kalkknollen und brecciösen Letten enthalten. Diese Letten sind in dem Gebiet zwischen Neuenhof und dem Gute Clausberg auf der Karte zur Darstellung gebracht worden. Südlich von Stadtfeld, an der Rüsselskuppe, am Ruppertskopf und an anderen Stellen sind sie zwar auch vorhanden, aber wegen steiler Schichtenstellung oder mangels geeigneter Aufschlüsse nicht genügend verfolgbar gewesen und deshalb nicht zur Eintragung gelangt. In der Umgebung von Epichnellen treten sie nochmals deutlich hervor, weiter südlich konnte ich sie aber nicht weiter verfolgen, da schließlich auch die hangenden Zellenkalke verschwinden und nur noch Blasenschiefer als Vertreter des Mittleren Zechsteins erkennbar ist.

Oberer Dolomit.

Auf diese Lettenzone, die dem Horizont eines älteren Steinsalzes und der zugehörigen Salztone entspricht, folgen mächtige, klüftige, massige, dolomitische Kalke von zuckerig-krystallinischer, oft zelliger Beschaffenheit, die stellenweise Felsen bilden und vielfach noch in festen Bänken auftreten, so daß sie zu Bausteinen verarbeitet werden können (z. B. bei Neuenhof und an der Ruine Brandenburg). Diese Zone von dolomitischen Kalken ist in der Gegend von Neuenhof und Göringen mächtig entwickelt, bei Unkeroda ist sie nur noch wenig mächtig und verschwindet bei Wolfsburg nach Süden hin auskeilend. Man kann diese kalkige Zone dem Hauptdolomit anderer Gegenden gleichstellen, während der Gips bei Epichnellen dem Gips des Mittleren Zechsteins bei Kittelsthal (Bl. Wutha) entsprechen dürfte und somit dem älteren Gips des südwestlichen Harzrandes bei Herzberg, Ellrich und Nordhausen entspricht.

In den Tiefbohrungen, die den Mittleren Zechstein erreicht haben, entspricht dem Blasenschiefer ein Anhydritknotenschiefer von dunkelgrauer Farbe mit weißen Anhydrit- oder Gipsknötchen, durch deren Auslaugung das Gestein über Tage löcherig geworden ist.

Der Obere Zechstein besteht aus zwei Letten mit zwischengeschaltetem Plattendolomit.

Untere Letten.

Der etwa 20—30 m mächtige Untere Letten konnte auf Blatt Eisenach überall gut von dem Plattendolomit und den oberen Kalken (Hauptdolomit) des Mittleren Zechsteins abgetrennt werden. Dagegen ist es natürlich schwer, in einem Gebiet wie bei Eckardts-
hausen, wo zwischen Blasenschiefer und Plattendolomit nur Letten auftritt, zu entscheiden, ob etwa ein unterer Teil dieses Lettens als noch zum Mittleren Zechstein gehörig abzutrennen ist, oder ob die ganze Masse dem Unteren Letten des Oberen Zechsteins angehört. Die Letten des Unteren Lettens sind vorwiegend grau, aber nicht durchweg, sondern es schieben sich mattfarbige, rote

und violette Lagen ein (Epichnellen, Neuenhof usw.). Im Großen Borntal zeigen die grauen Letten auch Pseudomorphosen nach Steinsalz und Gipsresiduen. Bei Eckardtshausen ist in den obersten grauen Schichten des Unteren Lettens ein Gipslager enthalten, das in einem alten Steinbruch an der nördlichsten Spitze des Dorfes aufgeschlossen ist. Es sind graue und weißliche, teils spätige, teils feinkrystallinische Gipse. Über ihnen liegen noch etwa 2 m graue Letten und Sandsteine, dann folgt der Plattendolomit. Die Grenzschichten zwischen Unterm Letten und Plattendolomit sind in den Wasserrissen östlich vom Grünen Jäger bei Förtha gut aufgeschlossen, lassen sich aber auch auf dem Dachsberg bei dem Frommeshof, auf den Feldern zwischen Ernstgraben und Probstwand südlich von Neuenhof gut erkennen. Graue, gelblichbraune, ja auch rötlich gestreifte feinkörnige Sandsteinschiefer sind in diesen obersten Lagen des Unteren Lettens eine charakteristische Schicht, die auch in benachbarten Tiefbohrungen weit verbreitet ist. Einzelne Lettenpartieen im Bereich des Mittleren Zechsteins mußten zum Unteren Letten gezogen werden, weil ihnen fossilführender Plattendolomit in einzelnen Schollen auflagert, der durch die genannten sandigen Grenzschichten zweifellos als Plattendolomit gekennzeichnet ist.

Plattendolomit.

Der etwa 15 m mächtige Plattendolomit oder Obere Zechsteindolomit ist in der ganzen Gegend ziemlich gleichmäßig ausgebildet und als ein durchgehender Leithorizont zu betrachten. Seine obersten Schichten sind rauchwackenartig ausgebildet und zerfallen leicht zu lockerer »Dolomitasche«. In der Mitte liegen meist feinkrystallinische weiße, hellbraun bis grau gefärbte, plattige dolomitische Kalke, die *Schizodus* und *Myalina Hausmanni* sowie zahlreiche kleine, nicht näher bestimmbare Gastropoden führen; diese plattigen Schichten rechtfertigen auch für unsere Gegend den Namen Plattendolomit, den man den übrigen Kalken dieses Horizontes sonst nicht zuerteilen würde. Zu unterst folgen dann wieder zellige, dolomitische Kalke. Die besten Aufschlüsse im Plattendolomit liegen bei Eckardtshausen, kleinere Profile sind in

dem Steinbruch östlich von Lauchröden, in dem Tal südlich von der Ruine Brandenburg, im Großen Borntal, am Hohen Rod bei Neuenhof und am Hutweidekopf südwestlich von Eckardtshausen zu sehen. In dem Steinbruch östlich von Lauchröden enthalten die steil nach SW. fallenden Schichten des Plattendolomits eine etwa $\frac{1}{2}$ m mächtige Lage von losem Kalksand, eine Beobachtung, die auch in Tiefbohrungen des Werragebiets öfter gemacht worden ist. Am Hütschhof habe ich im Plattendolomit neben *Schizodus* und anderen Versteinerungen auch Fucoiden-artige Pflanzenreste gefunden. Am Hutweidekopf zeigen die unteren Schichten des in einem Steinbruch aufgeschlossenen Plattendolomits auf den Schichtflächen deutliche Netzleisten. Ein Auskeilen des Plattendolomits habe ich auf Blatt Eisenach nirgends beobachten können. Seine außerordentlich feinkrystallinischen plattigen mittleren Schichten unterscheiden mit ihrer Fauna den Plattendolomit genügend vom Mittleren Zechstein, mit dessen Rauchwacken die untersten und obersten Schichten des Plattendolomits sonst eine große Ähnlichkeit haben.

Der Obere Letten.

Der Obere Letten ist im Bereich unseres Blattes rot oder grau gefärbt, seine Mächtigkeit mag etwa 5 m betragen. Infolge seiner z. T. ziemlich massigen Beschaffenheit nähert er sich dem Bröckelschiefer. Die Letten bilden gegenüber dem Bröckelschiefer, der meist eine Schwelle im Terrain bedingt, eine Senke, deren Boden häufig stark durchfeuchtet ist. Eine scharfe Abtrennung des Oberen Letten vom Bröckelschiefer ist jedoch nicht immer möglich; hierbei kann auch das Vorkommen von runden, z. T. hohlen Dolomitknollen und Gipsresiduen als für die Letten bezeichnend nicht maßgebend sein, da solche z. T. aus Anhydritknollen hervorgegangenen Residualbildungen auch im Bröckelschiefer nichts Seltenes sind. Die blättrig-schilfrige Verwitterung der Letten gegenüber der scherbügel-würfligen des Bröckelschiefers läßt diese Gesteine zwar unterscheiden, doch gibt es Profile, in denen sich beide Gesteinsarten so vielfach wiederholen, daß man innerhalb eines Raumes von mehreren Metern zweifelhaft sein

kann, wohin die Grenze zu legen ist. Besonders in den Tiefbohrungen der Nachbarschaft ist es vielfach nicht gelungen, zwischen dem Oberen Letten und dem Bröckelschiefer scharf zu unterscheiden.

Auf die in den Tiefbohrungen der weiteren Umgebung gewonnenen Zechstein-Profile werde ich an anderer Stelle näher eingehen; die übrigen Formationen, auch die tektonischen Verhältnisse des Blattes Eisenach, sollen noch besonders behandelt werden.

7. Provinz Brandenburg.

Herr JENTZSCH berichtet über geologische Beobachtungen des Jahres 1909:

JENTZSCH,
Falsandstufen,
Tonmergel.
Blatt Herz-
felde.

Auf Blatt Herzfelde (G.-A. 45, Nr. 34) wurden die Talstufen verfolgt und dabei die bereits im Vorjahre gewonnene Erkenntnis befestigt, daß dort die 40 m-Stufe als randlicher Uferabsatz (Schar) eines durch sie zugeschütteten Sees aufzufassen sei, als dessen letzte Reste die Seen und Seenketten erscheinen.

Die durch WAHNSCHAFFE¹⁾ beschriebenen Ziegelgruben von Herzfelde zeigten auch jetzt ganz ähnliche Profile wie die vor 28 Jahren aufgeschlossen gewesenen. Insbesondere war, wie damals, in den südlich und inmitten des Dorfes gelegenen Gruben der mächtige diluviale Tonmergel durch Geschiebemergel bedeckt, der stellenweise von ersterem durch Sand getrennt war. Aber nördlich und nordwestlich des Dorfes keilte der Geschiebemergel sich ganz allmählich zwischen geschiebeführendem Oberem Sand und einem geschiebefreien Sande aus, so daß der Tonmergel nur Sande als Deckgebirge hatte. Den geschiebefreien Sand, wie in früherer Zeit allgemein üblich, dem »Unteren Diluvium« zuzuweisen und ihn als »Unteren Sand« (ds) zu bezeichnen, dürfte der heutigen Nomenklatur nicht mehr entsprechen. Vielmehr faßt Verf. sowohl den Tonmergel wie die begleitenden Sande als Absätze eines Stausees der Jungglazialzeit auf, über welchen die den

¹⁾ Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. Bd. 34. 1882. S. 563–587.

örtlich obersten Geschiebemergel absetzenden Eismassen zwar zeitweise ein Stück vorrückten, der aber doch ein Stau, also ein Zubehör derselben Eismassen gewesen sein dürfte.

8. Provinz Pommern.

Herr L. SCHULTE berichtet über die Aufnahmen der Blätter Treptow a. Rega (G.-A. 12, Nr. 60) und Robe (G.-A. 12, Nr. 54):

Das Gebiet der beiden im nördlichsten, an die Ostsee grenzenden Teile des hinterpommerschen Kreises Greifenberg gelegenen Blätter gehört zur Küsten- und Strandzone¹⁾. Die Hochfläche wird in ihrer Hauptmasse von Geschiebemergel der jüngsten Eiszeit zusammengesetzt; sie weist im südlichen Teile des Blattes Treptow noch Höhenlagen zwischen 30 und 40 m über N. N. auf und sinkt auf Blatt Robe bis auf etwa 1,5 m herab. Im allgemeinen trägt sie das Gepräge der Grundmoränenebene; nur in der Südhälfte des Blattes Treptow von Lewetzow ab bis in die Gegend zwischen Gumtow und Zedlin ist ein stark welliges Hügelland (»Grundmoränenlandschaft«) entwickelt. Dieses nimmt einen, fast das ganze Blatt durchquerenden, etwa 1,5 km breiten Geländestreifen ein, der mit seinen zahlreichen ansehnlichen Kuppen um so mehr einen Endmoränenzug vortäuscht, als er in ostwestlicher Richtung in einem leicht nach S. geschwungenen Bogen verläuft.

SCHULTE,
Ebene Grund-
moränenland-
schaft, Os-
terrassen.
Küstental mit
Flachmoor.
Blätter
Treptow a. R.
und Robe.

Auf Blatt Robe taucht der Geschiebemergel ganz allnählich unter die Torfbildungen des zuerst breiten, dann im westlichen Teile des Blattes sich bedeutend verengenden Küstentales unter, das von Kolberg aus hinter dem Dünengürtel bis in die Nähe des Horst-Eiersberger Sees verläuft. Durch eine große Anzahl tiefer Bohrungen während der Aufnahmeanbeiten wurde festgestellt, daß

¹⁾ Vergl. K. KEILHACK, Über die Lage der Wasserscheide auf der baltischen Seenplatte. PETERMANN'S geogr. Mitt. 37. Bd. S. 38—41. Gotha 1891. — Ferner: Derselbe, Exkursion in das eigentliche Hinterpommern. Zeitschr. d. D. geol. Ges. L 1898. S. 153—156 P.

in dem das Küstental ausfüllenden Flachmoore der Torf, dessen größte Mächtigkeit in der Mitte der Moorfläche nicht ganz 5 m beträgt, zum Teil unmittelbar den Geschiebemergel überlagert. Auch jenseits der Moorfläche bei Ost-Deep innerhalb des Dünen-gürtels bildet der Geschiebemergel den tieferen Untergrund unter den Flugsand- und Moorbildungen, was u. a. auch durch die später angeführte Brunnenbohrung erwiesen ist.

In der Nähe der Westgrenze des Blattes Treptow liegt eine Anzahl schmaler, nordsüdlich streichender Erhebungen; ihre Zusammensetzung und reihenförmige Anordnung in einer Ausdehnung von 2,7 km kennzeichnen sie als Teile eines Os. Der Zug beginnt am Rande der Geschiebemergelfläche südwestlich von Gumtow nördlich und südlich von der Chaussee mit zwei kleinen Sandhügeln, von denen aber nur noch der südliche sich deutlich aus dem Gelände heraushebt (der nördliche ist fast ganz abgetragen), und läßt sich dann weiter nach S. inmitten einer ausgedehnten, durchschnittlich etwa 500 m breiten Moorfläche als eine scharf hervortretende, langgestreckte Hügelreihe verfolgen. Zunächst schließt sich der Hutungsberg an, ein schmaler, bis 75 m breiter, etwa 475 m langer dammförmiger Sandrücken, der fast genau auf seiner Mitte eine kleine Geschiebemergeldecke trägt und nach allen Seiten steil zu den ihn rings umgebenden Alluvionen abfällt. Es ist das am besten ausgeprägte Stück des ganzen Zuges und erreicht eine relative Höhe von 9 m (absolute Höhe 25 m über N. N.). Nach mehreren kleinen, je 100 bis 150 m langen und höchstens 30 m breiten und ziemlich flachen, nur durch kleine Zwischenräume von einander getrennten Kuppen folgt ein etwa 400 m langer, bis 100 m breiter Sandrücken mit allseitig steil abfallenden Rändern. Mit einer etwa 1 km langen Unterbrechung durch die Flachmoorniederung bildet dann nordwestlich von Wangerin ein etwa 600 m langer, gegen 150 m breiter Hügel den Abschluß des ganzen Zuges. Auch dieser Rücken trägt in der Mitte seines nördlichen Endes eine schmale, langgestreckte Geschiebemergeldecke.

Die einzelnen Erhebungen sind aus kalkhaltigen feinen bis

grobkiesigen Sanden zusammengesetzt, deren Aufbau wegen ihrer mangelhaften Aufschließung sich schwer erkennen ließ; nur zwei kleine Aufschlüsse gewährten einen Einblick: der eine im mittleren Teile des Zuges zeigte steilauferichtete Feinsand-, Sand- und Kieslagen in raschem Wechsel; der andere an der Südspitze des Hutungsberges ließ steil aufgerichtete Sande mit Kieslagen erkennen. Die steile Lagerung der Sandschichten und die erwähnten Geschiebemergelkerne sind bezeichnend für ein Stauos (Aufpressungsos).

Von den hinterpommerschen großen breiten ostwestlichen Längstälern entfallen zwei auf das kartierte Gebiet, nämlich das schon erwähnte Küstental (Blatt Robe) und ein Stück des bekannten Kolberg-Kammer Tales, das von Kolberg über Treptow und Zedlin (Blatt Treptow) weiter nach W. verläuft. Beide werden durch ein subglaziales nordsüdliches Quertal mit einander verbunden, das von der Rega durchflossen wird und von Treptow ab nach N. erheblich an Breite zunimmt. Die Ränder dieser Täler sind von zwei diluvialen Terrassen begleitet; die tiefere und überhaupt niedrigste sinkt von 15 m (Südrand von Blatt Treptow) bis gegen 5 m (Blatt Robe); die höhere ist nur auf Blatt Treptow entwickelt und reicht hier bis an die 20 m-Höhenlinie heran.

Die Ausmündung des Regaflusses bei Ost-Deep (Blatt Robe) erfolgt durch einen etwa 1½ km langen künstlichen Arm, der, im Jahre 1415 hergestellt, von West-Deep ab in fast nördlicher Richtung nach Durchschneidung hoher Dünenwälle eine schnelle Verbindung mit der nahen Ostsee herbeiführt, während der alte Flußlauf, die »Alte Rega«, bei West-Deep eine scharfe Biegung nach O. macht und erst nach Durchströmung des Kamper Sees auf dem benachbarten Blatte Langenhagen durch einen kurzen Arm der Ostsee zueilt. Spuren der ursprünglichen Regamündung bei dem vielbesprochenen Orte Regamünde, der zwischen Ost-Deep und Kolberger Deep (Blatt Langenhagen) gelegen haben soll¹⁾, sind nicht mehr aufzufinden.

¹⁾ HEINTZE, Der Hafenort Regamünde. Balt. Studien 18. Jahrg., 1. Heft, S. 81—114, Stettin 1860. — Nachrichten über den Ort liegen noch aus dem

Die größeren Moore des Gebietes und die meisten kleineren sind Flachmoore. Einige kleine Hochmoore wurden auf dem Blatte Treptow aufgefunden und zwar östlich von Wangerin, südöstlich von Zedlin, südlich von Zedlinerberg und östlich von Gummin am Fuße des Schnurbergs. Größere Mächtigkeiten des Flachmoortorfes (bis zu 4,7 m) wurden nur in dem Küstentale auf Blatt Robe festgestellt.

F. W. PAUL LEHMANN berichtet¹⁾, daß auch der Alluvialsand von Ost-Deep von Torf unterlagert wird. Durch die Aufnahmearbeiten wurde diese Beobachtung bestätigt und gelegentlich der schon erwähnten Brunnenbohrung über die Mächtigkeit der Torfschichten und ihre Unterlagerung Näheres bekannt. Da diese im Jahre 1909 ausgeführte Tiefbohrung auch über die Mächtigkeit des unterlagernden Diluviums einigen Aufschluß gibt, so seien hier die Ergebnisse der Bohrung nach dem vom Bohrunternehmer aufgestellten Schichtenverzeichnisse mitgeteilt:

- 0— 2,5 m: »Sand« (Dünensand)
- 2,5— 5,0 »: »Moor« (Flachmoortorf)
- 4,0—60,0 »: »Ton mit einigen Kiesschichten« (Geschiebemergel)
- 60,0—69,0 »: »Feinster Sand«
- 69,0—69,5 »: »Kohle« (dunkelgrauer Ton unbestimmten Alters).

Bohrproben waren nicht aufbewahrt worden mit Ausnahme spärlicher, erbsengroßer Brocken aus der tiefsten Schicht, da diese für Kohle gehalten worden war. Die geringen Reste des Tones waren für seine Bestimmung nicht zu verwenden.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß aus dem Bohrloche beim Durchsinken der stark gepreßten Torfschicht beträchtliche Mengen von Sumpfgas hervorbrachen; das Gas entwich aus einem drei-

16. Jahrhundert vor; vergl. E. B. EGERLAND, Anmerkung von der untergegangenen Pommerschen Stadt Regamünde. Pommersche Bibliothek IV. Bd., 1. Stück, S. 1—3. Greifswald 1755. — Der Kirchturm soll noch 1597 gestanden haben; vergl. DAN. GOTTL. THEBESIUS, Beyträge zu der Naturhistorie des Pommerlandes etc. Balt. Studien 3. Jahrg., 1. Heft, S. 45, Stettin 1835. — Nach anderen Berichten ist Regamünde im 14. Jahrhundert zerstört worden; vergl. L. QUANDT, Über die Verluste der Pommerschen Küste. Balt. Studien 4. Jahrg., 2. Heft, S. 1—7, Stettin 1837.

¹⁾ Das Küstengebiet Hinterpommerns. Wanderungen und Studien. Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde, 19. Bd., S. 343. Berlin 1884.

zölligen Rohre mit großem Geräusche und erzeugte, angezündet, eine bis 5 m hohe Stichflamme. Erst nach einiger Zeit ließ die Gasentwicklung nach, bis sie schließlich ganz aufhörte¹⁾.

Das Moor zwischen Robe und Ost-Deep ist überhaupt sehr gasreich, wovon man bei jeder Bohrung Beweise erhält. Der Gasreichtum ist durch den reichlichen Sapropelgehalt des Flachmoortorfes bedingt.

Anch jenseits der Rega, westlich von Ost-Deep, ist durch die Aufnahme das Fortstreichen des Torfes unter dem Dünensande nachgewiesen worden, und am Strande nahe der Badeanstalt tritt ein stark gepreßter, mit zahlreichen aufrechtstehenden Baumstubben bestandener Torf in breiter Fläche zu Tage, der dort unter den Dünen verschwindet.

In den Torfmooren der großen Längstäler sind mehrfach Säugetierreste vorgefunden worden. W. DEECKE²⁾ erwähnt Reste von *Bos primigenius* aus dem Moore bei Treptow a. Rega. Ein Schädel des Urstiers aus derselben Gegend befindet sich im Treptower Gymnasium. Auch Elchgeweihe werden aus dem Moore zwischen Treptow und Kammin angeführt³⁾.

Nach alten Nachrichten soll das Kolberg-Kamminer Moor früher schiffbar gewesen sein; die Dörfer Triebis, Belbuck und Holm sollen noch im Jahre 1208 vom Wasser umgebene Inseln gewesen sein⁴⁾. Auf die Unwahrscheinlichkeit eines ehemaligen Schiffsverkehrs zwischen Kammin und Kolberg hat P. W. LEH-

¹⁾ Näheres darüber ist mitgeteilt in dem Aufsätze: H. POTONIÉ, Eine im Ögelsee (Prov. Brandenburg) plötzlich neue entstandene Insel. Dieses Jahrbuch 1911, Bd. XXXII, Teil I, S. 214. — Über ähnliche Erscheinungen in pommerischen Mooren vergl.: M. VON DEM BORNE, Zur Geognosie der Provinz Pommern. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. IX, 1857, S. 479; ferner E. BOLL, Beiträge zur Geognosie Mecklenburgs, mit besonderer Berücksichtigung der Nachbarländer, IV. Teil. Meckl. Arch. XXI, 1868, S. 80; W. DEECKE, Geologie von Pommern, Berlin 1907, S. 254.

²⁾ Geol. v. Pom. S. 245 und in dem Aufsätze: Säugetiere aus dem Diluvium und Alluvium der Provinz Pommern. Mitt. a. d. Naturw. V. f. Neuvorp. u. Rügen, Greifswald, 36. Jahrg. (1904). Berlin 1905. S. 185.

³⁾ W. DEECKE, Geol. v. Pom. S. 244.

⁴⁾ THEBESIUS, a. a. O. S. 35 u. 36.

MANN¹⁾ hingewiesen. Daß Trieb und Belbuck ehemals auf Inseln lagen, ist durch die Aufnahme widerlegt; nur Holm liegt auf einer rings vom Moor umgebenen, aus Geschiebemergel aufgebauten Insel.

Die Untersuchungen über die Veränderungen im Küstengebiet sind noch nicht zum Abschlusse gelangt.

Herr MENZEL berichtet über die Ergebnisse seiner Aufnahmen auf Blatt Alt-Belz im Jahre 1910:

MENZEL,
Terrassen des
Persante-
Stausees, Rin-
nentäler, Os-
ähnliche Kies-
züge, glaziale
Tone, Allu-
vium. Blatt
Alt-Belz.

In das Blatt Alt-Belz (G.-A. 13, Nr. 53), dem die Aufnahmen des Sommers 1910 gewidmet waren, ragt von Süden, vom Blatte Bulgrin her, noch ein Teil der 25 m-Terrasse hinein, die den sogenannten Persante-Stausee KEILHACK's zum größten Teil erfüllt. Diese Terrasse findet sich zu beiden Seiten der Radüe zwischen Nassow und Thunow und erstreckt sich Radüe-aufwärts noch bis in die Gegend von Schwanzenskatzen bei Barzlin auf Blatt Bulgrin, während die höhere, etwa 35 m hohe Terrasse in der Gegend von Gülz am Nordrande von Blatt Bulgrin endigt. Dieses plötzliche Aufhören der 35 m-Terrasse hängt ohne Zweifel mit einer kleinen Stillstandslage zusammen, die besonders in der Gegend von Streckenthin deutlich zu beobachten ist. Die 35 m-Terrasse wurde gebildet, als der Eisrand in der Gegend von Streckenthin gelegen war.

Die 25 m-Terrasse zieht sich vom Radüetale aus nach Osten zu in das Tal des Schwarzbaches hinein und greift zwischen Konikow und Schwessin noch auf das Blatt Köslin über, wo sie in Verbindung mit dem Lüptow-See tritt. Nach hier hin hebt sich die Terrasse bis auf etwa 30 m.

Dem Talsandgebiet dieser Terrasse ist nun nach Norden eine Hochfläche vorgelagert, die im Wesentlichen aus Geschiebelehm besteht, dem hie und da Obere Sande aufgelagert sind, und durch den an zahlreichen Stellen die Unteren Sande hindurchstoßen. In diese Hochfläche greifen vom Tale der Radüe und des Schwarzbaches aus nordnordwestlich gerichtete Rinnentäler ein, die teils

¹⁾ a. a. O. S. 341.

mit Talsanden, teils auch mit Alluvionen erfüllt sind und sich bis zu einer Linie nach Norden erstrecken, die sich von Köslin her über Alt-Belz nach Tessin und Parnow erstreckt. Sie endigen hier mehrfach, so bei Datjow und Parnow mit einer seenartigen Ausbuchtung. Die oben gekennzeichnete Linie stellt auch zugleich die höchste Erhebung des Blattes dar und ist durch eine Eisrandlage hervorgerufen, die sich in Durchragungen und Aufschüttungen (z. B. bei Alt-Belz) zu erkennen gibt. Die vorhin erwähnten NNW.-Täler sind die Schmelzwasserrinnen, die bei dieser Eisrandlage von dem Eise in den Belgarder Stausee führten. Diese Rinnentäler entsprechen aber unter dem Eise vorgebildeten Spalten oder Hohlräumen, in denen die Gletscherflüsse ihren Ausweg suchten und fanden. Dies wird durch Os-ähnliche Kiesrücken bestätigt, die z. B. bei Neuklenz, bei Neu-Belz und bei Kratzig teils in den Tälern verlaufen, teils dieselben am Rande begleiten.

Von der Eisrandlage Köslin—Alt-Belz—Parnow nach Norden zu senkt sich das Gelände stetig und es stellt sich eine eigentümliche Änderung in der Beschaffenheit des Geschiebemergels ein. Während derselbe im Süden die ganz normale, kalkarme sandige Ausbildung zeigt, wird er im Norden mit einem Male stark tonig und kalkig und erscheint wohl auch in kleinen Fetzen und Schollen als Bänderton oder Mergelsand, der aber so innig dem Geschiebelehm beigemischt und eingelagert ist, daß man ihn nicht abtrennen kann. Es hat den Anschein, als ob bei Ablagerung des Geschiebemergels Schmelzwässer auf dem Eise eine Bildung von Tonen eingeleitet hätten, die bei völligem Zusammentauen zerstückelt und dem Geschiebemergel eingelagert worden wären.

Von Interesse sind noch die Alluvionen des Radtje- und Schwarzbachtales. Beide Flußläufe werden begleitet von einem breiten Streifen »Moorerde«, einer tonig-sandigen Humusablagerung, die anscheinend durch ständige Überschlickung und Übersandung der sich bildenden Torfablagerung entstanden ist. Die sandig-tonige Beimischung nimmt nach oben und mit der Entfernung von den Flußläufen ab, so daß in den Nebentälern in einigem

Abstände vom Flusse sich stets reiner Torf einstellt. Ebenso liegt an manchen Stellen über der »Moorerde« Torf.

Tertiäre Schichten (Tone und Grünsande) finden sich in einigen Durchragungen bei Latzig, Kothlow und Alt-Belz.

9. Provinz Schlesien.

Herr ZIMMERMANN führte 1910 die Kartierung des Culms auf den Blättern Ruhbank und Kupferberg weiter und untersuchte auf Blatt Bolkenhain ein durch eine etwas größere Schichtenmannigfaltigkeit ausgezeichnetes Stück des alten Schiefergebirges.

ZIMMERMANN,
Culm.
Blätter
Ruhbank,
Kupferberg
und
Bolkenhain.

Der Culm genannten Gebietes bildet das Nordwestende der großen inneren Mittelsudetischen (Landeshut-Glatzer) Mulde und zeigt darum einen ausgezeichneten umlaufenden Schichtenbau, wobei auf dem durch Thomasdorf verlaufenden Meridian alle Culmschichten ihren nördlichsten Punkt erreichen. Im untersuchten Gebiete ist der Culm frei von sonstigen Schichtenstörungen, auf seiner Nordseite aber wird er durch eine große ostwestlich verlaufende Verwerfung gegen das Grünschiefer- und Phyllitgebirge abgeschnitten, oder — was weniger wahrscheinlich ist — er hat sich an eine präexistierende, dann vielleicht durch eine alte Verwerfung gebildete Steilwand angelagert. Diese Grenzlinie läuft am Südende der Dörfer Streckenbach, Nieder-Kunzendorf und Thomasdorf vorbei nach Hohen-Helmsdorf und Ober-Baumgarten. So kommt es, daß bei Thomasdorf eine Anzahl der untersten Schichten, die man weiter ostwärts oder westwärts noch trifft, durch die fragliche Verwerfung abgeschnitten sind, welche, ist noch zu untersuchen. Bemerkenswert ist aber, daß die im W. (insbesondere auf Blatt Kupferberg) erscheinenden untersten Schichten, die dort normal auf dem älteren Gebirge auflagern, anderer Art sind als die im O. vorhandenen tieferen Schichten; und zwar sind sie durch Steinkohlenzwischenlagen (allerdings wohl ohne wirtschaftlichen Wert) und durch breccienartige Schie-

fer-Konglomerate ausgezeichnet; die östlichen sind erst noch genauer zu untersuchen. — Die Hauptmasse der Culmschichten des Blattes Ruhbank kann man auf dem schon genannten Meridian von Thomasdorf von diesem Dorfe bis südlich von Ruhbank über 8 km weit nach der Muldenachse zu verfolgen, ehe man (wenig jenseits des Südrandes des Blattes) in die obercarbonischen Schichten des Blattes Landeshut gelangt. Das Einfallen ist auf dieser Linie stets nach Süden gerichtet, wechselt zwar etwas in der Stärke, ist aber im N. am stärksten (40 bis 50°) und verflacht sich nach S. bis auf 30 und 25°. In gewöhnlicher Weise berechnet, würde sich daraus eine Mächtigkeit von 4 bis 5 km ergeben, die man also am Südrande des Blattes mindestens zu durchbohren hätte, wollte man hier dieselben Schichten erreichen, die bei Thomasdorf zu Tage kommen. Ich glaube aber, man darf diese Berechnungsweise hier nicht anwenden, sondern muß eine sehr starke Verminderung für jede Schicht nach dem Muldeninnern annehmen, das zugleich das Innere des Beckens war, in dem der Culm sich ablagerte, d. h. man muß an eine großartige Form von Übergußschichtung denken und wird sich im Muldeninnern mit einer Gesamt-Schichtenmächtigkeit von 2 km schon recht gut begnügen können.

Auf den nördlichsten 4 Kilometern des Ausstreichens auf der Meridianlinie, die also der größeren unteren Hälfte der Schichtenmächtigkeit entsprechen, herrschen grobe bis sehr grobe Konglomerate vor groben und feineren Sandsteinen vor, Schiefertone sind fast gar nicht vertreten; ihrer Festigkeit entsprechend ragen einzelne Schichten als Rippen empor, andere dazwischen bilden Einsenkungen; Rippen und Senken kann man weithin über viele Berge verfolgen und an ihnen also das Streichen ausgezeichnet bestimmen. (Die großen Täler und Bergrücken verlaufen zumeist unabhängig vom Schichtenbau!) Mehr oder minder scharf kann man graue und rote (dem Rotliegenden ähnliche) Konglomerate, mächtige Schichtfolgen bildend, unterscheiden. Zu oberst liegt ein sekundär (durch noch unbekanntere Prozesse) buntfleckig (rostigbraun und -gelb bis weiß mit großen verwaschenen dunkelblut-

roten Flecken) gewordenes Konglomerat, das sich zugleich auch durch geringere Größe und Abrollung der Gerölle, dementsprechend also ein mehr kiesiges bis grobsandiges oder auch brecciöses Aussehen, durch eine gewisse Verkieselung oder Vererzung (Brauneisen) und den Mangel weicherer Zwischenlagen auszeichnet, und das dadurch befähigt ist, gerade die höchsten und massigsten Erhebungen des Geländes zu bilden (auf unserer Linie den Kregler im Einsiedelwald, seitwärts im Streichen einerseits den Rahmen- und Heidelberg bei Gießmannsdorf, andererseits den Beuten- und Buchberg bei Werners- und Krausendorf). — In den bisher besprochenen, also untersten Schichten ist noch kein tierischer Rest gefunden, nur Landpflanzen (Calamiten, Lepidodendren, Farne, darunter sehr lange Wedel von *Cycadopteris polymorpha*).

Auf den südlichen 4 Kilometern unserer Profillinie, also in der kleineren Hangendhälfte unseres Culms, schieben sich weiche milde Sandsteine und Schiefertone zwischen den nur noch verhältnismäßig dünnen Konglomeratbänken in großer Menge ein oder verdrängen diese fast ganz, doch machen sich diese Konglomerate als Rippen und Fels-Zonen meist auch hier noch sehr auffällig bemerkbar; alle Gesteine sind hier grau gefärbt; die Konglomerate sind meist nur kiesig bis mittelgrobstückig, seltener sind ihre Gerölle über zwei Fäuste groß; die Sandsteine und Tone führen Landpflanzen, darunter öfters schöne autochthone Stigmarien, und haben am Wasserwerk Merzdorf auch marine Tierreste (*Productus*, *Aviculopecten*) geliefert. Dieser obere Teil des Culms entspricht also in mehrfacher Hinsicht der Zone mit den »Variolitführenden Konglomeraten« DATHE'S von den östlichen Nachbarblättern, deren Fortsetzung er ja auch ist, nur daß »Variolit«-Gerölle spärlich und daß nicht zwei Haupt-Konglomeratzonen, sondern viele dünne Lager zu unterscheiden sind.

ZIMMERMANN.
Gebirgsfaltung. Blatt
Ruhbank.

Der Culm von Blatt Ruhbank ist einerseits selbst frei von irgendwelchen Faltungs- und Schieferungserscheinungen, wie er andererseits ganz wesentlich aus Geröllen von Gesteinen mit solchen und zwar intensiven Erscheinungen besteht. Der anderwärts nachculmische Vorgang der varistischen Gebirgs-

bildung mit ihren Begleiterscheinungen der Schieferung und sonstigen dynamischen und chemischen Gesteinsveränderungen ist also in diesem Teile Schlesiens vorculmisch erfolgt (vgl. auch Erläut. zu Bl. Freiburg, S. 105).

An Eruptivgesteinen setzen im Ruhbanker Culm außer dem großen Sattelwalder Porphyrstock nur noch ein sehr kleiner Porphyrstock am Ostabhänge des Buchbergs bei Ober Wernersdorf, ein Melaphyrgang bei Wittgendorf und kleine spärlichste Kersantitgänge bei Krausendorf und Thomasdorf auf.

Von besonderem Interesse sind einige Diluvialbildungen. Daß in einer Schlucht des Sattelwaldes in etwa 550 m Höhe noch mehrere nordische Blöcke vorkommen, die, um dahin zu gelangen, wohl sogar einen über 580 m hohen Paß überschritten haben müssen und demgemäß die höchsten bisher bekannten Zeugen nordischer Vergletscherung in Deutschland überhaupt sind, habe ich früher schon erwähnt; sie liegen zwischen Forst-Abteilung 57 und 60 und sind jetzt als Naturdenkmäler geschützt. Andererseits finden sich aber Geschiebemergel, mit z. T. prachtvoll geschliffenen und geschrammten Geschieben, auch tief unten im Bobertal in der Langeschen und in der Rudelstädter Ziegeleigrube nahe dem Bahnhof Merzdorf, hier in nur 410 m Meereshöhe, und sie werden sogar noch unterteuft von Bänderton und dieser wieder von Flußkies. Die Bohrungen der Stadt Waldenburg zur Gewinnung von Wasser bei Nieder Merz- und bei Wernersdorf haben sogar ergeben, daß dieser Ton und Kies bis 40 m tief (z. B. dicht südöstlich vom Bahnhof Merzdorf bis 375,36 m über N. N.) unter die heutige Sohle des doch an sich schon sehr schmalen Bobertales hinabreichen, so daß das Tal zur Glazial- und vielleicht schon Präglazialzeit ein fast schluchtartiges Aussehen gehabt haben muß.

Von Bedeutung ist auch die Art, wie die glazialen und fluvio-glazialen Ablagerungen sich über die Pässe von Neu Reichenau, von Thomasdorf und von Nimmersath-Streckenbach ausbreiten, die den Zugang zum Bobertal von Norden und von Nordosten her vermittelt haben; doch sind diese Verhältnisse erst noch zu erforschen. —

ZIMMERMANN,
Diluvium.
Blätter
Ruhbank,
Kupferberg
und
Bolkenhain.

ZIMMERMANN,
Alte Ton- und
Grünschiefer-
formation.
Blätter
Ruhbank
und
Bolkenhain.

Sehr schwierig zu erkennen sind die Verhältnisse der »alten Ton- und Grünschieferformation« in Niederschlesien, die auch das nördliche Viertel von Blatt Ruhbank und einen großen Teil von Blatt Bolkenhain erfüllt. Zum Teil zeigen hier die Grünschiefer durch in konzentrischen Ringen angeordnete Mandelräume ihre (unter dem Einflusse der Druckschieferung erfolgte) Entstehung aus »Kugeldiabasen« an, wie sie in Thüringen für das Mittel- und Oberdevon charakteristisch sind, z. T. fehlen aber solche Kennzeichen eruptiver Entstehung. Die in großen Gebieten fehlenden oder nur spärlich eingelagerten Sedimente sind stark phyllitisch verändert; Porphyre sind in Porphyroide oder in Sericitquarzitschiefer verwandelt. Die Lage der Schichtung ist kaum je zu erkennen, die Schieferung steht senkrecht oder fällt sehr steil bald nach Süden, bald nach Norden ein. — Auch das bisher untersuchte Gebiet bei Bolkenhain, wo zu den genannten Gesteinen noch krystalline Kalke und grünlichgraue, weniger stark phyllitische Tonschiefer in großen Mächtigkeiten sowie Alaun- und Kieselschiefer in schmälere Zonen hinzukommen, hat noch nicht einen Anfang zur stratigraphischen Klärung gebracht, so daß für die alten »Ton- und Grünschiefer« dieses Teiles von Nieder-Schlesien nach wie vor alle Formationen vom Phyllit bis zum Oberdevon offen stehen.

Herr KÜHN berichtet über die Aufnahmen auf Blatt Lähn.

KÜHN,
Rotliegendes
und Diluvium.
Blatt Lähn.

Die Aufnahmen erstreckten sich hauptsächlich auf die in dem nördlichen Blatteil herrschenden Formationen des Rotliegenden und des Diluviums. Die Grenze zwischen erstgenannter Formation und dem den weit kleineren südwestlichen Teil des Blattes einnehmenden Schiefergebirge entspricht vermutlich einer sudetisch streichenden Bruchlinie. Dieselbe Streichrichtung beherrscht auch die jüngeren Formationen Rotliegendes, Zechstein und Buntsandstein, von denen die beiden letzten nur wenig zutage treten.

Das Rotliegende gliedert sich wie auf dem östlich anstoßenden Blatte Schönau in drei Abteilungen, indem eine wesentlich aus

Eruptivgesteinen bestehende mittlere sich zwischen eine rein sedimentäre untere und eine ebensolche obere einschaltet. Die mittlere ist einförmiger ausgebildet als im Osten; es tritt nämlich nur Melaphyr, nicht auch wie dort Porphyry, auf. Der vorherrschend westnordwestlich gerichtete Rücken bildende Melaphyr erscheint fast nur in effusiver Facies; Mandelsteinstruktur ist sehr verbreitet. Nur im oberen Teile des Dorfes Wiesenthal ist ein Durchbruch durch ältere rotliegende Schichten aufgedeckt. Es erscheint ausgeschlossen, von ihm die gesamten Melaphyrergüsse abzuleiten; die übrigen Eruptionsherde müssen unter den — wohl von Anfang an — räumlich getrennten Decken und Strömen liegen. Die sedimentären Abteilungen der Formation bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferletten in mannigfacher Wechsellagerung und bei häufigem Facieswechsel auch in seitlicher Richtung. In der Nähe des Melaphyrs treten auch Tuffe und Tuffite auf. Im Westen des Blattes macht sich in den Geröllen die Nähe des Granitgebirges bemerklich, während im Osten Granitgerölle gänzlich fehlen.

Das oberflächlich den größten Raum einnehmende Diluvium besteht vorherrschend aus fluvioglazialen Kiesen und Sanden. Doch tritt auch Geschiebelehm in normaler Ausbildung auf. Typischer Löß fehlt; der die Oberfläche meist einnehmende, nur auf aufragenden Kieskuppen gänzlich fehlende feinsandige Lehm ist auch bei größerer Mächtigkeit mehr oder minder unrein, mit größerem Material vermischt und stets kalkfrei. Für eine mehrmalige Vereisung des Gebietes sind keine Anzeichen vorhanden. Die diluvialen Ablagerungen reichen in Gestalt vereinzelter Geschiebe bis zu einer Meereshöhe von 490 m auf. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß vor ihrer Ablagerung das heutige Relief bereits im wesentlichen bestand. Da nun an die angegebene Höhenlage sich stellenweise um mehr als 150 m tiefere Depressionen anschließen, so muß das Inlandeis hier mindestens noch eine diesem Höhenunterschiede entsprechende Mächtigkeit gehabt haben. In der nördlichen Blatthälfte treten teils vereinzelt, teils gedrängter, bald niedriger, bald auch recht ansehnliche Kuppen

und Rücken aus Kies auf, die namentlich nördlich von Radmannsdorf auch große Geschiebe tragen und endmoränenartige Bildungen darstellen.

Herr G. BERG berichtet über die Aufnahmemarbeiten in den Jahren 1909 und 1910:

Die Aufnahmemarbeiten im östlichen Riesengebirge fanden in den letzten 2 Jahren im Ostteile der Blätter Schmiedeberg und Kupferberg statt. Das Gebiet gliedert sich in 2 gesonderte Abschnitte: die Culmformation vorwiegend auf dem Blatte Schmiedeberg und die krystallinen Schiefer auf dem Blatte Kupferberg. Verstreut finden sich in beiden Gebieten natürlich noch diluviale und alluviale Bildungen.

Die Culmformation

BERG,
Culm.
Blätter
Schmiedeberg
und
Kupferberg.

bedeckt fast die ganze Osthälfte des Blattes Schmiedeberg, den mittleren Teil des Blattes Tschöpsdorf und die Südostecke des Blattes Kupferberg, außerdem gehört ihr noch ein kleines Gebiet in der Gegend von Rudelstadt, also im nördlichen Teile des Ostlandes von Blatt Kupferberg an. Sie setzt durch ihre Gesteinsbeschaffenheit einer strengen Gliederung beträchtliche Schwierigkeiten entgegen. Die Culmschichten bestehen fast nur aus Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen und führen nur einzelne, meist sehr schmale Schiefertoneinlagerungen. Die Natur der Konglomerate ist in den verschiedenen Aufschlüssen sehr verschieden, bald sind sie grob-, bald feinkörnig, bald sehr sandig, bald fast ohne feinkörniges Cement, bald sind die Gerölle stark, bald schwach gerundet, bald bestehen sie vorwiegend aus Quarz, bald vorwiegend aus Schiefeln. All diese Unterschiede sind aber nicht nur von Schicht zu Schicht, sondern auch im Streichen innerhalb derselben Schicht nachweisbar, so daß weithin streichende, leicht kenntliche Leithorizonte fast völlig fehlen. Zwar ist es leicht, einzelne Konglomeratlagen, die sich im Gelände als Bergrücken hervorheben, eine kleine Strecke weit zu verfolgen, aber alsbald verschwinden solche Bergrücken meist wieder unter Alluvionen und Gehängelehm. Diese Unstetigkeit hängt zusammen

mit der offenbar rein fluviatilen Entstehung der Sedimente. Mehrfach (z. B. nördlich von Michelsdorf) finden sich kurze dicke Linsen grober Schotter innerhalb einer sonst wesentlich feineren Sedimentablagerung, so daß man ganz den Eindruck erhält, als ob hier der Querschnitt eines ehemaligen Flußbettes vorliege. Auch diskordante Parallelstrukturen und durchgreifende Begrenzung einzelner »Säcke« von Konglomerat in feinkörnigen Schichten ist oft zu beobachten.

Wenn sich nun auch eine straffe Gliederung des Culms, wie man sie etwa bei den rein marinen Schichten meist durchführen kann, als nicht möglich erweist, so kann man doch gewisse Schichtgruppen zusammenfassen, die nicht nur aus äußeren, sondern offenbar auch aus inneren Gründen eine gewisse Ähnlichkeit miteinander aufweisen. Legen wir ein Profil im Süden des Blattes Schmiedeberg vom Herrenberg über den Hinterberg und den Ziegenrücken, so zeigen sich im Westen, also im Liegenden grobe Konglomerate, deren oft über kopfgroße Gerölle meist schwach gerundet sind, und die, obwohl sie alle aus den benachbarten krystallinen Schiefen stammen, doch aus allerlei verschiedenem Gesteinsmaterial bestehen. Nach dem Hangenden zu verlieren diese Konglomerate an Korngröße und es stellen sich zwischen ihnen mehr und mehr feinkörnige Gesteine, besonders Grauwacken, ein. Auch weiter im Norden ist ein sehr grobklastischer Bau der untersten Konglomerate festzustellen, und am hinteren Ramsenstein fanden sich sogar Blöcke von mehreren Kubikmetern Größe.

Am Hinterberg lagert plötzlich im Hangenden der feinkörnigeren Gesteine unseres Normalprofiles wieder ein ganz grobes Konglomerat. Seine Blöcke sind vollkommen ungerundet und von enormer Größe. Oft sind sie hausgroß, so daß man in kleinen Aufschlüssen glaubt anstehendes Schiefergestein vor sich zu haben. Östlich vom Hinterberg, nahe nördlich von Oppau, ist z. B. auf einer kleinen Hügelkuppe auf der einen Seite durch einen kleinen Schurf nur ein einziger gewaltiger Schieferblock angeschnitten, während ein Steinbruch auf der anderen Seite das Konglomerat zeigt, das den Block umschließt. In diesem groben Konglomerat

finden sich im Gegensatz zu dem, welches unmittelbar auf den Schiefeln aufliegt, recht häufig Kalkgerölle, die aber leider frei von Versteinerungen sind. Die Entstehung der zweiten groben Konglomeratlage ist schwierig zu erklären. Fast möchte man meinen, sie seien glazialen Ursprungs. Irgend ein sicherer Beweis dafür ließ sich aber nicht erbringen. Allerdings wurden nördlich von der Oppauer Kirche darin einige Geschiebe gefunden, die etwas geschrammt erscheinen, aber wie in letzter Zeit mehrfach in der Literatur betont worden ist, sind solche Schrammen auch bei Gehängeschuttmassen und verwandten Bildungen wohl erklärlich. Nach Norden zu nehmen diese Konglomerate an Korngröße ab, und sie sind von Städtisch-Hartau aus nicht mehr als besondere Schicht nachweisbar. Auch im Hangenden dieser zweiten groben Konglomerate nimmt die Korngröße rasch wieder ab, aber es bleibt eine schuttige, kleinstückige Natur der Akkumulate noch lange Zeit bestehen. Zu unterst sind diese stückigen Konglomerate fast nur aus Schieferbrocken aufgebaut, aber bald nimmt Quarz in ihnen überhand, und es entstehen als verbreitetste Art der Culmgesteine jene scharfeckigen, etwas sandigen Quarzkonglomerate, die z. B. an den untersten Häusern von Michelsdorf in einem kleinen Felsen und neben der Straße anstehen.

Sehr bemerkenswerter Weise liegen die Schichten der zweiten Serie, also vom zweiten groben Konglomerat an, übergreifend. Es macht sich dies zwar nicht dadurch kenntlich, daß ihre Basis die Schichtköpfe der älteren quer abschneidet, wohl aber dadurch, daß im Süden die Quarzkonglomerate direkt auf den Schiefeln auflagern. Dies geschieht ohne Vermittelung des groben Grundkonglomerates, welches wohl aus den weichen, leichter zerstörbaren Grünschiefern nicht entstehen konnte, hingegen findet sich hier als Basis ein mittelkörniges, sehr dicht gepacktes Konglomeratgestein mit wenig Bindemittel (Schieferschutt der culmischen Landoberfläche), wie es der Fels östlich von der Straße zwischen Oppau und Kunzendorf erkennen läßt.

Im nördlichen Teile des Blattes Schmiedeberg nimmt das kleinstückige Quarzkonglomerat an Mächtigkeit und damit an

Ausdehnung seines Ausstriches sehr zu. Zugleich wird es wesentlich reicher an sandigem Material. Schon nördlich von Hartau findet man in diesem Horizont viel geröllführende Sandsteine, und jenseits des Schreibendorfer Wassers treten auch Schiefertone in mächtigen Einlagerungen hinzu.

Zugleich stellt sich mehr und mehr die Erscheinung ein, daß einzelne härtere Konglomeratschichten als scharfe Felsrippen aus der Landschaft heraustreten. Da auch zwischen diesen Felsrippen das Gestein größtenteils aus Konglomerat besteht, und da die Felsrippen selbst kleinere Lagen von geröllführendem Sandstein enthalten, handelt es sich also nicht etwa um topographisches Hervortreten petrographisch stark abweichender Schichten, die auf der Karte mit anderer Signatur als ihre Umgebung auszuscheiden wären. Es sollen vielmehr auf der Karte (in Übereinstimmung mit einer von Herrn Prof. ZIMMERMANN auf Blatt Ruhbank gewählten Darstellungsart) die härteren Bänke als dichter punktierte Partien bei der Darstellung des Konglomerates gekennzeichnet werden.

Wohlerhaltene Pflanzenreste sind in diesen Schichten, besonders im südlichen Teil, wo Tonschiefer fast völlig fehlen, sehr selten. Häufig sind indessen einzelne im Sandstein eingebettete Stammreste von Calamiten. Man findet sie zahlreich auf der Höhe sign. 540 südlich vom Niederbusch in der Johnsdorfer Flur.

Auf die zweite Serie der Culmschichten folgt mit ziemlich scharfer Grenze eine dritte. Sie führt wieder grobkörnigere und bei weitem nicht so stückige, sondern recht gut abgerollte Konglomerate.

Sie ist außerdem gekennzeichnet durch das Auftreten vieler schmaler, aber im Streichen weithin verfolgbare Schiefertone. Besonders im Süden hebt sie sich als ein hoher und lang sich hinziehender Bergrücken heraus, der seine höchste Erhebung im Schartenberge bei Buchwald hat.

Durch ihre größere Widerstandskraft gegen die Erosion bedingt diese festere Gesteinslage dort, wo der Bober sie das erste Mal durchbricht, eine Talverengung, die zum Bau der Talsperre von

Buchwald Gelegenheit gab. Die Steinbrüche bei der Sperrmauer bieten vorzügliche Aufschlüsse in diesen Schichten. Das Geröllmaterial stammt auch hier aus den krystallinen Schiefen des Riesengebirges, ist aber im Gegensatz zu dem recht einheitlichen Quarz- und Glimmerschiefermaterial der vorigen Gruppe wieder recht verschiedener Herkunft.

Überschauen wir den Aufbau der Culmschichten westlich von der Linie Liebau-Landeshut im Zusammenhang, so können wir folgenden Verlauf der Aufschüttungsvorgänge daraus ableiten:

Die ältesten Konglomerate bilden zweifellos den Schuttmantel eines alten vorculmischen Gebirges: In dem Maße als dieser sich aufhäufte, glichen die Gefällsverhältnisse sich mehr und mehr aus, und es konnten mit der Zeit immer feinkörnigere Sedimente sich absetzen.

Durch Gebirgsbewegungen wurde dann mit Beginn der zweiten Culmserie die Erosion im Gebirge und die Schuttanhäufung in seinem Vorlande neu belebt, so daß die Ströme und Bäche wieder gröbere Gerölle herbeibrachten. Zugleich fielen durch Dislokationen neue bisher noch nicht von Schutt bedeckte Gebirgsteile der Überschotterung anheim, so daß die zweite Culmserie streckenweise unmittelbar auf den Schiefen lagert.

Während abermals die neugeschaffenen Gebirgsformen im Schutt begraben wurden, reiften die Gefällsverhältnisse aus, und die Schotter wurden wieder feinkörniger.

Eine allgemeine Erniedrigung der Erosionsbasis, eine negative Strandverschiebung, gab wahrscheinlich mit Beginn der dritten Culmserie den Flüssen Gelegenheit, sich in den selbstgeschaffenen Schuttkegelmantel von neuem einzuschneiden, und so setzen sie im flachen Vorlande des Gebirges oder in dem vor dem Gebirge sich ausbreitenden Meeresbecken, je nach den Niederschlagsverhältnissen, in vielfachem Wechsel bald gut gerundete Schotter (Konglomerate) in weit gedehnten Lagern, bald sandige und schlammige Bildungen (Tonschiefer und Sandsteine) ab. Die natürliche Fortsetzung der 3. Culmserie, ein drittes allgemeines Feinerwerden der Sedimentationsprodukte, stellen die Arkosen

und Schiefertone des Produktiven Carbons dar. Das ziemlich grobe Konglomerat des Liebauer Galgenberges, welches den obersten Saarbrücker Schichten angehört, deutet vielleicht auf eine 4. Neubelebung der Erosion im Hinterlande des Beckens hin.

Die Westgrenze der Culmschichten verläuft im Norden von Reußendorf in nördlicher Richtung immer dicht am Ostrande des Blattes Kupferberg entlang. In ihrem Liegenden finden sich bis zum Morgensternwerk krystalline und phyllitische Schiefer. Dann schiebt sich bei Rudelstadt zwischen die Schiefer und das grobe Konglomerat, welches im Süden überall die Basis der Culmformation bildet, noch eine Gruppe von Konglomeraten, Grauwacken und Tonschiefern ein, die auch noch dem Culm zugehört, aber älter ist als alle bisher besprochenen Culmstufen. Dieser unterste Culm erlangt eine gewisse Bedeutung dadurch, daß in ihm mächtigere Tonschieferlagen aufsetzen, die einzelne kleine Kohlenflöze umschließen, auf denen z. T. sogar Abbauversuche stattgefunden haben. Die Konglomerate dieses untersten Culms zeichnen sich durch besonders festes Bindemittel aus. Die Lesesteine, die man auf den Feldern verstreut findet, bestehen daher nicht wie sonst im Culm aus einzelnen aus dem Konglomerat gelösten Geröllen, sondern aus Brocken, deren Bruchflächen quer durch die Gerölle hindurchgehen. Auch in den kleinen Steinbrüchen, die nördlich von Rudelstadt im untersten Culm angesetzt sind, wird das Konglomerat wie ein homogenes Gestein nach Klüften und Losen gebrochen und kann zu kubischen Quadern zurecht geschlagen werden.

Außer der Schichtengliederung konnte auf der Karte auch die gelegentliche Rotfärbung der Culmgesteine dargestellt werden. Diese findet sich in Bezirken, deren Umgrenzungen nur ausnahmsweise mit Schichtflächen zusammenfallen. Überall ist sie zu finden an der Auflagerung des Culms auf krystallinen Schiefen: die Basis der ersten allgemeinen Culmserie ist nur dort, wo sie auf dem untersten, Kohlen führenden Culm aufliegt, von grauer Farbe, dafür ist aber, zum Teil wenigstens, die Basis dieses untersten Culms von roter Farbe. Rot sind auch die übergreifend auf

Schiefern lagernden Teile der mittleren Culmserie. Endlich tritt Rotfärbung in weiten Teilen der obersten Schichtserie auf, und hier ist die Begrenzung der Areale besonders regellos. Es hat dies seinen Grund vielleicht darin, daß die obersten Konglomerate sich bereits auf zweiter Lagerstätte befinden, daß sie also nicht aus der Zerstörung ursprünglicher Schiefer, sondern aus der Umarbeitung älterer culmischer Schottermassen entstanden. Je nachdem die Flüsse Material aus gerötetem oder nicht gerötetem Gebiete herbeibrachten, sind die Konglomerate rot oder grau gefärbt. Für eine sekundäre Rotfärbung der Schichten längs Spalten, wie sie DATHE aus der Steinkohlenformation und dem Culm im Gebiete der Salzbrunner Quellspalte beschreibt, ergeben sich aus der Form der geröteten Gebiete keine Anhaltspunkte. Eher wäre es möglich, daß die roten Konglomerate im obersten Culm solche Gebiete umfassen, in denen schon zur Rotliegendzeit die Culmschichten wieder bloßgelegt waren, daß sie also Reste dyadischer Landoberflächen darstellen, die sich ja gewöhnlich durch intensiv rote Farbe kennzeichnen.

Verschiedentlich finden sich im Culmgebiet Eruptivgesteine in durchgreifender Lagerung. Das wichtigste derselben ist der große Eruptivstock des Buch- und Beerberges. Er besteht aus einer einheitlichen, im Ausstrich doppelt eiförmigen Gesteinsmasse. Nur an wenigen Stellen und auf ganz kurze Strecken hin kann man Apophysenbildungen an seiner Grenze nachweisen. Im Westen hat es verschiedentlich den Anschein, als ob die Culmschichten unter ihn einfielen, im Osten legen sie sich vielfach in steiler Stellung an ihn an. Die Eruptivmasse hat also eine gewisse Neigung zur Bildung eines Intrusivlagers, doch ist an eine deckenartige Ergußform offenbar nicht zu denken; nur die zur Zeit der Eruption bereits sehr steile Stellung der Culmschichten bedingte es, daß das Magma sich seinen Weg zum Teil auf Schichtflächen aus der Tiefe heraus bahnen konnte.

Das Gestein ist ein Orthoklas führender Glimmerporphyrit. Es enthält zuweilen stark resorbierte Bruchstücke des Nebengesteins.

Auf dem Lauschberg bei Pfaffendorf bildet den höchsten Punkt im ganzen Culmgebiet (760,4 m Seehöhe) ein Felsitporphyr, der als über 100 m mächtiger Gang sich nach SW und NO noch ein gutes Stück verfolgen läßt.

Schmale Lamprophyrgänge setzen an verschiedenen Stellen in der Gegend vom Schreibendorf und Pfaffendorf, sowie auch an der Grenze von Culm und Grünschiefer nördlich von Rudelstadt auf. Einer derselben, ein Olivinspessartit, ist in einem Steinbruch beim Bahnhof Pfaffendorf aufgeschlossen.

Die krystallinen Schiefer.

Der Aufbau des krystallinen Schiefergebietes auf dem Blatte Kupferberg stellte sich wesentlich anders heraus, als er bisher auf den älteren Karten angegeben worden ist.

In der Nordostecke ragt in das Blatt hinein ein Teil des großen zusammenhängenden Gebietes der sog. Grünen Schiefer, die das Bober-Katzbachgebirge aufbauen. Diese zeigen hier ein im allgemeinen sudetisches, also südost-nordwestliches Streichen.

Von Süden erstrecken sich mit nordsüdlichem Streichen die krystallinen Schiefer des großen Gebirgsquerriegels (Kolbenkamm, Landeshuter Kamm) in das Gebiet hinein. In der Pfaffendorfer Gegend greift in sie ein großer Culmvorsprung bogenförmig vor und unterbricht eine Strecke weit den Zusammenhang der östlichen hangenden Schieferzonen.

Auf der geologischen Übersichtskarte von BEYRICH, ROSE, ROTH und RUNGE sind nun im Süden des Culmvorsprungs alle Schiefer der Glimmerschieferformation, bezw. den Hornblendeschiefern und Hornblendegneisen zugerechnet, im Norden dagegen nur die liegenden, während die hangenden hier als südliche Fortsetzung der Grünen Schiefer aufgefaßt werden. Es hat dies seinen Grund darin, daß im Norden die hangenden Gesteinsgruppen in einem gewissen petrographischen Gegensatz zu den liegenden stehen, insofern sie etwas weniger ausgesprochen krystallin, also weniger metamorphosiert sind; dieser Unterschied findet sich indessen schon weiter südlich angedeutet und tritt nur hier im Norden mehr hervor,

BERG,
Tektonik
Krystalline
Schiefer.
Blätter
Schmiedeberg
und
Kupferberg.

weil in den liegenden Schiefen zur dynamischen Metamorphose noch eine Kontaktmetamorphose hinzukommt. Es lassen sich aber die Schieferzonen, die im Süden beobachtet wurden, im einzelnen auch nördlich vom Pfaffendorfer Culmgebiet feststellen. Besonders ist ein sehr bezeichnender Schieferstreifen von Gneisen mit Amphiboliten und Chloritschiefern in dünner Wechsellagerung bis zum Morgensternwerk verfolgbar, so daß an der Identität der Gesteine, die BEYRICH zu den Grünen Schiefen rechnet, mit den hangenden Hornblendegneisen und Hornblendeschiefern der Petzelsdorfer Gegend kein Zweifel bestehen kann.

Die Grenze zwischen den Gesteinen des Riesengebirges und des Bober-Katzbach-Gebirges verläuft vielmehr ungefähr gleichlaufend mit der geographischen Grenze dieser beiden Gebirge, sie folgt aber nicht dem Boberlauf, sondern schwenkt bei Rudelstadt etwas nach Süden und verläuft dann weiter in südöstlicher Richtung über Prittwitzdorf und das Morgensternwerk. Diese Grenze ist bedingt durch eine große Verwerfung, die auch weiter nordwestlich in der Liebenthaler Gegend zwischen Gneis und Glimmerschiefer einerseits und paläozoischem Tonschiefer andererseits die Grenze bildet. Wir können diese wichtige Grundlinie des Gebirgsbaues, die also die gesamten Nordsudeten parallel ihrem Streichen durchzieht, und sie in einen nordöstlichen, weniger krystallinen Teil (Bober-Katzbach-Gebirge) und einen südwestlichen hochkrystallinen Teil (Riesen- und Isergebirge) trennt, als innersudetische Hauptverwerfung bezeichnen. Im Gebiete von Blatt Kupferberg läßt sie sich von Seifersdorf über die Bergmühle, Rudelstadt, Prittwitzdorf, das Morgensternwerk bis an den Rehbach verfolgen.

In ihrer Nähe findet man gleichlaufende Störungen. Besonders sind sie südlich von ihr zu beobachten, wo sie als Querstörungen in den nordsüdlich laufenden Schichten leicht nachweisbar sind. Man beobachtet eine deutliche Zunahme derartiger Querwerfungen, je mehr man sich der Hauptstörung nähert. Schlepungen an diesen sudetisch verlaufenden Spalten und falsche Schieferung des Gesteins in ihrer Nähe täuschen, besonders in der

Kupferberger Gegend, oft ein nordwestlich gerichtetes Streichen der Schieferschollen vor, wie es auf den älteren Karten von BEYRICH und von WEBSKY dargestellt wurde. Die Verfolgung der einzelnen Gesteinszonen läßt indessen auch bei Kupferberg deren nordsüdlichen Verlauf festlegen. Besonders ein sehr leicht kenntlicher Streifen von feinlagigen Quarzitschiefern ist genau auf der Karte darstellbar. Er läuft von den Höhen östlich von Waltersdorf über die Chaussyhöhe und die Kupferberger Kirche bis zum zweiten Bahneinschnitt oberhalb Jannowitz.

Das nordsüdliche Streichen herrscht also hier im Ostteil des Riesengebirges noch ebenso vor wie in den Südsudeten, und die auf der Karte erscheinenden Südost-Nordwest-Grenzen enthüllen sich hier wie dort als Dislokationen. Der südwestliche Schub scheint nur an den beiden Langseiten des Granitmassives und nordwestlich von ihm gewirkt zu haben, während weiter südöstlich die Faltung der älteren Schichten stets einen nordsüdlichen Verlauf innehält. Ob hier zweierlei Wirkungen derselben, varistischen, Faltung vorliegen, oder die Wirkungen zweier verschiedener Faltungsprozesse, eines varistischen und eines caledonischen, wird sich wohl nicht entscheiden lassen.

Die Schichtenreihe der Schiefer ist im Einzelnen vom Liegenden zum Hangenden folgende:

Augen- und Lagengneis

Cordieritgneis

Diopsid führender Amphibolit

Glimmerschiefer

Quarzitschiefer

Diopsidführender Amphibolit

dichtes Quarzchloritgestein } in zweimaligem Wechsel

dichter Amphibolit

flaseriger Quarzchloritschiefer

feinschuppiger chloritischer Schiefer

Gneis mit Amphibolit in dünner Wechsellagerung.

Die Augen- und Lagengneise bilden die unmittelbare Fortsetzung des Schmiedeberger Gneises. Es sei daher bezüglich

dieser Gesteine hier auf den Bericht über die Aufnahmen des Schmiedeberger Gebietes im Jahre 1908 verwiesen. Sie greifen nur ein Stück weit von Süden her in das Blatt Kupferberg ein und keilen sich schon nahe nördlich von den Rothenzechauer Sechshäusern aus, da sie hier vom Granit spitzwinklig abgeschnitten werden. Bemerkenswert ist, daß sich in ihnen auch auf Blatt Kupferberg noch eine Amphibolitlinse findet, von derselben Art, wie sie auch weiter südlich in der Verlängerung der Schmiedeberger Erzformation mehrfach auftreten.

Die Cordieritgneise stellen sich als kontaktmetamorphe Umwandlung von Glimmerschiefern dar. Dies wird erwiesen erstens dadurch, daß sie sich nur in der nächsten Reihe des Granites finden, zweitens dadurch, daß sie nach Süden zu im Streichen allmählich in Glimmerschiefer übergehen, drittens dadurch, daß sich in ihnen dieselben bezeichnenden Einlagerungen (vor allem dolomitische Kalksteine und Kalksilikatgesteine) finden, wie sie im Glimmerschiefer auftreten. Sie bilden die höchsten Erhebungen des Landeshuter Kammes, den Röhrberg, den Sauberg und den Ochsenkopf.

Die diopsidführenden Amphibolite, die weiter im Hangenden folgen, bilden die unmittelbare Fortsetzung der auf Blatt Schmiedeberg als Feldspatamphibolit beschriebenen Gesteine¹⁾, doch sind sie hier (wie übrigens schon im Norden des Blattes Schmiedeberg) von überaus dichtem Gefüge, blaugrün und stahlhart. Einzelne Feldspate sind mit bloßem Auge nicht mehr darin zu erkennen, hingegen finden sich Striemen und Schlieren hellerer dichter Gesteinsmasse, die aus einem mikroskopischen Gemenge von Albit und farblosem Diopsid bestehen.

Die Glimmerschiefer sind bei der Kontaktmetamorphose unverändert gebliebene Partien derselben Gesteinsmasse, aus der die Cordieritgneise entstanden sind. Mit ihrer Annäherung an die weiterhin folgenden Quarzitschiefer ähneln sie diesen durch höheren Quarzgehalt.

¹⁾ Vergl. Aufnahmebericht über die Arbeiten im Jahre 1908.

Die Quarzitschiefer (Lagenquarzite) finden sich auf Blatt Schmiedeberg nur als einzelne linsenartige Lagen im Glimmerschiefer. Auf Blatt Kupferberg hingegen stellen sie einen zusammenhängenden Zug dar, der östlich von Waltersdorf sogar die Wasserscheide des hier immer niedriger werdenden Landes-huter Kammes bildet. Ihre helle Farbe, ihr ebenschiefriges Gefüge bei kleinstückigem Zerfall und ihre starke Widerstandskraft gegen Verwitterung geben ihnen den Charakter eines leicht verfolgbaren Leithorizontes.

Diopsidführende Amphibolite folgen abermals im Hangenden der Quarzitschiefer. Es sind petrographisch dieselben Gesteine, wie die bereits beschriebenen im Hangenden der Cordieritgneise. Im Norden bilden sie eine mehrere tausend Meter breite Zone, die das ganze Gebiet zwischen Rudelstadt und Kupferberg einnimmt. Es sind jene äußerst festen, blaugrünen Gesteine, die WEBSKY als Obere Dioritschiefer bezeichnet hat, und die vom Kupferberger Bergmann mit dem Namen »Blauwacken« belegt werden. Die große Breite, die sie im Norden einnehmen, wird wohl dadurch bedingt, daß sie infolge von streichenden Verwerfungen in mehrfachen Wiederholungen über einander lagern. Hierfür spricht vor allem, daß inselartig mitten in ihrem Gebiet bei der Adlergrube noch einmal eine rings von Verwerfungen umgrenzte Scholle von Glimmerschiefern aufsetzt. MERENSKI fand im westlichen Teil dieses Glimmerschiefermassivs Garbenschiefer, wie sie auch im äußeren Teile des granitischen Kontakthofes, also unmittelbar im Hangenden des Cordieritgneises, gelegentlich beobachtet wurden. Es ist dies ein Beweis dafür, daß hier dieselben Glimmerschiefer, die weiter westlich ausstreichen und mit östlichem Einfallen in die Tiefe setzen, horstartig noch einmal herausgehoben sind.

Auch Faltungen kommen für das starke Anschwellen der Mächtigkeit des diopsidführenden Amphibolites in Frage, denn Blöcke dieses Gesteines mit deutlichen Faltungerscheinungen sind besonders in der Gegend von Dreschburg vielfach auf den Feldern zu finden.

Eine Reihe von Gesteinen, die man teils ebenfalls als Amphibolite bezeichnen kann, teils aber unter dem Namen dichte Quarzchloritgesteine zusammenfassen muß, folgen im Hangenden auf diese festen blaugrünen Amphibolite. Jene sind zwar auch oft wie diese Umsetzungsprodukte feinkörniger Diabase, sie haben aber neben einer meist geringeren Druckschieferung noch eine starke Verkieselung erfahren, sowie eine oft vollständige Umsetzung der gefärbten Gemengteile zu Chlorit und Epidot. Indessen sind offenbar neben Diabasen auch andere Felsarten das Urmaterial besonders der Quarzitgesteine gewesen. Vor allem mögen es auch Diabastuffe sein. Daneben finden sich vereinzelt die schon von Blatt Schmiedeberg beschriebenen Porphyroide, wie denn überhaupt unter dem Namen Quarzchloritgesteine eine bunte Mannigfaltigkeit eng mit einander verbundener Gesteinsarten zusammengefaßt werden mußte. Als Amphibolite wurden diesen Quarzchloritgesteinen dunkelgrüne feingeschieferte bis körnig-dichte Diabase (geschieferte Aphanite) gegenübergestellt. Sie heben sich in langgestreckten Höhenzügen und oft unter Bildung auffälliger Felsformen heraus. Das Vorkommen ganz ähnlicher weniger verquarzter Gesteine in kleinen Linsen und verstreuten Bruchstücken innerhalb des Gebietes der dichten Quarzchloritgesteine konnte nicht auf der Karte dargestellt werden, ohne deren Übersichtlichkeit zu schädigen und ohne (bei der starken Verrollung an den steilen Abhängen) Unrichtigkeiten und Mutmaßungen Eingang in das Kartenbild zu verschaffen.

Ein flaseriges Quarzchloritgestein bildet die nächst hangende Zone. Es ist von viel größerem Korn als das dichte Quarzchloritgestein, weshalb seine Schieferung die Form einer Flaserbildung annimmt. Stellenweise, z. B. an den großen Felsen westlich vom Scharlachberggipfel, wird es feldspatführend und nimmt dann einen ganz gneisartigen Charakter an. Weiter nach Osten zu ist es wieder feinkörniger und nähert sich petrographisch der nächsten Gesteinszone, den feinschuppigen chloritischen Schiefer.

Diese feinschuppigen chloritischen Schiefer unter-

scheiden sich von den dichten Quarzchloritgesteinen durch ihr noch feineres Korn, ihre viel stärkere, oft bis ins phyllitähnliche gehende Schieferung und ihren im allgemeinen größeren Reichtum an Chlorit, der auch eine etwas dunklere Farbe bedingt. Bezeichnenderweise ist bei diesen hochgradig geschieferten Gesteinen der Chlorit oft in beträchtlichem Maße, ausnahmsweise sogar vollständig, durch Sericit ersetzt. Besonders die mit Schwefelkiesen imprägnierten Schieferlagen, die im Rohnauer Erzbergwerk abgebaut werden, sind stark sericitisch (der in der Literatur für diese erzführenden Gesteine gebrauchte Name Talkschiefer ist nicht berechtigt).

Die dunkelsten, chloritreichsten Abarten dieses Schiefers erinnern oft sehr an die Grünschiefer des Bober-Katzbach-Gebirges, und man kann es wohl verstehen, daß BEYRICH geneigt war, das Rohnauer Gebiet als eine südliche Fortsetzung des Grünschieferareales anzusehen. Ihre konkordante Überlagerung durch Amphibolite und Gneise in dünner Wechsellagerung zeigt uns aber, daß sie dem Verbands der krystallinen Schiefer angehören. Auch zeigt sich ganz deutlich, daß die Grünschiefer eine ganz andere Lagerungsform und zunächst nördlich der innersudetischen Hauptverwerfung durch ihre Verknüpfung mit echten Phylliten eine ganz andere Erscheinungsform haben.

Auf dem Blatte Kupferberg stehen sich also die krystallinen Schiefer und die Grünschiefer als zwei ganz verschiedenartige, durch eine Verwerfung getrennte Gesteinskomplexe gegenüber. Es soll aber die Möglichkeit nicht geleugnet werden, daß beide dennoch gleichen Alters sind, da hierfür im Süden von Blatt Schmiedeberg allerlei Verdachtsmomente bestehen. (Vergl. den Bericht über die Aufnahmarbeiten im Jahre 1908.) Keinesfalls ist aber an der Grenze der beiden Komplexe bei Kupferberg ein allmählicher Übergang zu beobachten, sondern die eine, höher metamorphe Gesteinsausbildung ist gegen die andere, weniger metamorphe, durch eine Verwerfung scharf begrenzt.

Die Wechsellagerung zwischen Amphiboliten und Gneisen ist von der gleichen Gesteinszone auf Blatt Schmiedeberg

nur unwesentlich unterschieden, insofern als hier im Gebiet stark vorwaltender Quarzchloritgesteine auch diese als Zwischenmittel zwischen den Gneisen eine sehr bedeutende Rolle spielen. Schöne Aufschlüsse in diesem dünn-schichtigen Wechsel, dessen einzelne Lagen bald 2—3 m, bald 20—30 cm dick sind, bieten die Pfaffensteine im Reußendorfer Forst. Auch nordwestlich von den obersten Reußendorfer Häusern kann man sich an einem Abhänge, der in der Richtung des Schichtenstreichens geneigt ist, also keine Verrollung des Materiales der einzelnen Lagen durcheinander gestattet, leicht von der vielfachen Wiederholung dünner Gneis- und Schiefermittel überzeugen.

Die Gesteine des Gebietes der Grünschiefer bestehen aus den bekannten, an Chlorit und Epidot reichen geschieferten Diabasen und Diabastuffen. Im großen Massiv der Bleiberge war eine Trennung dieser Gesteine in einzelne stratigraphische Horizonte leider nicht möglich. Nur ein Kalksteinlager ließ sich hier etwa 1 km weit verfolgen. Dagegen war eine petrographische Trennung in graugrüne kryptokrystalline und in dunkelgrüne, deutlich schuppige Schiefer durchführbar, wenn auch die Abgrenzung der beiden Gesteinsgruppen gegeneinander infolge der vielen Übergangsglieder oft recht schwierig war. Große Erleichterung bot dabei das Hervortreten der schuppigen Gesteine in langgestreckten Höhenzügen.

Die Phyllite, die sich südöstlich bei Rudelstadt anschließen, sind dunkel silbergrau, feinschuppig und oft feingerunzelt. Südlich vom Eulenhügel findet sich in ihnen ein kleines Lager von dichtem Kalkstein.

Die Felsitgänge des Schiefergebietes streichen im Nordteil des Blattes in nordwestlicher Richtung, im Südteil zeigen sie ein nordsüdliches Streichen. Die Fortsetzung des Felsitganges, der am Laubberg und weiter nördlich die Culmschichten durchsetzt, kann am Südosthange des Scharlachberges noch ein Stück weit verfolgt werden, so daß dieser Gang auf eine streichende Länge von $4\frac{1}{2}$ km nachgewiesen ist.

Die Lamprophyrgänge streichen nördlich oder nordnord-

östlich. Ihre Mächtigkeit ist stets sehr gering, trotzdem konnte einer auf 2,4 km Länge (von der Wüsteröhrsdorfer Schule bis zum Kügler'schen Gute in Rohnau) nachgewiesen werden. Das Gestein dieses Ganges besteht vorwiegend aus basischem Plagioklas und Biotit, ist also ein Kersantit. Ein anderer Lamprophyrgang von kürzerer streichender Erstreckung nördlich von Rudelstadt ist ein Olivinspessartit.

Von den diluvialen Bildungen des Gebietes sind besonders bemerkenswert die weiten Gehängelehmbecken im Süden bei Reußendorf, Pfaffendorf und an anderen Orten und die Geschiebelehne von Rudelstadt und Seiffersdorf.

BERG,
Diluvium
(Lehm, Grund-
moräne,
Terrassen,
Glazialsand).
Blätter
Schmiedeberg
und
Kupferberg.

Östlich vom Landeshuter und Kolbenkamm und südlich vom Scharlachberge sind fast alle Täler, soweit sie nicht in engem Durchbruch durch eine härtere Schichtenreihe hindurchtreten, von weitgestreckten, flachgeneigten Lehmauen begleitet. Wenn sich die Lehme beiderseits ausdehnen, so entstehen weite Talkessel, wie wir sie südlich von Reußendorf finden. Oft aber legt sich der Lehm nur auf einer Seite in das Tal hinein, während die andere von steileren Gehängen gebildet wird. Soweit die Flüsse dem Schichtenstreichen folgen, ist dann stets die Schichtfläche die verlehnte, der Schichtkopf die felsige Talseite (z. B. südlich von Michelsdorf, südlich von Blasdorf). Bei Quertälern ist meist die gegen Osten geneigte die flachere, die gegen Westen geneigte die steilere. Dies ist offenbar eine Wirkung der von Westen an die Talwände anschlagenden Gewittergüsse, gegen die die feineren Verwitterungsprodukte auf einer Seite wohlgeschützt sind, während sie von ihnen auf der anderen Seite stets wieder abgeschwemmt und abgewaschen werden.

Die auffallende Neigung der Flüsse weite lehmige Talauen zu bilden läßt sich auch im nördlichen Gebiet, z. B. bei Prittwitzdorf, feststellen. Sie deutet uns an, daß es eine Zeit gegeben hat, in der die Flüsse geringeres Gefälle hatten und ihr Tal mäandrierend ausweiteten. Wahrscheinlich wurde diese Hemmung der Erosion durch das vorrückende Inlandeis, das sich bis dicht an die Blattgrenze bei Landeshut erstreckte, erzeugt.

Die nordische Grundmoräne dringt an 2 Stellen bis in das Gebiet des Blattes Kupferberg vor: bei Rudelstadt im äußersten Nordosten und zwischen Seiffersdorf und Rohrlach im äußersten Nordwesten. Diese beiden Geschiebelehme sind offenbar von 2 ganz verschiedenen Inlandeiszungen abgesetzt worden. Der Seiffersdorfer bildet einen Teil der glazialen Ablagerungen des Hirschberger Beckens. Seine Entstehung am Grunde eines Eisstromes, der über Lähn-Boberröhrsdorf ins Gebirge eindrang, zeigt das Vorkommen großer Blöcke cenomanen Quadersandsteins (mit *Exogyra columba* und *Ostrea carinata*). Die Rudelstädter Grundmoräne hängt durch den Paß von Nimmersath mit dem Kauffung-Schönauer Geschiebelehm zusammen. Dieser Lehm führt daher neben nordischem Material Rotliegendgesteine, z. B. die charakteristischen Pisolithtuffe.

Das tief eingeschnittene Bobertal zwischen beiden Gebieten führt keine eigentlich glazialen Absätze, dafür aber eine Anzahl wohlausgebildeter Terrassen. Diese lassen sich in zwei Erosionsterrassen und eine Akkumulationsterrasse gliedern.

Die obere Erosionsterrasse liegt in 30—25 m Höhe über dem heutigen Talboden, die untere in 8—10 m Höhe. Die untere Terrasse folgt im nordwestlichen Vereisungsgebiet dem Laufe des jetzigen Flußtales, die obere geht westlich vom Jannowitzer Schloß in eine weit ausgedehnte Schotterüberdeckung des Geschiebelehms über. Sie verdankt also ihre Entstehung der nordischen Vereisung des Riesengebirges. Da diese offenbar der vorletzten Eiszeit zuzurechnen ist, so ist sehr wahrscheinlich die untere Terrasse während der letzten nicht bis ins Gebirge eingedrungenen Vereisung durch Verlangsamung der Tiefenerosion infolge Stauwirkung entstanden.

Die höchste Terrasse stellt die Oberfläche von Aufschüttungen dar, die in Mächtigkeit von ungefähr 10 m die Schotter der oberen Erosionsterrasse als einzelne Hügel überragen. Zu ihnen gehören die Sandhügel bei Seiffersdorf und die Kiesterrasse des \triangle 422,6 hinter dem Jannowitzer Schloß. Sie sind glazialer Entstehung und sind wahrscheinlich vor der Stirn des Eises während dessen äußerstem Hochstand als Vorschüttungsmassen entstanden.

Herr MICHAEL begann auf Blatt Schwientochlowitz die Aufnahme des anstehenden Steinkohlenegebirges und die Gliederung der bedeutenden diluvialen Bildungen.

MICHAEL,
Blatt Schwientochlowitz.

Herr ASSMANN verfolgte den Röt und den Muschelkalk auf den Blättern Beuthen, Zabrze, Tarnowitz, Laurahütte und Schwientochlowitz.

ASSMANN,
Blätter
Beuthen,
Zabrze, Tarnowitz, Laurahütte und Schwientochlowitz.

Herr QUITZOW berichtet über neue Aufschlüsse im ober-schlesischen Tertiär:

Bei den Aufnahmearbeiten im ober-schlesischen Industriebezirk wurde zu den seit ROEMER bereits bekannten, heute z. T. nicht mehr aufgeschlossenen Vorkommen eine Anzahl neuer Tertiärfundpunkte ermittelt. Meist sind es begrenzte Ablagerungen innerhalb des älteren Gebirges, Taschenausfüllungen in der Trias und im Randgebiet des Carbons, in denen die mannigfachsten Bildungen auftreten: weiße und rote, stark eisenschüssige Quarzsande, bunte Letten und tonige Mergel mit zahlreichen Kalkkonkretionen und einer weniger arten- als individuenreichen Fauna, die teils marinen, teils ausgesprochen terrestrischen Charakter zeigt.

QUITZOW,
Miocän
Oberschlesien.

Einige neue Aufschlüsse dieser Art beschreibt R. MICHAEL in seinem Aufnahmebericht vom Jahre 1904 (Dieses Jahrbuch f. 1905, S. 731 ff.). Das dort erwähnte Vorkommen am südlichen Ausgang von Hohenlinde, im Bereich des Unteren Muschelkalks, ist zurzeit wieder verschüttet. Dagegen wurde im Sommer 1910 kaum 100 m von jener Stelle entfernt und zweifellos mit ihr zusammenhängend, ein anderes gleichartiges Tertiärvorkommen aufgedeckt. Hart an der Ostseite der Chaussee nach Piasniki, 100 m südlich von Hohenlinde, ist durch Einbruch des Untergrundes eine Steilwand bloßgelegt, an der unter 1—2 m Geschiebelehm unmittelbar über den roten Sandsteinen des Carbons etwa 50 cm gelblichgraue Tonmergel und sandige Tone mit Ostreabruchstücken zu beobachten sind.

Gleichartige Ablagerungen mit zahlreichen Schalenresten von *Pecten* und *Ostrea* sind bei Lipine unweit der evangelischen Kirche in einer Lehmgrube aufgedeckt worden in Gesellschaft mit roten

Letten, lockeren Sandsteinen und festen, eisenhaltigen Quarzkonglomeraten. Diese Konglomerate, die innerhalb der etwa 1 m mächtigen Sandsteinpartie als schwache Bank auftreten, waren bisher nur aus der Gegend von Georgenberg bekannt (vergl. R. MICHAEL, Zur Geologie der Gegend nördlich von Tarnowitz, Dieses Jahrbuch 1904, S. 781 ff.) und sind auf dem Südflügel der Beuthener Triasmulde hiermit zum ersten Mal festgestellt. Das Liegende des Tertiärs bilden lockere Rötmergel mit *Myophoria costata*, die nach Westen zu über carbonischem Sandstein auskeilen.

Noch in anderer Hinsicht verdient der Aufschluß Beachtung. Die hier beobachtete Überlagerung der fossilen, offenbar fluviatilen Bildungen durch echt marine Schichten bildet die erste Bestätigung für die von R. MICHAEL (Dieses Jahrbuch 1905, S. 731 ff.) auf Grund des Profils der Justschen Ziegelei bei Beuthen ausgesprochene Ansicht, daß mindestens ein Teil der in den Taschen der Beuthener Triasmulde auftretenden tertiären Eisenerzbegleiter älter ist als jene marinen Tone.

Das Alter dieser Tone ist nach BEYRICH's Vorgang (1844) bis in die jüngste Zeit als mittelmiocän, entsprechend der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens, allgemein anerkannt gewesen. Zu einer abweichenden Ansicht gelangte QUAAS (Dieses Jahrbuch 1906, S. 189 ff.) auf Grund einer paläontologischen Untersuchung des in den Bohrungen bei Lorenzdorf und Przecisow zutage geförderten Conchylienmaterials. Während er sich veranlaßt sah, das marine Tertiär Oberschlesiens den Cerithienschichten des Wiener Beckens gleich, also ins Obermiocän zu stellen, hält MICHAEL, vorzugsweise von stratigraphischen Erwägungen aus, mit OPPENHEIM (Zeitschrift d. Deutschen Geologischen Gesellschaft 1907, Monatsberichte S. 43 ff.) an der alten, schon von BEYRICH vertretenen Auffassung fest, wonach die marinen Absätze des ober-schlesischen Tertiärs nicht jünger als mittelmiocän sind und mit ihren tiefsten Gliedern noch in das Untermiocän (1. Mediterranstufe des Wiener Beckens) hineinreichen.

Diese Ansicht hat jetzt durch die Bearbeitung einer neuen reichen Fauna aus der Tongrube der Fortunaziegelei bei Alt-Gleiwitz, 5 km westlich von Gleiwitz, auch eine paläontologische Bestätigung gefunden. Der Ziegeleiaufschluß zeigt unter einer schwachen Decke sandigen Diluviallehm etwa 5 m mehr oder weniger sandigen, stellenweise eisenschüssigen Tegel von vorherrschend graublauer Färbung, der eine Unmenge mariner Fossilien enthält. Die paläontologische Untersuchung des überaus reichen Materials, zu der auch der Königl. Landmesser Herr GRUNDEY in Kattowitz seine umfangreiche Sammlung zur Verfügung gestellt hat, ist zur Zeit noch nicht abgeschlossen. Die bisherigen Ergebnisse genügen jedoch zu der Feststellung, daß keinesfalls Oberes Miocän, sondern älteres Mittelmioicän vorliegt. Eine ausführliche Beschreibung der Fauna wird nach Abschluß der Arbeiten in diesem Jahrbuch veröffentlicht werden.

Ein anderer fossilreicher Horizont im Tegel ist im Sommer 1910 beim Abteufen eines Schachtes am Kleinbahnhof Trynek südöstlich von Gleiwitz durchsunken worden. Es handelt sich um eine 9 m mächtige Schichtenfolge innerhalb der normalen Tegeltone, die durch reichlichen Kalkgehalt auffallend verhärtet ist. Die in der Kalkschicht eingeschlossene Fauna besteht neben verhältnismäßig wenigen Gastropoden (*Turritella*, *Buccinum* u. a.) vorzugsweise aus Zweischalern, unter denen die Gattung *Ostrea* besonders stark und in großen Exemplaren vertreten ist.

Schließlich sei erwähnt, daß auch die kalkige, dem Leithakalk des Wiener Beckens entsprechende Ausbildung des Tertiärs von einem neuen Fundpunkte bei Borsigwerk (Blatt Beuthen), an der Bahnüberführung südlich der Schachanlage von Castellengrube bekannt geworden ist. Die in 2 m Mächtigkeit aufgeschlossenen Schichten stimmen in der petrographischen Ausbildung mit dem typischen Leithakalk durchaus überein.

Herr G. GÜRICH berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmetätigkeit in der Gegend von Striegau.

1. Weitere Aufschlüsse im Schneckenmergel von Ingramsdorf¹⁾.

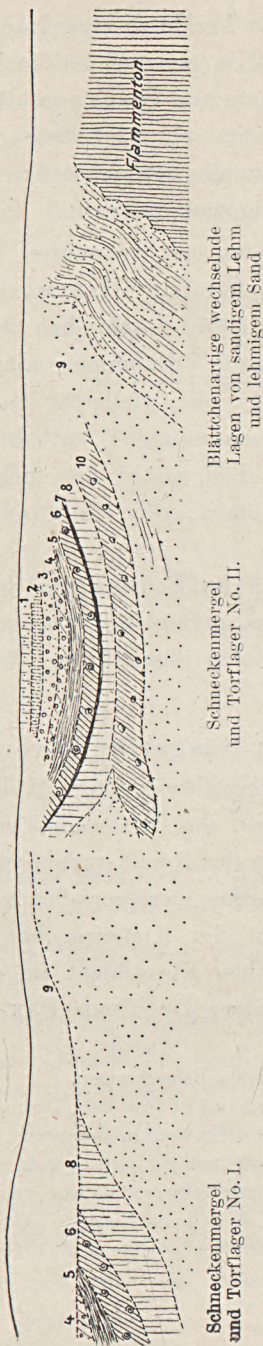
GÜRICH,
„Interglazial“
von
Ingramsdorf.
Blatt Striegau.

Die Südwand der Ingramsdorfer Ziegelei-grube, von der in meiner eben zitierten Mitteilung die Rede ist, wurde gegen Süden, gegen die Tallinie des Tarnetales vorgeschoben, doch so, daß die südöstliche Ecke mit dem damals beschriebenen Profil nicht abgebaut wurde. Das Profil selbst aber ist seitdem völlig verfallen. Etwa 40 m weiter westwärts ist in diesem Jahre eine neue Mulde desselben Schneckenmergels mit dem Torflager angeschnitten worden, deren Profil in Fig. 1 wiedergegeben ist. Der Alluvial-lehm (Schicht 1 und 2 in Profil 1) hat hier eine etwas größere Stärke als am ersten Fundpunkte; der Kies, der dort beschrieben war (Nr. 11 des alten Profils Seite 44), ist hier mehr lehmig; die Steinlage konnte nicht deutlich herausgefunden werden. Die jung-diluvialen Schichten sind augenscheinlich hier in stärkerem Maße zur Alluvialzeit umgelagert worden. Darunter folgen in zusammenhängender Reihe die Schichten des sog. Interglazials: Nr. 4: toniger Lehm (entsprechend der Schicht 9: sandiger Ton mit humosen Einlagerungen des alten Profils), Nr. 5 der Torf selbst (8). Er besteht auch hier aus 3 Lagen, von oben nach unten: toniger Torf, sandiger Torf, reiner Torf, zusammen $\frac{1}{3}$ m stark. Darunter liegt 6. ein toniger Mergel mit anscheinend derselben Schnecken- und Muschelfauna wie Nr. 7 d. a. Profils. Auch hier ist die dünne Lage mergeligen Torfes (7) vorhanden (=6a), unter der ein schwach mergeliger Ton (8) liegt (=6). Das Geröllager (5) konnte unter dieser Schicht nicht aufgefunden werden; es schiebt sich darunter Sand (9) ein, der sich auskeilt und geschiebeführenden sehr tonreichen Lehm (10), den Vertreter des Geschiebelehms, überdeckt. Also auch hier übergreifende Lagerung der Schichten: 8, 7, 6, 5, 4 (=6, 7, 8, 9 d. a. Prof.). Die Sande

¹⁾ Vergl. d. Jahrb. f. 1905, S. 43.



Figur 1.



Profil der Südwand der Ingramsdorfer Ziegeleigrube (1. 4. 1909).

Nach Photographieen des Verf.

Höhe der Wand ca. 7 m, Länge des Profils 80 m.

- 1, Feinsandiger Auelehm, 0,5 m } Alluvium
- 2, Alluvialehm, 0,75 m } jüngerer Diluvium
- 3, Lehmgiger Kies, 0,5 m }
- 4, Toniger Lehm, 0,3 m } } Interglazial*
- 5, Toniger Torf } 0,3 m } }
Sandiger " } Reiner "

- 6, Toniger Mergel mit Schnecken, 0,3 m } } Interglazial*
- 7, Mergeliger Torf, 0,05 m }
- 8, Schwach mergeliger Ton, 1 m }
- 9, Sand und Kies } } Älteres Diluvium
- 10, Geschichtebeführender Ton (tonreicher Geschichtelehm.) }



schließen im Westen die kleine Mulde dieses »Interglazials« ab, indem sie sich herausheben und in ziemlich steiler Lagerung die gebogenen dünn-schichtigen Lehme und Sande von blättertonartiger Beschaffenheit überlagern. Jenseits schneidet diese Schichtenreihe steil an den emporstoßenden bunten Flammentonen ab, die dort bis an die alluviale Überdeckung emporreichen.

Die Flora der Schichten des erst bekannten Profils ist in-zwischen in einer Breslauer Dissertation (HARTMANN, Die fossile Flora von Ingramsdorf, Breslau 1907) beschrieben worden. Es ist wünschenswert, daß auch das neue Vorkommen mit Rücksicht auf die HARTMANN'schen Ergebnisse, die vielleicht zu weitgehende positive und negative Verallgemeinerungen¹⁾ enthalten, untersucht würden. So fand ich z. B. im Ton unter dem Schneckenmergel Holzstücke von größeren Stämmen, die HARTMANN wohl nicht gesehen hat²⁾.

Noch nachträglich hat sich im Schneckenmergel des ersten Profils ein Molar von *Equus* sp. gefunden. Der von mir gefundene Rhinoceroskiefer gehört einem jugendlichen, kräftigen Tiere von *Rh. Merckii* an.

2. Lagerstätte diluvialer Säugerfunde von Rauske.

In der großen unter der Verwaltung von v. Kulmiz stehenden Tongrube, die auf der Nordseite des Westendes von dem Dorfe Rauske liegt, und in der wie in der Nachbargrube ein guter feuerfester Ton gewonnen wird, wurden zwei zerfallende Molaren von *Elephas primigenius* mit Resten der Kieferknochen aufgefunden; neuerdings fand sich in derselben Kiesschicht ein gut erhaltener Unterkieferast von *Equus* (Besitzer Dr. FERD. PAX, Assistent am

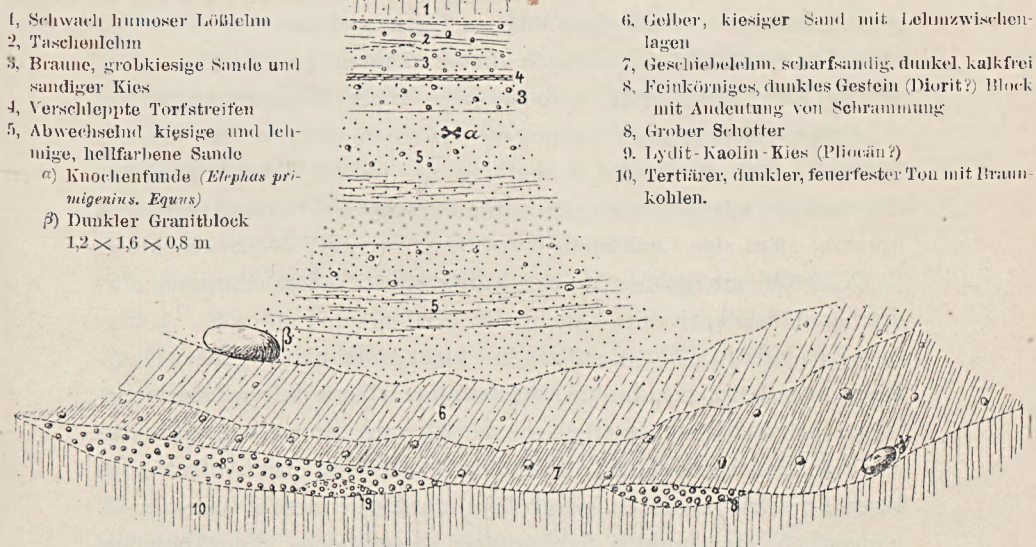
¹⁾ Man vergleiche die nachstehenden Bemerkungen.

²⁾ Nachträgliche Bemerkung während des Druckes. Ich glaube nicht, daß ein Tümpel von 50 m Durchmesser in jeder Schicht seines Bodens Reste der gesamten Flora der Umgegend enthält, und es geht nach meiner Auffassung zu weit, aus derartigen Untersuchungen, die nur wenig über die Entnahme von Stichproben hinausgehen, so weit ins Einzelne gehende Schlußfolgerungen zu ziehen, wie Fauch es im Sitzungsberichte des 11. Geologenkongresses in Stockholm, Seite 345, tut.

Zoologischen Institut, Breslau). Es ist demnach zu erhoffen, daß dieselbe Schicht bei weiterem Abbau neue Funde liefert.

Das Diluvialprofil hat daselbst etwa eine Mächtigkeit von 9 m. Die Schichten ruhen übergreifend auf dem dunklen Tone, dessen Oberfläche muldenartig ausgeschweift ist. Der Ton enthält nesterweise reichlich Braunkohlenstämme.

Figur 2.



Schematisches Profil der Westwand der Kulmitz'schen Tongrube, nördlich vom Westende von Rauske.

Von oben nach unten lassen sich folgende Schichten feststellen (Fig. 2):

1. Zu oberst ein ziemlich dunkler Lößlehm; weiter im Süden senkt sich die Oberfläche, und dieser Lehm erscheint dann als typischer alluvialer Auelehm.

2. Eine deutliche Steinsohle mit Kantengeschrieben war nicht festzustellen, wohl aber der eigentümliche scharfsandige, nicht geschichtete, rötlich-gelbe Lehm, reich an widerstandsfähigen, kantengerollten nordischen Geschieben ohne Schrämmung und von mir Taschenlehm genannt. An dessen Sohle erscheinen hier die Gerölle dichter gepackt.

3. Darunter folgt eine unregelmäßig erscheinende Schicht grobkiesiger bräunlich gefärbter Sande; nahe ihrer oberen Kante geht

4. eine dünne Tonschicht horizontal hindurch, augenscheinlich verschlepptes Tertiärmaterial.

Der Kies Nr. 3 liegt nicht mit durchweg horizontaler Unterkante auf den nächsttieferen Schichten auf.

5. Diese bestehen aus heller grau gefärbten Sanden und Kiesen mit unregelmäßig hier und da auftretenden dünnen sandigen Lehmlagen. Nahe der oberen Grenze dieser bis 6 m anschwellenden Kiese fanden sich die erwähnten Knochen.

6. Eine ausgeprägt hellockergelbe Bank kiesiger Sande mit reichlicher auftretenden lehmigen Zwischenlagen. Diese Schicht ist von 5 nur durch die Farbe und die reichlichere Beteiligung des Lehms unterschieden; sie stimmt sonst im Charakter damit überein. Auf der Oberfläche von 6 lag zur Zeit der Beobachtung (7. X. 1909) ein großer Block ($1,20 \times 1,80 \times 0,8$ m) dunklen nordischen Granits.

7. Unter 6 folgt ebenfalls mit nicht vollkommen glatter Oberfläche der eigentliche, dunkle scharfsandige, aber kalkfreie Geschiebelehm; er wird stellenweise sehr sandig und nimmt von $\frac{1}{2}$ m bis 4 m an Mächtigkeit zu. An dem Nordrande des Aufschlusses lagen an seiner Basis einige größere nordische Geschiebe, so z. B. namentlich ein dunkler feinkörniger Block eines dioritähnlichen Gesteins ($\times 0,5 \times 0,3 \times 0,3$ m) mit Spuren von Schrammung. Zwischen dem Geschiebelehm und dem dunklen Ton liegt

8. eine schwache Bank eines groben Schotters mit Geröllen bis Kopfgröße, höchstens bis 0,4 m mächtig; sie ist nur an 2 Stellen ausgebildet. An einer Stelle

9. befindet sich zwischen diesem braunen nordischen Kies und dem Braunkohlenton ein Schmitz eines hellfarbenen Kiesel mit kleinen schwarzen Lyditbruchstückchen und hellen Quarzen — der von mir so genannte Kaolinkies, dem möglicherweise ein pliocänes Alter zukommt.

Es lassen sich also hier im Diluvium 3 Glieder unterscheiden:

- c) Zu oberst Taschenlehm (nach oben mit Lößlehm, nach unten mit dem groben Kies 3 verknüpft): Oberes Diluvium.
- b) Heller Kies mit Knochen: Mittleres Diluvium — entsprechend dem Ingramsdorfer sog. »Interglazial«.
- a) Geschiebelehm mit gelbem Kies darüber und dem Basal-schotter darunter: Unteres Diluvium.

Man könnte daran denken, in den gelben Schichten eine Verwitterungserscheinung zu sehen. Demnach müßte zwischen Schicht 6 u. 5 eine zeitliche Lücke fallen, Schicht 6 zeitweilig Oberfläche gewesen sein. Mir scheint indessen die Gleichartigkeit der Bildung von Schicht 5 u. 6 mehr für eine ununterbrochene fluviatile Ablagerung zu sprechen. Die Differenz rührt von dem Bildungsmaterial her. Schicht 6 hat mehr aus der Grundmoräne aufgenommen, beziehungsweise davon beibehalten.

Eine andere Schwierigkeit bietet mir die Erklärung des Taschenlehms. Wo die Diluvialdecke überhaupt sehr dünn ist, kann man ihn mit der veränderten und umgelagerten Haupt-Grundmoräne verwechseln. Ist das Diluvium mächtig, dann kann man versucht sein, darin einen Oberen Geschiebelehm, also eine Grundmoräne zu sehen. Ich halte dies aber für ausgeschlossen, weil ich nie darin geschrammte Geschiebe, nie Kalke gefunden habe und weil die nordischen Geschiebe stark abgerollt sind.

Ich ziehe zunächst aus den im Gebiete beobachtbaren Tatsachen den Schluß, daß auf die Vereisung, also auf die Grundmoränenbildung, bei zunehmendem Gefälle eine Zeit ausgedehnter Schotter- und Sandablagerungen, eine lange Zeit wechselnder stark bewegter Wasserströme der schlesischen Gebirgswässer und der Abschmelzwässer folgte — zugleich stellenweise Flora und Fauna führende »Interglaziale«. Dann Aufhören dieses Gefälles, Rückstau, Taschenlehm bildung. Endlich wieder Gefällszunahme, Herausarbeitung des Reliefs — unmittelbar darauf nordwärts fortschreitend Steppenwirkung, Löß- und ähnliche Bildungen.

(Nachtrag während des Druckes.) Dieser Taschenlehm, den ich in meinem Aufnahmebericht für 1902, Seite 708, als »Reliktenmoräne« bezeichnet habe, ist durchaus vergleichbar dem sogenannten »Oberen Geschiebemergel« in Holstein, den GEINITZ im Anschlusse an TORNQVIST (Centralbl. f. Min. 1911, S. 377) als »Residuum der Innenmoräne von schwimmenden Eistafeln« auffaßt, »in welche die Eisdecke am Ende der Eiszeit aufgelöst wurde« (Diluvialstudien im östlichen Mecklenburg, Arch. d. Freunde d. Naturk. in Mecklenburg 1912). Wenn ich auch bei meiner oben geäußerten Annahme nicht an ein tatsächliches »Schwimmen« auf Wasser gedacht habe, vielmehr an ein Festsacken auf dem flachen Höhenrücken, so kommt doch diese Anschauung der meinigen von 1902 sehr nahe. Inzwischen habe ich mich aber überzeugt, daß bei der Herausbildung derartiger moränenähnlicher Lehme auch Gehängewirkung tätig gewesen sein kann, die am Rande der vereinzelt Eisfelder gleichzeitig mit deren Abschmelzung oder auch nach dem völligen Abschmelzen eintrat.

Mein oben gegebenes Schema von 1909 läßt sich dann nicht mehr halten. Es muß für die Striegauer Gegend heißen:

Löß—Postglazial

Taschenlehm—Spätglazial

Kies usw.—»Interglazial« nicht in dem Sinne von »zwischen zwei Eiszeiten«, sondern von »während der Eiszeit«

Geschiebelehm—Glazial

Grundsotter—Frühglazial

Pliocän.

Herr TIETZE vollendete die Aufnahme des Blattes Jordansmühl und begann die Aufnahme von Blatt Nimptsch.

Tietze.
Palaeozoicum,
Diluvium.
Blätter
Jordansmühl
und Nimptsch.

Silurische Schiefer, z. T. durch Granitinjektionen metamorph umgewandelt, Serpentine (Umwandlungsprodukte von Peridotiten und Gabbros), granitische Ganggesteine bilden Durchragungen durch jungmiocäne Tone, die ihrerseits von älterem Glazialdiluvium und Löß verhüllt werden.

Herr BARSCII begann und vollendete die geologisch-agronomischen Aufnahmen der Blätter Wansen und Lauterbach.

Auf Blatt Wansen liegen unter einer dünnen Decke von Löß die Sand- und Geschiebemergelschichten eines älteren Diluviums, das aber im S. des Blattes teilweise so stark zerstört ist, daß unter dem Löß nur noch eine dünne Lage zumeist windgeschliffener Geschiebe (Dreikanter) übrig geblieben ist, unter der die Miocän-Formation (Sande und Tone) ansteht.

BARSCII,
Älteres Dilu-
vium, Miocän,
krystallines
Gebirge.
Blätter
Wansen und
Lauterbach.

Ferner wurde die geologisch-agronomische Aufnahme auf Blatt Lauterbach begonnen.

Auch hier bildet der Löß überall die oberste Decke. Unter ihm werden ebenfalls hauptsächlich die Schichten eines älteren Diluviums angetroffen, doch treten auch hier und da die darunter lagernden miocänen Tone bis dicht an die Oberfläche. An einzelnen Punkten werden diese letzteren Formationen von altem Gebirge (met. Schiefer, Peridotiten, Granit) und tertiären Basalten durchbrochen.

Herr J. BEHR berichtet über die Aufnahme der Blätter Wäldchen und Strehlen.

Eine teils zu Schwarzerde umgewandelte Lößdecke von durchschnittlich 1 m Mächtigkeit bedeckt überall älteres Diluvium, das stellenweise stark verwaschen ist, und dann nur noch als Steinsohle im Profil erscheint. Die Mächtigkeit des Geschiebemergels, die eine sehr schwankende ist, betrug in einer Bohrung südlich Gurtseh am Wege nach Strehlen 8,75 m. Die liegenden Sande durchragen den Geschiebemergel an vielen Stellen und kommen in dem sonst sehr eintönigen Landschaftsbilde oftmals als kleine schmale Rücken zum Ausdruck. Das darunter liegende Tertiär — Tone und Sande, die zum Miocän zu stellen sind — tritt nur in der Südostecke des in Frage stehenden Gebietes in größeren zusammenhängenden Flächen näher an die Oberfläche und ist in Sätteln aufgerichtet, die ein Hauptstreichen von Südost nach Nordwest erkennen lassen. Es hat den Anschein, als ob die kleine Lohe als Bett eine derartig vorgebildete Mulde benutzt habe. — Die dem tertiären Ton eingelagerten Sande bilden einen einwandfreien, ergiebigen Trinkwasserhorizont.

BEHR,
Diluvium und
Tertiär.
Blätter
Wäldchen und
Strehlen.

10. Provinz Posen.

Herr JENTZSCH berichtet über seine Aufnahmen auf Blatt Schwersenz (G.-A. 48, Nr. 35):

JENTZSCH,
Posener Ton
und Endmoränen
auf Blatt
Schwersenz.
Interglaziales
Torflager in
der Kiesgrube
am Schilling
bei Posen.

Auf Blatt Schwersenz wurde die Aufnahme der alluvialen und diluvialen Gebilde fortgesetzt, unter denen Tertiär, nämlich »Posener Ton« des Pliocäns, nur an wenigen Punkten nachzuweisen war. Der Annaberg ist hier die östliche Fortsetzung jener Endmoräne, welche jenseits des Warthe-Tales den nördlichen Teil des Blattes Posen durchzieht (vergl. Bericht für 1908).

Die bekannte Kiesgrube »Am Schilling« bei Posen, aus welcher G. MAAS vor Jahren zwei für bearbeitet gehaltene Feuersteinstücke beschrieben und abgebildet hatte¹⁾, lieferte einen neuen, für die geologische Auffassung der weiteren Umgegend bedeutsamen Fund: die große Grube zeigt unter einer Decke typischen Geschiebemergels diluviale Sande und Kiese, deren geologischer Horizont innerhalb der Blätter Posen und Schwersenz weit verbreitet ist und durch zahlreiche Tagesaufschlüsse wie auch durch Brunnenbohrungen verfolgt wurde. In diesen Sanden waren schon früher Süßwasser-Schnecken und -Muscheln gefunden, nämlich *Valvata piscinalis* MÜLL., *Planorbis marginatus* DRAP., *Bithynia tentaculata* L. und *Pisidium amnicum* MÜLL. sowie Reste großer Landsäugetiere, wie *Elephas primigenius* BLUMB., *Bison priscus* H. v. MEYER und *Equus caballus* L. Das Kaiser Friedrich-Museum in Posen bewahrt aus dem gleichen Horizont der Umgegend auch Schädel von *Rhinoceros* und eine Reihe anderer stattlicher Säugetierknochen. Aus dem gleichen Horizont erwähnt WAHNSCHAFFE²⁾ nach den Bestimmungen von E. v. MARTENS noch *Paludina diluviana* KUNTH und *Dreissensia* sp., ferner nennen V. MILTHERS und N. NORDMANN³⁾ noch von dem nahen Fundorte Johannistal: *Valvata*

¹⁾ Über zwei anscheinend bearbeitete Gesteinsstücke aus dem Diluvium. Dieses Jahrb. f. 1897, S. 32–35.

²⁾ Ebenda f. 1896, S. LXXXII–LXXXIII.

³⁾ Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. Bd. 44, 1902. Briefliche Mitteilungen, S. 39–42.

piscinalis var. *antiqua* SOW., *Valvata cristata* O. F. MÜLL., *Limnaea palustris* O. F. MÜLL. var. *corvus* GM., *Limnaea ovata* DRAP., desgl. var. *patula* DA COSTA, *Planorbis albus* O. F. MÜLL., *Pisidium* (*Rivulina*) cf. *globulare* CLESS. und *Pisidium* (*Fossarina*) cf. *pulchellum* JENYNS.

Bereits MILTHERS und NORDMANN hatten darauf hingewiesen, daß die Zusammensetzung der Fauna eine solche ist, die ausschließlich oder vorzugsweise in Seen zu finden ist. *Valvata antiqua*, *Limnaea patula* und *Limnaea corvus* seien wenigstens im Norden (d. h. in Dänemark) Seeformen.

Diese Anschauung der dänischen Fachgenossen konnte ich durch einen neuen Fund voll bestätigen. Als mir nämlich Professor PFUHL ein für Braunkohle gehaltenes Stück, welches dem Poseuer Museum als aus dem Untergrunde des Kieses »Am Schilling« stammend übergeben worden war, vorlegte, erkannte ich sofort dieses als diluvialen (mithin im weiteren Sinne interglazialen) Torf. Alsbald ergaben die vom Verf. angestellten Aufgrabungen und Handbohrungen, daß der Torf unter einer erheblichen Fläche der sehr ausgedehnten Sand- und Kiesgrube den tieferen Untergrund bildet. Meine Aufgrabung und Bohrung ergab, daß der Torf in etwa 2 m Mächtigkeit auf geschiebefreiem Diluvialsande liegt; bedeckt wird er an der ersten Fundstelle durch 0,7 m bis 1,2 m Kies, welcher durch 1,0 m bis 1,5 m Talgeschiebesand überlagert wird. Dieses Profil würde an sich einer Zugehörigkeit des Torfes zur Talstufe, also einem postglazialen bzw. spätglazialen Alter nicht widersprechen. Aber ich konnte die bedeckende Kiesbank bis unter die hohe Wand der Kiesgrube verfolgen, wo sie von kiesstreifigen Diluvialsanden bedeckt wird, die durch typischen, ganz unzweifelhaften Geschiebemergel überlagert werden. Eine am Fuße dieser Wand angesetzte Aufgrabung und Handbohrung erreichte bei 1,9 m Tiefe unter der Grubensohle gerade noch sandigen Torf, so daß letzterer hierdurch als zweifellos unter dem »Unteren Diluvialsand« liegend über eine erhebliche Erstreckung nachgewiesen ist. Der Torf besteht aus Flachmoor über Faulschlamm. Ersterer enthält zahlreiche papierdünne Deckel einer

kleinen Schnecke, *Valvata* oder *Bithynia*, sowie grünlich schimmernde Flügeldecken von Käfern, die anscheinend der im Uferschilf unserer Seen nicht seltenen Gattung *Donacia* angehören, ferner zerdrückte Schalen von *Anodonta*, Spongillennadeln, Diatomeen sowie schlecht erhaltene Pflanzenreste, unter denen Prof. PRUHL Blätter von *Alnus* und Früchte von *Carpinus* erkannte.

Hier hat sich also in situ der teils sandige, teils torfige oder schlammige Absatz eines verlandenden Sees erhalten, dessen Tier- und Pflanzenwelt genau dem heutigen Klima entspricht und — soweit erhalten — derjenigen der Uferschar eines Sees gleicht, in dessen Nähe Weißbuchen (Hainbuchen) und Erlen wuchsen. Der darüber lagernde Sand hat offenbar die schon früher daraus bekannt gewordenen Schnecken durch Umlagerung aus den Absätzen des Sees erhalten. Da nun letztere, wenigstens teilweise, einem flachen, verlandenden Uferlande entsprechen, den sie um 7 m oder mehr überragen, so muß, als dieser Sand sich auflagerte, der Seespiegel sich erhöht haben. So ergibt sich als zeitliche Reihenfolge naturgemäß Folgendes: Nachdem bereits Geschiebemergel und nordisches Gesteinsmaterial im Posener Lande verbreitet waren, bestanden dort ein Süßwassersee und in und an demselben auf dem Lande eine dem heutigen Klima entsprechende Tier- und Pflanzenwelt. Dann rückte eine Eismauer wieder vor, der Seespiegel wurde um mehr als 7 m angestaut, und Schmelzwasserflüsse begannen ihn zuzuschütten; dies ergab am Rande jene kiesstreifigen Sande (als Vorschüttungssande) und mehr im Innern des Sees Tonmergelabsätze, d. h. jene Bänder-tone, welche in der Umgegend von Posen weit verbreitet sind. Dann schob sich das Eis noch weiter vor und lagerte Geschiebemergel auf dem Sande ab, bis bei seinem Rückzuge die heutigen Talstufen und Talsande sich ausbildeten.

Eine gewisse Analogie mit den vom Blatt Herzfelde (Provinz Brandenburg) beschriebenen Verhältnissen, wie denen mehrerer anderer Seen ist unverkennbar.

Herr KORN berichtet über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Mietschisko (G.-A. 48, Nr. 18):

Nur eine Terrassenstufe wurde in den Talsandflächen festgestellt, sowohl im Urstromtale der Welna als in den im Südwestviertel des Blattes vorhandenen Talsandflächen, im Gegensatze zu dem Nachbarblatte Rogasen, in dessen südlichem Teile zwei Stufen entwickelt sind.

KORN,
Talsandter-
rasse,
Wongrowitz-
Schockener
Os, Dünen-
sand. Blatt
Mietschisko.

Der Wongrowitz-Schockener Os, über den in diesem Jahrbuch bereits berichtet worden ist, tritt nach der Unterbrechung durch das Urstromtal der Welna beim Lakinski-Denkmal östlich von Wongrowitz in das Blatt ein und läßt sich bis in die Südwestecke verfolgen, wo er auf Blatt Jabkowo übertritt. Eine Unterbrechung erleidet er in der Gegend von Osten; damit hat es folgende Bewandnis: Die beiden großen Hochflächen des Blattes, die Oschützer in der Nordhälfte und die Mietschiskoer in der Südhälfte, werden durch eine von Osten nach Westen gestreckte, von Ruda bis an die Sandflächen des Oszuges bei Bahnhof Osten reichende 10 km lange, aber verhältnismäßig schmale Sandfläche — den Osten-Rudaer Sandzug — von einander getrennt. Die Sandmassen dieses Zuges sind zum Teil zu gewaltigen Dünen aufgeweht worden, die in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft, meist im Süden, bedeutende Senken haben, die heute mit moorigen Alluvionen ausgefüllt sind. Der Sandzug steht in seiner Längserstreckung etwa im rechten Winkel zu der des Wongrowitz-Schockener Oszuges, der hier unterbrochen ist; der Sand ist in fließendem Wasser abgesetzt worden, wie sich aus seiner Schichtung und seiner Geschiebearmut ergibt, obwohl seine Oberfläche — ganz abgesehen natürlich von den Dünen — z. T. höher liegt als die beiden angrenzenden aus Geschiebemergel bestehenden Hochflächen. Die Fortsetzung bilden dann westlich vom Oszuge in deutlichen Tälern abgelagerte Sande. Wir haben es im Osten-Rudaer Sandzuge mit einer Ablagerung zu tun, die zwischen den noch vom Inlandeise bedeckten Hochflächen gebildet worden ist; die Ufer bildete das Inlandeis. Die Dünen haben ihr

Material den heutigen Senken zu einer Zeit entnommen, als der Grundwasserspiegel außerordentlich tief stand und der Sand somit bis zu erheblicher Tiefe abgeweht werden konnte. Dieser Zeitraum wird mit der *Ancylus*-Periode zusammen fallen, in die auch die Bildung der vielen heute im Moore liegenden Dünen der großen Flußtäler Norddeutschlands fallen dürfte.

Herr CRAMER berichtet über die Aufnahmen auf den Blättern Budsin und Zelitz (Gr.-Abt. 48, Nr. 10 u. 11) in den Jahren 1909 und 1910:

CRAMER,
Grundmoränen-
ebene,
Sande. Blät-
ter Budsin
und Zelitz.

Beide Blätter gehören zum größten Teile zu der Hochfläche, die zwischen der Kolmarer Endmoräne im Norden und dem Urtromtal der Welna im Süden liegt. Sie stellt eine sehr flachwellige Grundmoränenebene dar. Der auf Blatt Budsin entfallende Teil zeichnet sich durch einen auffallenden Wechsel in der Bodenbeschaffenheit aus. Der überall nachgewiesene Geschiebemergel wird ganz unregelmäßig in bald größeren, bald kleineren Partien von Oberen Sanden überlagert. Diese Sandauflagerungen lassen in groben Zügen eine Nordsüdrichtung erkennen und können deshalb für Ablagerungen der Schmelzwässer des sich nach Norden zurückziehenden Eises gehalten werden. Anders ist das Aussehen der Hochfläche auf Blatt Zelitz. Hier läßt sich ein sandiger nördlicher Teil von einem lehmigen südlichen unterscheiden. Zu ersterem gehört die Nordwestecke des Blattes. Er reicht von dieser bis nach Siebenschlößchen und Kamnitz im Osten, liegt noch südlich von Kamnitz bis an den Weg Sarbka-Nowen, findet im Süden bei Sarbka und an dem sich westlich von Sarbka ostwestlich erstreckenden Dünenzuge sein Ende. Vor allem in der Kgl. Forst Durowo ist das Gelände auffallend eben und steigt nur ganz allmählich von dem nachher zu besprechenden Tale bei Budsin (ca. 85 m) nach Osten bis auf 90 m an. Der andere Teil der Grundmoränenebene des Blattes Zelitz wird von Geschiebemergel eingenommen, der oberflächlich sehr stark zu Oberem Sande verwittert ist. Auffallend flach ist die Gegend der Güter Zelitz und Potulitz und der Ansiedlung Neu-Briesen. Welliger sind die

Gebiete bei Siebenschlößchen, Kalischan, Kamnitz, Nowen und z. T. auch von Biberfeld, Bobrownik und Rudnitz. Dieser Gegensatz in der Ausbildung der Grundmoränenebene einmal in der Facies des Geschiebemergels und dann in der des Oberen Sandes ist auffallend. Während die Partien Oberen Sandes, die in der südlichen Hälfte des Blattes auf dem Geschiebemergel liegen, sicher nichts anderes als die Auswaschungsrückstände aus dem unterlagernden Geschiebemergel darstellen, sind die Sande im nördlichen Teile des Blattes Ablagerungen von Schmelzwassern, die von dem im Norden liegenden abschmelzenden Eise herabströmten. Hierfür spricht auch die Tatsache, daß die Ränder des noch zu besprechenden Budsiner Tales da, wo es an diese Oberen Sande grenzt, so wenig scharf sich abheben. Während sich die von NNW. kommenden Wassermassen das Budsiner Tal schufen und ihre Sande ablagerten, drangen von NO. her Schmelzwasser in das Tal und verhinderten die Bildung eines scharf ausgeprägten Bettes. Sobald das Budsiner Tal im südlichen Teile des Blattes in die Geschiebemergelfläche eintritt, tritt es auch deutlicher hervor, da hier die von NO. kommenden Schmelzwassermassen nicht mehr einwirkten. Die Grenze der genannten zwei Facies der Grundmoränenebene wird annähernd durch den Dünenzug angegeben, der sich von Sarbka nach Westen bis zum ehemaligen Polnisch-Briesen hinzieht.

Die beschriebene Hochfläche wird ungefähr in ihrer Mitte von dem bereits erwähnten fast nord-südlich verlaufenden Budsiner Tal durchbrochen, welches auf Blatt Kolmar i. P. aus dem die Endmoräne im Süden begrenzenden Sander hervorgeht, bei Straußberg die Hochfläche durchbricht und über Kunkolewo und Budsın nach Süden zieht. Die tiefsten Teile dieses Tales werden von Torf und Moorerde eingenommen (Olschina-Bruch und Briesener Strugga). Wie schon erwähnt, ist dieses Tal auffallend flach und sehr undeutlich von der angrenzenden Hochfläche abgegrenzt. Über die wahrscheinlichen Ursachen wurde bereits gesprochen. Südlich von Aschenforth teilt sich das Tal. Die Hauptwassermassen sind nach den abgelagerten Talsanden zu schließen in

CRAMER,
Talbildung.
Blätter Bud-
sın und Zelitz.

dem westlichen Arme abgeflossen, während der östliche Arm, in dem heute die Timnitza fließt, wohl eine jüngere Durchbruchsstelle durch die Hochfläche darstellt. Talsande sind in diesem Teile nicht nachgewiesen worden. Die Timnitza mündet bei Potulitz in die Rudka bezw. in das Potulitzer Fließ. Dieser Bach bildet das Südende einer auffallend tiefen, schmalen Rinne, die die ganze Hochfläche des Blattes Zelitz in annähernd NO.—SW.-Richtung durchzieht. Über diese Rinne weiter unten Näheres. Bei Bracknitz, auf Blatt Zelitz, links des Weges nach Neu-Briesen, und auf Blatt Budsin westlich von Lucienhof wurden, z. T. unter Sanden, in dem Budsiner Tale Tone nachgewiesen, die öfters wieder von Sanden unterlagert werden. Nach meiner Beobachtung hat das Tal an den genannten Stellen kleine Buchten gebildet, in denen sich die feinsten in den Wassern enthaltenen tonigen Teilchen absetzen konnten, da hier die Strömung wenig einwirkte.

Der Westrand der Hochfläche wird von einem breiten Tale begrenzt, in dessen östlichem Teile die Flinta fließt. Die in ihm zur Ablagerung gelangten Sande verdanken ihre Entstehung den Wassermassen, die vor der Kolmarer Endmoräne den großen Sander ablagerten. Sie ergossen sich in breiten, unregelmäßigen Strömen von der Endmoräne vor allem nach Süden und Westen dem großen Warthetale zu. Beim Nachlassen der Mächtigkeit der Wassermassen sammelte sich das Wasser allmählich und vereinigte sich im Bette der heutigen Flinta, die in das Urstromtal der Welna und durch dieses in das der Warthe mündet. In einer kleinen Bucht bei Gramsdorf lagerten sich auch in diesem Tale Tone ab. Sehr schön sind diese auf dem Wege Gramsdorf nach Wischinhauland direkt am Wege und Blattrande aufgeschlossen; sie erscheinen hier als typische Bändertone.

In der Südostecke des Blattes Zelitz tritt das tief eingeschnittene Urstromtal der Welna auf das Blatt über. Terrassen konnten an ihm nicht nachgewiesen werden.

CRAMER,
Endmoränen-
artige Bildun-
gen, Beckenab-
sätze. Blätter
Budsin und
Zelitz.

Auf dem genannten Blatte ragen westlich und südlich des Kalichaner Sees einzelne größere Erhebungen auf der Hochfläche hervor, die auf eine längere Stillstandslage des Eises hindeuten.

Die ausgeprägteste liegt westlich des Sees mit einer Höhe von 96,8 m, andere liegen westlich des Weges Kamnitz-Nowen und östlich dieses Weges in einzelnen Kuppen, zu denen u. a. die sog. Fuchsberge gehören. Diese endmoränenartigen Bildungen zeichnen sich z. T., im Gegensatz zu der sie umgebenden Grundmoräne, durch eine auffallende Blockbestreuung aus. Sie bestehen überwiegend aus steinreichen Geschiebesanden, die bisweilen von Geschiebemergel unterlagert werden. Nur untergeordnet tritt dieser auch zu Tage. Diese genannten endmoränenartigen Bildungen lassen sich in eine nördliche und eine südliche Staffel gliedern, die durch den Anfang der bereits erwähnten, das ganze Blatt durchziehenden Rinne getrennt werden. Diese beginnt auf Blatt Wongrowitz als breite alluviale Fläche, die von tonstreifigen Sanden unterlagert wird. Ihre Bildung steht in Zusammenhang mit den erwähnten endmoränenartigen Bildungen bei Kamnitz. Der Vorgang, der zu ihrer Bildung beitrug, dürfte folgender gewesen sein: Das nach Norden sich zurückziehende Eis hatte südlich der jetzigen Rinne eine längere Stillstandslage, bei der es die verschiedenen endmoränenartigen Bildungen schuf und gleichzeitig hinter diesen, also direkt vor seinem Rande, den Boden aushobelte, vielleicht dadurch, daß es den Untergrund vor sich aufpreßte. Bei seinem weiteren Rückzuge hatte es bald wieder eine Stillstandslage, die die Bildung der nördlichen der beiden Staffeln bewirkte. Die von der Endmoräne nach Süden fließenden Wassermassen wurden durch die erste Staffel am weiteren Abfluß nach Süden gehindert, sie stauten sich hinter ihr in der bereits vorhandenen ausgehöhlten Senke zu einem Stausee an, in dem sich zunächst Sande, eine Art Sandersande, absetzten, über diesen bei ruhigerem Wasser Tone und auf diesen bei späteren Überschwemmungen wieder Sande. Ganz allmählich begann der See zu vertorfen. Etwas westlich des Weges Kamnitz-Nowen haben sich die Wasser mit der Zeit eine Durchbruchsstelle aus den sie allerseits umgebenden endmoränenartigen Bildungen geschaffen und sich zunächst entlang der südlichen Staffel nach Westen gewandt. Durch die nördliche Staffel wurden sie nach Südwest abgelenkt und durchbrachen in

tiefer, schmaler, jetzt vertorfte Rinne die Hochfläche. Bei Sarbka fanden sich in der auf der Karte verzeichneten Lehmgrube typische Bändertone von geringer Mächtigkeit und von Sand über- und unterlagert. Diese ließen sich von hier bis Zelitz verfolgen, wo sie in der dortigen Ziegelei abgebaut werden. Die in der Rinne von den endmoränenartigen Bildungen herabströmenden, wohl nicht ganz geringen Wassermengen haben sich hier in einem langgestreckten Becken ausgedehnt, in dem sich bei ruhigem Wasser die erwähnten Tone absetzen konnten. Die Rinne hat sich immer tiefer eingeschnitten, so daß ihr jetziges Niveau ein paar Meter unter dem damaligen Beckenspiegel liegt.

Hinter der nördlichen Staffel der endmoränenartigen Bildungen haben sich ebenfalls die von dem sich nach Norden zurückziehenden Eise herabströmenden Wassermassen angestaut und so den heutigen Kalischaner See gebildet. Der gleichen Entstehung sind der fast ganz schon auf Blatt Wongrowitz liegende Tonischewoer und Komolewoer See, von denen nur kleine bereits verlandete Partien auf Blatt Zelitz übergreifen.

Herr DAMMER berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Gr. Gay, Kazmierz, Ottorowo, Samter und Scharfenort (G.-A. 48, Nr. 32, 26, 25, 20 u. 19) im Jahre 1910:

DAMMER,
Endmoränen-
züge, Stau-
tälern. Blätter
Gr. Gay, Kaz-
mierz, Ottoro-
wo, Samter
und Schar-
fenort.

Herr DAMMER verfolgte auf dem Blatte Groß-Gay den weiteren Verlauf der von den Herren KÖHNE und ASSMANN im Jahre 1908 und 1909 auf den Blättern Duschnik und Groß-Gay festgestellten Endmoränenzüge und begann Untersuchungen über die Ausbildung und den Verlauf von Stautälern im Hinterlande der Endmoräne, die sich auf die Blätter Kazmierz, Ottorowo, Scharfenort und Samter ausdehnten. Außerdem konnte er in diesem Gebiet für die Gliederung des Diluviums wichtige Beobachtungen machen.

II. Ostpreußen.

Herr ERICH MEYER berichtet über die Hauptergebnisse seiner Aufnahmen im Samlande während der Jahre 1907—1910, besonders über die Gliederung des Diluviums:

In den Jahren 1907—1910 wurden von mir die Blätter Rauschen, Groß-Dirschkeim, Germau, Fischhausen (z. T.), Zimmerbude und ein Viertel des Blattes Rudau geologisch bearbeitet¹⁾.

MEYER,
Diluvium
und Tertiär
im Samlande.
Blätter
Rauschen, Gr.-
Dirschkeim,
Germau,
Fischhausen,
Zimmerbude,
Rudau.

Die hauptsächlichsten neuen Ergebnisse sollen hier nur ganz kurz dargestellt werden; über die tektonischen Probleme, die das Blatt Gr. Dirschkeim bietet, habe ich am 5. April 1911 in der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Berlin berichtet und bringe eine eingehendere Darstellung davon demnächst in der Zeitschrift dieser Gesellschaft. Andere Fragen noch etwas näher zu beleuchten, behalte ich mir vor.

Die Formationen.

Ältere²⁾ und neuere Bohrungen zeigen, daß im Untergrunde des westlichen Samlandes ca. 100 m unter Tage die Kreideformation, und zwar das Senon, ansteht. Es ist in Gestalt meist kalkhaltiger, glaukonitischer Tone, Mergel und Sandsteine bei Palmnicken (in 91,5 m Teufe), Markehnen (Bl. Germau, in 110,9 m Teufe), Geidau (in 109,4 m Teufe) und Milchbude (in 97 m Teufe), beides auf Blatt Fischhausen, erbohrt worden. Vielleicht ist die letzte Probe des Bohrloches am Georgenswalder Wasserturm (Blatt Rauschen, in 60 m Teufe) ebenfalls schon als Kreidemergel anzusprechen.

MEYER,
Senon im
Samlande.

Unteroligocän.

Auf die Kreide folgen graue Letten, wohl des Eocäns, die jedoch auf meinen Blättern, außer in Bohrung Markehnen von 94,5 bis 110,9 m, nicht angetroffen wurden, dann Unteroligocän, dessen hangendste Parteeen auf den Küstenblättern am Fuß der Steilküste und in wenigen Schluchten bereits zu Tage anstehen.

MEYER,
Unteroligocän
im Samlande.

¹⁾ Die Meßtischblätter nebst Erläuterung und Küstenprofilen werden 1914 veröffentlicht werden.

²⁾ G. BERENDT und A. JENTZSCH, Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen östlich der Weichsel. Dieses Jahrb. für 1882, S. 334—347.

Bekanntlich enthält diese »Glaukonitformation« in tieferen Schichten des Grünsandes Lagen einer Grünerde, in der die »blaue Erde«, die Hauptlagerstätte des Bernsteins, durch den das Samland bereits im Altertum Berühmtheit erlangte, bei Palmnicken einen bestimmten Horizont bildet.

Diese meist sehr sandige, glimmerreiche Grünerde kann stellenweise und lagenweise, besonders in den höheren Horizonten, in zähe, malachitgrüne oder schwarze Tone übergehen, die einzelne polierte Quarzkörnchen enthalten und lagenweise mit brotlaibähnlichen oder traubig-konglomeratischen Phosphoritkongregationen erfüllt sind, an denen man oft allein die Schichtung des Sedimentes erkennen kann. Solche Tone stehen besonders bei Brüsterort in der Schälung der See an und von Rosenort bis zum Haken nördlich von Gr. Dirschkeim in etwas höherer Lage.

Ob die Tone im Horizont der eigentlichen blauen Erde oder vorwiegend höher liegen, läßt sich schwer beurteilen, da die »blaue Erde« selbst mit Sanden wechsellagert und keineswegs überall genau den gleichen Horizont innerhalb des geologischen Profiles einzunehmen scheint wie bei Palmnicken selbst. Vielmehr wechseln Tongehalt und Bernsteinführung in horizontaler Erstreckung anscheinend stark, genau wie bei den heutigen sekundären Lagerstätten des Bernsteins.

Nach oben folgen auf diese mehr oder weniger tonigen Schichten grobe Grünsande, die bei Hubnicken an ihrer Oberkante noch eine bräunliche, glimmerig-sandige Schicht einschließen, die »graue Mauer«, die in frischem Zustande durch eine geringe Tonbeimischung sehr zähe Konsistenz erhält. Auf sie legt sich dort noch einmal eine dünne Schicht Grünerde.

Weiter nördlich, bei Marscheiten und Gr. Dirschkeim, wo wiederum Oligocän auftritt, ist die Facies bereits verändert: die »graue Mauer« und die sie begleitenden Grünerdeschichten fehlen hier, und dafür sind die obersten Schichten des Grünsandes durch eine Infiltration von tonigen und kohligen Partikeln aus dem Miocän (der »Bockserde«) leicht verunreinigt. Es bildet sich dadurch ein Quellhorizont (z. B. in der Dirschkeimer Schlucht) und

stellenweise eine Inkrustation mit einem bereits 1865 von ZADDACH erwähnten Eisensalz (Eisenvitriol).

Bei Marscheiten, Rosenort und großenteils an der Nordküste sind ferner die unteren Lagen des Grünsandes über dem Meeresniveau »verkrantet«, d. h. sie sind lagenweise durch Eisenhydroxyd verkittet und mit Knollen, Lagen und Zapfen von Toneisenstein durchsetzt. Diese Eisen-Infiltration dürfte größtenteils sekundär durch Grundwasser erfolgt sein, das über der Grünerde, dem hauptsächlichsten wassertragenden Horizont des Samlandes (außer der Kreide), zum Meere abfloß. Die Verkrantung erhebt sich nämlich zu sehr verschiedenen Höhen innerhalb des Grünsandes, schneidet die Schichtung schräge und hat nicht überall nur den Grünsand, sondern stellenweise auch miocäne und diluviale Sande und sogar alluvialen Seesand betroffen.

Miocän.

Das Miocän zeigt sich nicht nur auf den Küstenblättern, sondern bricht auch auf den Blättern Germau und Fischhausen, wo die diluviale Decke dünn wird, bis zur Oberfläche oder fast bis zur Oberfläche durch.

MEYER,
Miocän im
Samlande.

Bezüglich des Oligocäns und Miocäns, das ZADDACH schon in den sechziger Jahren eingehend beschrieben hat¹⁾, ist wenig Neues zu sagen, da ZADDACH viel bessere Aufschlüsse zu Gebote standen, weil zu jener Zeit an den Küsten noch überall Tagebau auf Bernstein in den miocänen Sanden betrieben wurde.

Diese sogenannten »gestreiften Sande«, d. h. mit glaukonitischen, bernsteinreichen Einlagerungen versehene Miocänsande, kommen nicht, wie man nach ZADDACH annehmen könnte, ausschließlich zwischen dem unteren und oberen Miocänletten vor, sondern auch ein Teil der unteren groben, etwa 5 m mächtigen Miocänsande ist stellenweise als »gestreifter Sand« ausgebildet.

Überhaupt hat ZADDACH seine Ergebnisse hin und wieder zu sehr verallgemeinert.

¹⁾ ZADDACH, Das Tertiär-Gebirge Samlands. Schr. d. Phys.-ökon. Gesellsch. Königsberg i. Pr. 8. Jahrg. 1868.

Diluvium.

Wirklich Neues hat die Untersuchung nur bezüglich des Diluviums zutage bringen können, dessen glaziale Herkunft zur Zeit der ZADDACH'schen und BERENDT'schen Untersuchungen ja noch unbekannt war, so daß man sich ein richtiges Bild von der Entstehung und Reihenfolge dieser Ablagerungen unmöglich machen konnte.

Die von mir aufgenommenen Blätter bilden (abgesehen von dem isolierten Blatte Rudau) einen zusammenhängenden, das Samland von N. nach S. durchziehenden Streifen.

Die südlichsten Partien (Blatt Zimmerbude und zwei Drittel von Blatt Fischhausen) fallen ins Gebiet eines zum Urstromtal des Pregels, bezw. zum Haff gehörigen Tal- oder Beckensandes; daran schließt sich nach N. das Plateau mit seiner Grundmoränenhülle, durchzogen von Endmoränenbögen, die sich in mehrere Reihen unregelmäßiger, lockerer Schnüre und in einzelne Kuppen auflösen (vergl. PAUL GUSTAF KRAUSE, Über Endmoränen im westlichen Samlande)¹⁾.

Dieses Moränengelände zeigt einen sehr jugendlichen, durch Erosion noch kaum veränderten Habitus.

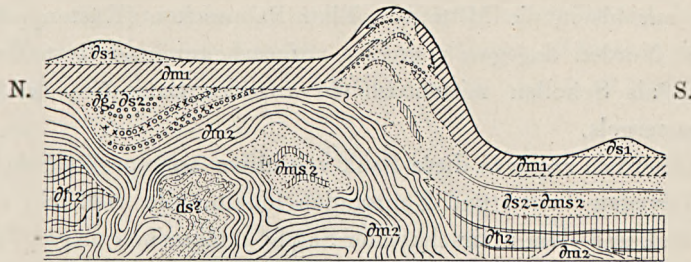
MEYER,
Gliederung
des Diluviums
im Samlande.

Die Durchführung geologischer Horizonte und die Altersbestimmung innerhalb des Diluviums ist äußerst schwierig, da nirgends fossilführendes Interglazial vorliegt. Einen gewissen Grad von Wahrscheinlichkeit hat eine Einteilung, die sich aus dem Vergleich der diluvialen Facies im N. (d. hinter der Endmoräne) und der Ausbildung im S. ergibt, falls man dabei das Altersschema möglichst ungekünstelt und so einfach macht wie tunlich, wenn es zur Erklärung des verwickelten Schichtenbaues ausreichen soll.

Man bekommt dann das in Abb. 1 dargestellte Bild, bei dem ich übrigens hauptsächlich die von HARBORT und mir aufgenommenen Blätter berücksichtige.

¹⁾ Dieses Jahrbuch für 1904. S. 369–383.

Figur 1.
Schematisches Profil durchs jüngere Diluvium.



Endmoräne

Im Norden liegt unter einer dünnen, horizontalen, fast ganz entkalkten Grundmoränenbank (∂m_1) von nur 2–5 m Mächtigkeit eine stark gestörte und sehr mächtige zweite Grundmoränenbank ∂m_2 , die in den Lücken des Tertiärsockels bis unter das Meeresniveau hinabgehen kann und Schollen und Schlieren von Sand, Feinsand (∂s_2 – ∂ms_2) und Tonmergel (∂h_2), sowie von glaukonitischem, feinem Sand ($ds?$) aufgenommen hat, auch Einlagerungen von Sand, Kies und wahren Steinpackungen trägt (∂s – ∂g).

Im Süden, wo die Küstenhöhe von 30–55 m auf meist nur 10 m Höhe zurückgegangen ist, liegen unter einer ebenso ausgebildeten dünnen Geschiebelehmdecke ∂m_1 (besonders auf dem durch Dr. HARBORT bearbeiteten Blatt Lochstädt) zunächst tonstreifige kalkhaltige feine Sande und Feinsande (∂s_2 – ∂ms_2), darunter in Mergelsand übergehende Tonmergel, beide Schichten meist sehr regelmäßig horizontal gelagert, darunter stellenweise Geschiebemergel (∂m_2).

In den Endmoränen ist unter einer ganz dünnen Lehmdecke ∂m_1 meist tonstreifiger, feiner Sand und Feinsand (∂s_2 – ∂ms_2) aufgedreht.

Auf der oberen Geschiebelehmdecke liegt stellenweise noch jüngerer Geschiebesand (∂s_1).

Die obere Geschiebelehmdecke ∂m_1 im Süden entspricht nach Habitus und Entstehung ganz und gar der gleichen Decke im Norden, stratigraphisch jedoch wahrscheinlich noch dem oberen Teil der zweiten Bank ∂m_2 im Norden, also:

| | | |
|----------------|------------------------------|--------------------|
| Im Norden: | Im Süden: | |
| ∂m_1 | + ∂m_2 oberer Teil | } |
| | ∂m_2 unterer Teil | |
| | | = ∂m_1 . |
| | | = ∂m_2 . |

Die Beckenablagerungen ∂s_2 , ∂ms_2 , ∂h_2 im Süden, die nach HARBORT¹⁾ stellenweise Eisdrift enthalten, reichen nämlich nach N. zu nur bis in die Mitte von Blatt Palmnicken (Küstenprofil!), sind im Norden dagegen vom Eise aufgearbeitet, und Reste davon stecken als Schollen mitten in der unteren Bank ∂m_2 des Geschiebemergels.

Außerdem ragen in diese Bank von unten aufgepreßte Schollen von diluvialen Tonen und Feinsanden hinein, die vielleicht noch älter sind und dem »Dirschkeimer Sand« entsprechen mögen ($ds_?$), vielleicht aber auch den südlichen Beckenbildungen (∂ms_2 usw.).

MEYER,
Dirschkeimer
Sand im Sam-
lande.

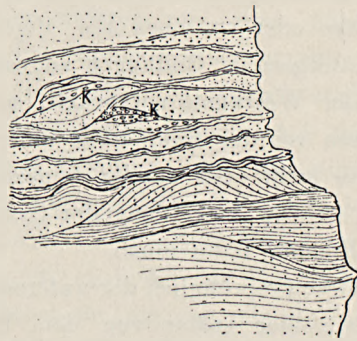
Der sehr glaukonitische, graugrüne »Dirschkeimer Sand« und Ton bildet bei Groß-Dirschkeim und Kreislacken mindestens 30—40 m mächtige, annähernd horizontal gelagerte Ablagerungen in der Höhe der ganzen Küste. Er ist hier zwischen Tertiär anscheinend in Form von Grabenbrüchen eingelagert (wahrscheinlich bis tief unter das Niveau der See). In der Dirschkeimer Schlucht ist an der Störung seine Auflagerung auf mehrere Meter grober diluvialer Kiese festgestellt. Dies sind die ältesten diluvialen Ablagerungen die wir kennen. Der Dirschkeimer Sand besteht hauptsächlich aus sehr feinen, glaukonitreichen und meist glimmerhaltigen Sanden, die in glimmerreiche Tone übergehen. Beim Schlämmen zeigt er sich fossilfrei und enthält kleine Brocken von glaukonitischem Kreidesandstein. Trotzdem er sich petrographisch größtenteils manchen Oligocänsanden sehr ähnlich erweist, ist er doch sicher diluvialen Alters, denn einmal ist er meist deutlich kalkhaltig, besonders in seinen glimmerig-tonigen Schichten, sodann enthält er normal eingelagert vielfach echte feine Spatsande von etwas größerem Korn als das übrige Material.

Der Dirschkeimer Sand stellt Ablagerungen in einem fließenden Gewässer oder wahrscheinlich in einem von Strömungen bewegten Becken dar, denn er hat primär (abgesehen von der Stauung durch späteren Druck) eine kraus-wellige Ablagerung, zeigt vielfach etwas Kreuzschichtung und eine Gabelung einzelner,

¹⁾ E. HARBORT, Über die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1908. Dieses Jahrbuch für 1908, Tl. II, S. 537.

mehr toniger Schichten, die dann Linsen eines etwas größeren Materials umschließen. Vergl. die nach der Natur gezeichnete Abb. 2, die ein etwa 1,5 m hohes Stück der Steilwand nördlich von Gr. Dirschkeim darstellt. Die größeren Körnchen bei K sind sekundär ausgeschiedene Kalkknötchen von 1—3 mm Durchmesser.

Figur 2.



Dieser Dirschkeimer Sand ist nun nebst den liegenden Kiesen zwischen Miocän- und Oligocänablagerungen eingesunken, anscheinend auf Grund tektonischer Bewegungen (vergl. die demnächst in der Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. erscheinende Darstellung).

Die untere Geschiebemergelbank (δm_2) hat sich in die entstehenden Unebenheiten und Klüfte hineingeschoben und den sonst nahezu horizontal lagernden Dirschkeimer Sand S-förmig aufgedrückt (am südlichen Galgenberg bei Groß-Dirschkeim und im Marscheiter Amtswinkel).

Die obere Bank Geschiebelehm (δm_1) geht glatt und ungestört über die Störungen hinweg.

Der Geschiebemergel in seiner Gesamtheit ist also hier jünger als der Dirschkeimer Sand, nicht, wie ZADDACH glaubte, älter. Da auf den HARBORT'schen Blättern unter den relativ dünnen Lagen der Beckenablagerungen stellenweise wieder Geschiebemergel ansteht, so parallelisiere ich diesen mit den unteren Lagen von δm_2 und halte die dortigen Beckenablagerungen für jünger als den Dirschkeimer Sand.

Die Ablagerungen des Dirschkeimer Sandes könnten ganz gut im Alter dem ersten Interglazial von Mitteldeutschland entsprechen.

MEYER,
Alter der
Grund-
moränen im
Saaurlande.

Der Geschiebemergel ($\varnothing m_2 + \varnothing m_1$) würde dann die Ablagerungen der in diesen Gegenden vielleicht bereits einheitlich entwickelten letzten beiden Vereisungen umfassen, zwischen denen dann keine eigentlichen interglazialen Ablagerungen zu erwarten wären. HARBORT's Beckenablagerungen sind offenbar in unmittelbarer Nähe des Eises oder zwischen Eis abgesetzt und können nicht als typische interglaziale Bildungen angesehen werden. Sie sind nicht nur an der Westküste entwickelt, sondern treten u. a. auf Blatt Fischhausen vor der Endmoräne unter der auskeilenden oberen Lehmbank in mehr oder minder feinsandiger und toniger Ausbildung zutage. Diese Ausbildung der Sande reicht ungefähr bis zur Linie der Pillauer Bahn hinab.

Freilich sind diese ursprünglich der unteren Bank angehörigen Sande und Feinsande hier später von dem Wasseranstau eines Haffbeckens (oder des Pregel-Urstroms) bis zu 15 oder 17 m Höhe über N.N. bedeckt gewesen und an ihrer Oberfläche umgelagert, so daß sie nun größtenteils als Becken- oder Talsande dargestellt werden müssen. Mit dem hier gegebenen Altersschema stimmt gut überein, daß sich in den tieferen Partien der Geschiebemergelbank $\varnothing m_2$ am Steilufer bei Warnicken in der Mündung der Fuchsschlucht 1907 ca. 15 m über dem Seespiegel eine Schliere von aufgearbeitetem inter- oder präglazialen Ton fand, der eine kleine Flora und Schneckenfauna enthielt. Neben Aststückchen, die nach GOTHAN wahrscheinlich zu *Populus* (allenfalls *Salix*) gehören und Samen von *Potamogeton* (nach STOLLER) fanden sich nach MENZEL wenige Bruchstücke von *Paludina diluviana* und von *Unio* sp., sowie mehrere Exemplare von *Valvata piscinalis* AUTORUM und besonders von *Valvata naticina*. Herr Dr. MENZEL vermutet, daß die Fauna aus dem ersten Interglazial stammt, da das Zusammenvorkommen von *Paludina diluviana* und *Valvata naticina* dies bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich macht, und da jüngerer Interglazial aus diesen Gegenden überhaupt noch nicht bekannt ist¹⁾.

MEYER,
Inter- oder
Präglazial im
Saaurlande.

¹⁾ Es wäre nach Obigem gerechtfertigt gewesen, den Beckenablagerungen auf HARBORT's Blättern und mindestens dem unteren Teile der zweiten Geschiebe-

Endlich fragt sich nun, ob der Gegensatz der Bänke δm_2 und δm_1 auf einem Altersunterschiede beruht, d. h. auf einem neuen Vorstoß des Eises, wobei die stark gestauchte Unterlage eingeebnet wurde, oder ob dieser Gegensatz anders zu erklären ist?

TORNQUIST hat neuerdings in seiner Geologie von Ostpreußen (Berlin 1910 bei BORNTRÄGER) S. 144, besonders aber im Zentralblatt für Min. usw.¹⁾ darauf aufmerksam gemacht, daß die Diskordanz zwischen einer tieferen und einer höheren Moränenbank keineswegs immer die Annahme eines erneuten Eisvorstoßes notwendig mache, da die obere Bank vielfach auch als die beim Abschmelzen sich niedersenkende Innenmoräne des Eises angesehen werden könne. Diese Deutung, von der übrigens auch früher schon durch andere Autoren lokal Gebrauch gemacht worden ist, z. B. von KAUNHOWEN in der Erläuterung zu Blatt Theerwisch, wendet nun TORNQUIST auch auf das Samland an.

Sie hatte zunächst für die von mir aufgenommenen Küstenblätter Rauschen und Gr.-Dirschkeim etwas sehr Bestechendes, und ich gab in mündlichen Besprechungen mit Herrn Prof. TORNQUIST die Möglichkeit dieser Erklärungsweise zu, da die obere Lehmbank, die ein recht verwaschenes Aussehen und eine sehr ebene Lagerung hat, auch oft feinsandig entwickelt ist, als hätte Wasser bei ihrer Ablagerung stark mitgewirkt.

Beim Vergleich mit der Umgebung nach Vollendung der gesamten Aufnahme des Samlandes kann man diese Deutung für unser Gebiet jedoch nicht mehr beibehalten, jedenfalls nicht als einzige Erklärung, da eine solche ebene und dünne obere Lehmbank nicht nur das gestauchte ältere Glazial im NW., sondern auch die ausgedehnten feinsandigen Beckenablagerungen im Süden, und ebensolche feinsandigen Beckenablagerungen — nach mündlicher Mitteilung von Dr. TORNAU — in kilometerweiter Ausdehnung auch auf Blatt Neukuhren im Norden überzieht. Hier ist also vor Ablagerung der oberen Lehmbank überall längere Zeit ein weithin eisfreies Gebiet ge-

mergelbank (δm_2) das stehende d als Zeichen für Diluvium unbestimmten Alters zu geben, weil sich aber eine Trennung von δm_2 nicht durchführen ließ, wurde hiervon abgesehen.

¹⁾ A. TORNQUIST, über die Discordanz in Geschiebemergelablagerungen Norddeutschlands, Zentralblatt für Min. usw. 1911, S. 377—382.

wesen, und man kommt hier nicht aus ohne die Annahme eines erneuten Vorstoßes des Gletschers. Infolgedessen muß ein solcher auch für die dazwischen liegenden, von mir aufgenommenen Gebiete angenommen werden.

MEYER,
Beckenabla-
gerungen im
Samlande.

Das verwaschene Aussehen und die unreine, z. T. humose Ausbildung dieser oberen Lehmdecke muß demnach anders erklärt werden. Ich führe sie jetzt auf die Wasserbedeckung durch ausgedehnte Becken zurück, die während und z. T. auch nach der Abschmelzperiode hier überall vorhanden waren.

Vor dem Eisrande muß sich ein großes Becken (ein Haffstausee) befunden haben, der besonders an der Endmoräne bei Germau und an dem Plateau am Westrande des Blattes Rauschen Ufermarken und Einebnungsterrassen in ca. 40 m Meereshöhe hinterlassen hat. Kleinere, doch immer noch bis kilometerbreite Becken in gleicher Höhenlage schließen sich hinter und zwischen der Endmoräne, z. B. nördlich von Trulick und Willkau, diesem großen Becken an, in das sie mit Ausflußrinnen einmünden. Sie sind z. T. mit zusammengeschwemmtem Tonmergel, auch wohl mit späteren Moorbildungen erfüllt, z. T. besteht ihr Boden nur aus eingeebnetem Geschiebelehm. Da sie heute meist nicht mehr ringsum völlig begrenzt sind, müssen sie teilweise noch zwischen Eis gelegen haben.

Das Wasser des großen Beckens sank dann absatzweise, so daß sich Ufermarken oder Terrassen in ca. 29—30 m (mit Beckensand erfüllte Becken bei Kojehnen und südöstlich von Germau) bei ca. 22—23 m (talzugähnliches, sandiges Becken zwischen Kirpehnen, Sacherau, Polennen und Korjeiten, sämtlich auf Blatt Germau), endlich in 15—17 m Höhe auf dem größten Teil von Blatt Fischhausen, und auf der Peyser Halbinsel wohl auch bei etwa 5 m Meereshöhe finden.

Hinter den Endmoränenbögen bildeten sich beim Rückzug des Eises ebenfalls zunächst größere oder kleinere Staubecken, die entweder — wie wir es eben bei Germau sahen, und wie es auch beim Kojehner Becken der Fall war — nach Süden abließen, oder sich einen Abzug nach Norden schufen. Der Rauscher Mühlen-

bach stellt einen solchen Abfluß dar für die Gewässer, die ursprünglich hinter dem kleinen Endmoränenbogen des Blattes Rauschen beim Rückzug des Eises angestaut waren.

Als die Gewässer hinter der Endmoräne ihren Abzug gefunden hatten, blieben nur einzelne, z. T. sehr hochgelegene Becken zurück, die rings von Geländeanschwellungen eingeschlossen waren. Hierher gehört das später vertorfte Becken von Pokalkstein mit einer Ufermarke bei 52—53 m und die gleichfalls vertorften Becken bei Klein-Dirschkeim, bei Rohmenen und rings um den »Kleinen Hausen« (sämtlich Blatt Germau). Einzelne kleinere Becken, wie der »Bollenteich« am Wachbudenberg und ein hübsch ausgebildetes rundes Becken östlich Ponacken (Bl. Fischhausen) sind erst durch den Menschen entwässert worden.

Da die Untersuchungen über die Becken noch nicht völlig abgeschlossen sind und gemeinsam von allen im Samlande beschäftigten Herren weiter verfolgt werden müssen, beschränke ich mich hier auf diese kurzen, für mein Aufnahmegebiet geltenden Angaben.

Noch heutigen Tages findet übrigens das Regenwasser wegen der ebenen Lage der oberen Lehmbank keinen genügenden Abfluß und bleibt lange Zeit in Lachen auf dem Lehm Boden stehen, den es bis zu 2 m Tiefe aufweicht. Es hat sich vielfach in ca. 1½ m Tiefe im Lehm eine natürliche Drainage geschaffen, aus der zahlreiche flache Brunnen der Hochfläche sich speisen. Da große Teile des Landes bis vor kurzem mit Wald bedeckt waren, ist auch durch diesen Umstand eine starke Verunreinigung des Bodens und eine Humifizierung der Oberfläche bewirkt worden, so daß der Lehm ein merkwürdig wechselndes Aussehen zeigt.

Die Endmoränen sind bereits durch PAUL GUSTAF KRAUSE ziemlich eingehend beschrieben worden. Die Einzelheiten ihres Verlaufes werden aus den geologisch-agronomischen Karten ersichtlich sein. Typisch für alle Moränenkuppen ist es, daß sie größtenteils aus dem aufgepreßten, feinkörnigen Material der älteren diluvialen Beckenbildungen (δs_2 , δm_2 , δh_2) bestehen und meist nur eine ganz dünne, vielfach durchbrochene Geschiebelehm-

MEYER,
Endmoränen
und ähnliche
Bildungen im
Samlande.

decke tragen, auf der, heute wenigstens, nur noch selten irgendwo größere Blöcke liegen.

Der parallel zum Tal des Kleinkuhrer Baches von Palmnicken her auf den Wachbudenberg zu verlaufende Höhenzug, der also quer zum Verlauf der eigentlichen Endmoränen liegt, besteht im Wachbudenberg aus einer mächtigen Aufschüttung junger Sande und kiesstreifiger Sande (Os_1) auf dem ungestört in Plateauhöhe liegenden Geschiebemergel. Dieser Zug ist also vielleicht keine Endmoräne, sondern eine Os-ähnliche Bildung. Die Veranlassung dazu mögen Gletscherspalten geboten haben, die durch den Bau der Gegend bedingt wurden. Hierüber und über die Beziehungen der Küstengestalt zur Tektonik verweise ich auf meinen Aufsatz in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Herr KLAUTZSCH berichtet über die Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1910 auf den Blättern Postnicken-West, Schaaken, Balga und Bladiau:

KLAUTZSCH,
Ebene Grund-
moränenland-
schaft, Allu-
vium am Ku-
rischen Haff.
Blätter Post-
nicken-West
und Schaaken.

Die Aufnahme des Blattes Postnicken-West (G.-A. 18, Nr. 3) und des nördlichen Teiles von Blatt Schaaken (G.-A. 18, Nr. 9) ergab in diesem dem Kurischen Haff im S. unmittelbar angrenzenden Gebiet um Liska-Schaaken, Schaaksvitte, Steinort, Gallgarben und Postnicken südwärts bis gegen Powarben und Neuendorf hin das Vorhandensein einer ziemlich gleichmäßig ebenen Grundmoränenlandschaft, die nur durch einzelne, lang hinziehende flache und schmale Rinnen kleiner, kaum ein Gefälle zeigender Fließe, der sogen. Beeke, eine geringe Gliederung erfährt. Sie hebt sich vom Haffspiegel in ganz allmählichem Anstieg bis zu etwa 11 m bei Neuendorf, 16 m bei Damerau und bis zu 30 m bei Powarben. Der Geschiebemergel ist ziemlich fett und oberflächlich mancherorts vielfach schwach humos. Seine Entkalkung ist in den dem Kurischen Haff nahen Gebieten eine nur geringe, nach S. zu wird sie immer stärker und reicht hier bis zu $1\frac{1}{2}$ m Tiefe hinab. — In der Nähe des Haffes liegt das Gelände meist so tief, daß stärker wehende Winde häufig die Haffwasser das Ufer weithin überstauen lassen. Hier am Ufer finden wir daher auch meist einen mehr oder weniger schmalen

sumpfigen Moorstreifen, der besonders in der Gegend von Sand, Conradsvitte und Steinort tiefer, auf Adl. Gallgarben zu, in das Land eingreift. Die hier lagernde Moorerde, eine infolge der häufigen Überstauungen vielfach sandstreifige, tonig- bis sandig-humose, zum Teil faulschlammhaltige Bildung, ist nur wenig mächtig und lagert dem Oberen Geschiebemergel auf. Nach dem Haff zu trennt sie ein schmaler 1—1 $\frac{1}{2}$ m hoher Wall von kiesigem, an abgestorbenen Haffmuscheln reichem Haffsand, der stellenweise in Kies übergeht, von der Wasserfläche. Stellenweise liegt ihm noch ein mit Schilf und Sumpfsgras bestandener, zeitweise trockner schmaler kalkiger und faulschlammhaltiger Schlickstreifen vor. Da, wo die Geschiebemergelfläche unmittelbar an das Haff angrenzt, finden sich meist zahlreiche, z. T. recht große Blöcke dem Ufersaum vorge-lagert. Um Schaaksvitte im Mündungsgebiet der Schaakener und der Schaaksvitter Beek hat sich durch den Aufstau der einmündenden Wasser auch hinter dem schützenden, hauptsächlich dem Wellenschlag des Haffes und seinem Eisschub seine Entstehung verdankenden Ufersandwall beiderseits des Baches deltaförmig noch eine dünne Schlickdecke über der Moorerde abgelagert.

Im Liegenden des Geschiebemergels wurden stellenweise Sande oder Kiese festgestellt, die hie und da auch oberflächlich als Durchragung zutage treten, wie z. B. am Kirchhof von Wesselshöfen oder nördlich von Kgl. Gallgarben, oder am Rande der Bachrinnen entblößt sind, wie am Rienauer Fließ bei Mückenhof in der Umgegend von Postnicken. — Spärlich und vereinzelt innerhalb des weiten Geschiebemergelgebietes finden sich als facielle Abweichung auch Oberer Sand oder Kies, wie am Gute Jägerthal bei Postnicken und am Dorfe und bei der Mühle in Gallgarben.

Über die tieferen Untergrundverhältnisse unterrichtet eine Tiefbohrung auf Blatt Postnicken-West auf der Kgl. Domäne Schaaken, die nach den zunächst übersandten Bohrproben von 0—29 m Diluvium durchsank, dann eine Scholle senonen Kreidemergels von 29—37 m traf und bis 50 m dann wieder in Geschiebemergel stand. Die später fortgesetzte Bohrung durchsank dann wiederum Kreidenschichten, und zwar bis 201 m; die betreffenden Proben im einzelnen waren mir aber bisher nicht zugänglich.

KLAUTZSCH,
Diluvium bei
Balga, Allu-
vium am
Friscben Haff.
Miocän.
Blätter Balga
und Bladiau.

Die Kartierung auf den westlich von Königsberg i. Pr. und am Südufer des Frischen Haffes gelegenen Blättern Balga und Bladiau (G.-A. 17, Nr. 28 und 29) beschränkte sich in diesem Jahre auf die Untersuchung des inselförmigen Diluvialgebietes um Balga und des gegenüberliegenden Diluvialrandes des eigentlichen Festlandes zwischen Gr. Hoppenbruch und Keimkallen, sowie des dazwischen gelegenen weiten Alluvialgebietes um Follendorf, Lindenberg und Wolitta.

Das Gebiet um Dorf und Schloß Balga, einer prächtig am hohen Haffufer gelegenen Ruine einer einstigen Ordensburg, umfaßt eine bis zu ca. 30 m aufragende inselförmige Geschiebemergelmasse, der nach W. und S. zu bis zum sogen. Schneckenberg hin, Obere Sande aufgelagert sind, die z. T. hier am Saume des Haffes zu alten, jetzt bewachsenen Dünen aufgeweht sind. Zum Haff hin fällt das Ufer auf der ganzen Strecke bis nach Kahlholz in hohem Steilrande ab. Namentlich das Geschiebemergelsteilufer zwischen Balga und Kahlholz ist den West- und Nordweststürmen stark ausgesetzt, und Wellenschlag und Winterfrost bedingen hier alljährlich einen starken Landverlust, so daß man bei Kahlholz bereits durch Aufführung eines hohen Steinwalles das Ufer und den Ort schützen mußte. — In dem allmählichen Abfall zur Alluvialniederung hin machen sich deutlich eine diluviale, sowie eine ältere alluviale Terrasse kenntlich. Erstere liegt bei ca. 15 m, letztere bei 5—6 m Höhe.

Eine Tiefbohrung in Balga ergab eine Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels von 52 m, ehe die wassergebenden Unteren Sande angetroffen wurden.

Das das Gebiet um Balga vom Festlande scheidende Alluvialgebiet liegt im S. zwischen Keimkallen und Lindenberg etwa in 2—3 m Höhe, senkt sich aber nach NO. zu um Wolitta bis zu 0,2 m herab, so daß hier nur mit Hilfe eines Pumpwerkes die Freihaltung des Wiesen- und Weidegeländes von Wasser möglich ist. Wolitta selbst liegt auf einem schmalen Sandrücken, der aus dem umgebenden Haffschlickgebiet ($\frac{sl}{s}$) nur wenig aufragt. Er stellt wohl einen einstigen Ufersaum des Haffes dar, der nun bei zunehmendem Landzuwachs mehr landeinwärts gelegen ist. Das

weitere Wiesengebiet um Gr. Hoppenbruch bis zum Haff südlich Follendorf wird hauptsächlich von Flachmoortorf erfüllt. Ein unterirdischer Sandrücken zwischen Lindenberg und Gr. Hoppenbruch scheidet es in zwei getrennte Becken; in seinem Zuge verläuft die Balga mit Hoppenbruch verbindende Landstraße. Zum Haff hin umsäumen flache, schmale muschelführende, kalkige und faulschlammhaltige Haffsandablagerungen das Bruchgebiet und schließen es gegen das Haff hin ab. Um Follendorf sind aus diesen Sanden kleine Dünenzüge aufgeweht.

Die Mächtigkeit dieser alluvialen Bildungen ergibt eine Tiefbohrung zu Wolitta, bearbeitet von Herrn Dr. TORNAU, zu 8 m; bis 17 m folgt dann Geschiebemergel, von 17—31 m Sand, der den Dirschkeimer Sanden sehr ähnelt, und dann von 41,4 m ebenfalls noch diluvialer Sand mit viel beigemengtem Tertiärmaterial.

Auch der Abfall der im S. sich erhebenden geschlossenen Diluvialhochfläche zeigt die gleichen Terrassenmarken wie das Balgaer Ufer. Bei Keimkallen wird dieser Steilrand durch mehrere schmale Schluchten zerschnitten, die schöne Erosionsprofile bieten von Oberem Sand über Oberem Geschiebemergel über Liegendem Sand. Letzterer ist von feinem Korn, öfters tonstreifig und zeigt Neigung zum Übergang in Mergelsand, ähnelt also sehr den Dirschkeimer Sanden des Samlands. Im Hohlweg am sogenannten Louisenwäldchen und an der Nordseite der Mündung des hier zwischen Keimkallen und Ritterthal ausmündenden Baches treten auch Schollen von weißem, feinem, glimmerhaltigen Miocänsand auf, dem hie und da auch braune bis schwarze, dünne Schichten von Kohlensand zwischengelagert sind.

Herr H. HESS VON WICHENDORFF nahm das Blatt Königsberg i. Pr. (G.-A. 18, Nr. 14) auf und stellte dort das Vorkommen von Decktonen fest, die den obersten Bänken des Geschiebemergels z. T. aufgelagert, z. T. zwischengelagert auftreten.

Eingehende Untersuchungen erfuhren die Kiesablagerungen des Pregeltals im Bereiche des großen Urstromes. Diese großen diluvialen Kieslager haben infolge der Nähe von Königsberg und der Möglichkeit des Wassertransportes eine hohe wirtschaftliche Bedeu-

Hess
v. Wichendorff,
Deckton,
Kieslager,
Endmoränen.
Blatt Königs-
berg.

tung, die auch durch den intensiven Abbau der Vorkommen bei Lauth, Kraussen usw. zum Ausdruck kommt. Wie eingehende Spezialforschungen erwiesen haben, sind die Kieslager des Pregeltals keine Ablagerungen des Urstromes, sondern höheren Alters. Sie gehören dem jüngeren Interglazial (Rixdorfer Horizont) an und führen nicht selten Reste von *Elephas primigenius*.

Von Interesse ist die Auffindung einer ausgezeichneten Flußterrasse in dem schmalen Nebental des Mühlenfließes zwischen Rodmannshöfen und Bladau, die mit dem Pregelurstrom in zweifellosem Zusammenhange steht. Ein bisher unbekannter Endmoränenzug wurde im O. des Blattes aufgefunden. Er zieht in auffallend kuppiger Entwicklung, die namentlich bei Berthaswalde und Prawten vorzüglich ausgeprägt ist, wo außer steilen Kies- und Sandkuppen auch mehrere typische Blockpackungen vorkommen, von Berthaswalde in mehrfachen Bogen in annähernd nord-südlicher Richtung über Bulitten, Wangnicken nach Arnau am Pregel, wo er nach O. umbiegt. In welchem Zusammenhang diese Endmoränenkette zu den im W. des Blattes vorhandenen Endmoränen des Birkenberges bei Nesselbeck und des Quednauer Berges bei Quednau steht, wird sich erst später entscheiden lassen.

Hess
v. Wichdörf.
Endmoränen.
Staubecken,
Interstadiale
Tone.
Gegend von
Gumbinnen.

Herr H. HESS VON WICHDÖRFF berichtet ferner über die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in der Umgebung von Gumbinnen als Lehrfeld für die dortige Landwirtschaftswinterschule. Die Untersuchungen ergaben, daß hier ein weites Staubecken hinter der südlich von Gumbinnen (Plicker Berge bei Plicker, Kallner Berge bei Balberdzen) laufenden Endmoränenkette vorhanden ist. Überall sind in dieser Beckenniederung fette Tone in weiter Verbreitung entwickelt, die zur Anlage zahlreicher Ziegeleien Veranlassung gegeben haben. Ganz analog den Decktonvorkommen nördlich und südlich von Königsberg sind die Tone den obersten Bänken des Geschiebemergels teils aufgelagert, teils eingeschaltet. Von besonderer Wichtigkeit ist das Vorkommen arktischer Fossilien in den Decktonen der Umgegend von Gumbinnen, das im Frühjahr 1910 von mir zuerst beobachtet wurde. Es finden sich hier ganz dieselben Verhältnisse wie in den gleichartigen fossilführenden Vorkommen in Masuren, die in

den Jahren 1906 und 1907 von HARBORT und mir gleichzeitig entdeckt worden sind¹⁾. In den Tongruben bei Radlauken, in der Stadt Gumbinnen (z. B. am Postamt), in den Kiesgruben bei Kuligkehmen finden sich arktische Schnecken und Muscheln, u. a. nach vorläufigen Untersuchungen von H. MENZEL *Planorbis polaris*. Auffällig ist das häufige Vorkommen von Torf und Faulschlamm-bänken im Liegenden des roten fetten Decktons, das an den genannten Punkten, wie auch an zahlreichen anderen Stellen nachgewiesen werden konnte. In einem mächtigeren derartigen Modderlager unter dem Deckton sind bei der Ziegelei Radlauken zahlreiche Wirbeltierreste in großer Menge aufgefunden worden. Die Umgebung von Gumbinnen dürfte noch manches wertvolle Material für die Erkenntnis der letzten Stadien der Eiszeiten liefern.

Über das von ihm im Jahre 1908 aufgefundene Oligocän-vorkommen bei Steinitten im Samlande, das durch die seitens der geologischen Landesanstalt im Berichtsjahre ausgeführten Tiefbohrungen, wie erwartet, als Scholle im Diluvium nachgewiesen wurde — eine Riesenscholle von 4 km Länge und 2 km Breite —, berichtet Herr H. HESS VON WICHDORFF in besonderer Arbeit an anderer Stelle des Jahrbuchs.

Hess
v. Wichdorff,
Oligocän-
scholle bei
Steinitten
im Samlande.

Schließlich setzte Herr H. HESS VON WICHDORFF seine Begehungen und Untersuchungen auf der Kurischen Nehrung fort, die namentlich über die Frage der Entstehung dieses eigenartigen schmalen Landstreifens zahlreiche neue Beobachtungen lieferten.

Hess
v. Wichdorff,
Kurische
Nehrung.

Im nächsten Jahre wird nach Abschluß dieser Arbeiten eine größere Abhandlung über die Kurische Nehrung erscheinen.

¹⁾ H. HESS VON WICHDORFF, Die neueren Fortschritte der Glazialgeologie Ostpreußens unter besonderer Berücksichtigung der neu entdeckten arktischen Fossilablagerungen in Masuren. (Verhandlungen der Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Königsberg 1910. II, 1. S. 127—131.)

E. HARBORT, Über fossilführende jungglaziale Ablagerungen von interstadialen Charakter im Diluvium des Baltischen Höhenrückens in Ostpreußen. (Dieses Jahrbuch für 1910 II, S. 81—128.)

**Bericht über die Tätigkeit
der Königlichen Geologischen Landesanstalt
im Jahre 1910.**

Leitung: Geheimer Bergrat Professor Dr. BEYSCHLAG.
Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat
Prof. Dr. WAHNSCHAFTE.
Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor
Dr. KRUSCH.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1:25000.

1. Rhein-
provinz.

Landesgeologe Dr. KRAUSE führte eine Schlußbegehung des Blattes Zülpich (G. A. 66, 20)¹⁾ aus und brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hitdorf, linksrheinisch, dem Abschluß nahe (G. A. 52, 58); er führte ferner die Aufnahme des paläozoischen Anteils des Blattes Mechernich (G. A. 66, 26) weiter.

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wegberg (G. A. 51, 54) fertig und begann mit der gleichen Aufnahme der Blätter Elmpt und Kettwig (G. A. 51, 47 und G. A. 52, 40).

Geologe Dr. FLIEGEL brachte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hitdorf, rechtsrheinisch (G. A. 52, 58) dem Abschluß nahe, fuhr mit der gleichen Aufnahme des Blattes Mühlheim a. Rhein (G. A. 66, 5) fort und begann diejenige des Blattes Overath (G. A. 66, 6).

¹⁾ G. A. = Grad-Abteilung.

Geologe Dr. QUAAS beendete in 3 Wochen die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Hitdorf, linksrheinisch, (G. A. 52, 58) und die Aufnahme des Triasanteiles auf dem Blatte Nideggen (G. A. 66, 19); er nahm alsdann in 2 $\frac{1}{2}$ Monaten die gleiche Kartierung des Blattes Willich (G. A. 52, 44) vor.

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Dr. RAUFF setzte in den akademischen Ferien die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Godesberg und Königswinter (G. A. 66, 23, 24) fort.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. HOLZAPFEL setzte in den akademischen Ferien die geologische Aufnahme der Blätter Eupen und Rötgen (G. A. 65, 23, 24) fort.

Geologe Dr. AHLBURG stellte die geologische Aufnahme des Blattes Merenberg (G. A. 67, 30) bis auf eine Schlußbegehung fertig. (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau.)

Geologe Dr. BÄRTLING setzte die geologische Aufnahme des Blattes Essen (G. A. 52, 35) fort. (Siehe auch Provinz Westfalen.)

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN setzte die geologische Aufnahme des Blattes Hilchenbach (G. A. 67, 5) fort und untersuchte eine Reihe von Grubenaufschlüssen.

2. Provinz
Westfalen.

Die Geologen Dr. SCHMIDT und Dr. HENKE stellten die geologische Aufnahme des Blattes Kirchhundem (G. A. 53, 59) bis auf die spezielle Gliederung des alten Unterdevons fertig und nahmen die gleiche Aufnahme des Blattes Wingshausen (G. A. 53, 60) in Angriff.

Geologe Dr. FUCHS beendete die geologische Aufnahme des Blattes Meinerzhagen (G. A. 53, 50) und begann diejenige des Blattes Herscheid (G. A. 53, 51). (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau.)

Geologe Dr. BÄRTLING führte eine Schlußbegehung auf dem Blatte Bochum (G. A. 52, 36) aus und setzte die geologische Aufnahme auf dem Blatte Essen (G. A. 52, 35) fort. (Siehe auch Rheinprovinz.)

Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH setzte in der kurzen

durch Revisionen usw. nicht in Anspruch genommenen Zeit die geologische Aufnahme des Blattes Hattingen (G. A. 52, 12) fort.

3. Provinz
Hessen-
Nassau.

Geologe Dr. AHLBURG beendete die geologische Aufnahme auf dem Blatte Merenberg und setzte diejenige auf Blatt Weilburg (G. A. 67, 30, 36) fort. (Siehe auch Rheinprovinz.)

Geologe Dr. FUCHS setzte die Revision des nördlichen Teils des Blattes Feldberg-Oberreiffenberg (G. A. 68, 43) fort. (Siehe auch Provinz Westfalen.)

Freiwilliger Mitarbeiter Major a. D. Dr. VON SEYFRIED führte die geologische Aufnahme des Blattes Altengronau (G. A. 69, 44) weiter.

Landesgeologe Professor Dr. LEPLA führte die geologische Aufnahme des Blattes Homburg v. d. H. (G. A. 68, 44) zu Ende und nahm die Revision des südlichen Teiles des Blattes Feldberg-Oberreiffenberg (G. A. 68, 43) in Angriff.

4. u. 5. Provinz
Hannover
und Herzog-
tum Braun-
schweig.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT stellte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Dornum und Baltrum (G. A. 22, 19, 13) fertig und begann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Westerholt (G. A. 22, 25).

Geologe Dr. STOLLER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Hermannsburg und Wriedel (G. A. 41, 11 und G. A. 24, 60) fertig.

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. VON KOENEN führte die geologische Aufnahme des Blattes Sibesse (G. A. 41, 58) bis auf einen kleinen Rest zu Ende und setzte diejenige des Blattes Hildesheim (G. A. 41, 52) fort.

Geologe Dr. GRUPE setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ottenstein (G. A. 55, 1) fort.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. STILLE setzte während der akademischen Ferien und an vorlesungsfreien Tagen die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Gehrden, Springe und Eldagsen (G. A. 41, 38, 44, 50) fort.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER

stellte die geologische Aufnahme des Blattes Vienenburg (G. A. 56, 2) fertig. (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE beendete den paläozoischen Teil des Blattes Goslar (G. A. 56, 1) und setzte die geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 11) fort.

Landesgeologe Dr. WOLFF bearbeitete die Hälfte des südelbischen Teiles der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Wedel (G. A. 24, 27).

Geologe Dr. HARBORT beendete die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Süplingen (G. A. 42, 16), Wathlingen, Fuhrberg und Celle (G. A. 41, 29, 28, 23) und begann die Aufnahme des Blattes Königslutter (G. A. 42, 45).

Geologe Dr. MESTWERDT beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Twülpstedt (G. A. 42, 10) und setzte diejenige des Blattes Heiligendorf (G. A. 42, 39) fort.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK verwendete 5 Wochen auf die Neubearbeitung der II. Auflage des Blattes Lüneburg (G. A. 25, 43). (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.)

Geologe Dr. SCHMERER vollendete bis auf einige Revisionen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Helmstedt (G. A. 42, 47). (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.)

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL schloß die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lübeck (G. A. 25, 9) ab und setzte alsdann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Hamberge (G. A. 25, 8) fort.

6. Provinz
Schleswig-
Holstein
und die Freien
Reichsstädte
Hamburg und
Lübeck.

Geologe Dr. SCHLUNCK bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme des südlich der Elbe liegenden Teils von Blatt Hamburg (G. A. 24, 28) und begann alsdann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Wakendorf (G. A. 24, 17).

Bezirksgeologe Dr. KOERT setzte die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Niendorf (G. A. 24, 22) fort.

Landesgeologe Dr. WOLFF beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Hamburg (G. A. 24, 28), bewirkte die gleiche Aufnahme des nordelbischen Teiles von Blatt Wedel (G. A. 24, 27) und kartierte die Insel Helgoland nebst den umliegenden Riffen und Meeresböden.

7. Provinz
Sachsen und
Herzogtum
Anhalt.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK führte in etwa 2¹/₂ Monaten die Schlußrevision der Blätter Calbe, Nienburg, Bernburg, Staßfurt und Güsten (G. A. 57, 3, 9, 15, 8, 14) aus. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER stellte die geologische Aufnahme des Blattes Vienenburg (G. A. 56, 2) fertig. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.)

Bezirksgeologe Dr. VON LINSTOW nahm eine Schlußbegehung der geologisch-agronomischen Aufnahme auf dem Blatte Bitterfeld-Ost (G. A. 58, 19) vor und begann und beendete alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Bitterfeld-West (G. A. 57, 24). Die bergbaulichen Aufschlüsse auf dem Blatte Kemberg (G. A. 58, 14) wurden nachgetragen.

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Neuhaldensleben (G. A. 43, 13) bis auf einen kleinen Rest fertig und setzte die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Erxleben (G. A. 42, 48) fort.

Geologe Dr. PICARD setzte die geologisch-agronomische Überarbeitung des Blattes Halle-Nord (G. A. 57, 28) für die II. Auflage und die gleiche Aufnahme des Blattes Brehna (G. A. 57, 30) fort.

Bezirksgeologe Dr. WEISSERMEL führte den Abschluß der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Aschersleben (G. A. 57, 13) herbei, kartierte alsdann den anhaltinischen Teil der Blätter Wegeleben und Quedlinburg (G. A. 56, 12, 17) außerhalb des Harzes und setzte die Aufnahme auf dem Blatte Ballenstedt (G. A. 56, 18) fort.

Geologe Dr. SCHMIDERER beendete bis auf einige Revisionen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Helmstedt (G. A. 42, 47). (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.)

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER stellte gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. SIEGERT die geologische Aufnahme des Gebirgsteiles vom Anhaltinischen Gebiete der Blätter Quedlinburg und Ballenstedt (G. A. 56, 17, 18) fertig und ging alsdann zur geologischen Kartierung auf das Blatt Elbingerode (G. A. 56, 15) über.

Bezirksgeologe Dr. SIEGERT stellte gemeinschaftlich mit dem Geologen Dr. ERDMANNSDÖRFFER den anhaltinischen Teil der Blätter Quedlinburg und Ballenstedt (G. A. 56, 17, 18), soweit das Schiefergebirge in Frage kommt, fertig.

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN beendete die geologische ^{s. Thüringen.} Überarbeitung des Blattes Eisenach-West (G. A. 69, 6) und setzte diejenige des Blattes Salungen (G. A. 69, 12) fort.

Etatsmäßiger Professor der Bergakademie Geheimer Bergrat Dr. SCHEIBE führte während eines Teiles der akademischen Ferien die geologische Aufnahme des Blattes Mehlis, früher Schwarza, (G. A. 70, 20) bis auf eine Schlußbegehung weiter.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHN- ^{9. Provinz} SCHAFFE führte in der durch Revisionsarbeiten nicht in Anspruch ^{Brandenburg.} genommenen Zeit die Schlußrevision des Blattes Fürstenwalde (G. A. 45, 41) zu Ende.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH setzte während 6 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herzfelde (G. A. 45, 34) fort. (Siehe auch Provinz Posen.)

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE stellte die geologisch-agrono- ^{10. Provinz} mische Aufnahme des Blattes Treptow a. Rega (G. A. 12, 60) ^{Pommern.} fertig und bewirkte die gleiche Aufnahme der Blätter Robe und Kirchhagener Fichten (G. A. 12, 54, 53).

Geologe Dr. SOENDEROP brachte die geologisch-agronomi-

sche Aufnahme des Blattes Dölitz (G. A. 29, 54) zum Abschluß und führte diejenige des Blattes Zachan (G. A. 29, 48) weiter.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Alt-Belz (G. A. 13, 53) fertig.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des ganzen Blattes Gr. Möllen (G. A. 13, 47), ferner die Blätter Zanow und Beelkow (G. A. 13, 48, 42) fertig und begann diejenige des Blattes Sorenbohm (G. A. 13, 46). (Siehe auch Provinz Schlesien).

11. Provinz
Schlesien.

Bezirksgeologe Dr. TIETZE beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Jordansmühl (G. A. 76, 10) und begann die gleiche Aufnahme des Blattes Nimptsch (G. A. 76, 16).

Geologe Dr. BEHR kartierte Blatt Wäldchen (G. A. 76, 11) geologisch-agronomisch und begann alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Strehlen (G. A. 76, 17).

Geologe Dr. BARSCH bewirkte die geologisch-agronomische Aufnahme der Osthälfte des Blattes Lauterbach (G. A. 76, 15), soweit sie im Kreise Nimptsch liegt, und stellte alsdann diejenige des Blattes Wansen (G. A. 76, 12) fertig.

Bezirksgeologe Dr. FINCKH verwendete etwa 4 Wochen auf die geologische Kartierung eines Teiles des Blattes Zobten (G. A. 76, 9). (Siehe auch Provinz Pommern.)

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN setzte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Lähn (G. A. 61, 57) und Gröditzberg (G. A. 61, 51) fort und begann diejenige des Blattes Liebenthal (G. A. 61, 56).

Geologe Dr. BERG bewirkte die geologische Aufnahme der östlichen Hälfte und des Nordrandes des Blattes Kupferberg (G. A. 75, 10).

Landesgeologe Geheimer Bergrat Dr. DATHE schloß die Aufnahme des Produktiven Carbons auf den Blättern Schmiedeburg und Tschöpsdorf (G. A. 75, 16, 22) ab und bewirkte die Revision der Carbon-Gebiete auf den Blättern Neurode und

Rudolfswaldau (G. A. 76, 26, 19) und des Rotliegenden auf den Blättern Glatz und Reinerz (G. A. 76, 32, 31).

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN setzte die geologische Aufnahme des Blattes Ruhbank (G. A. 75, 11) und die gleiche Aufnahme des Blattes Bolkenhain (G. A. 75, 5) fort.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL setzte die geologische Aufnahme des Blattes Schwientochlowitz (G. A. 78, 46), gemeinsam mit dem Geologen Dr. ASSMANN, fort.

Geologe Dr. QUITZOW beendete die geologische Aufnahme des Blattes Kattowitz (G. A. 78, 47).

Geologe Dr. ASSMANN beteiligte sich an der geologischen Aufnahme des Blattes Schwientochlowitz (G. A. 78, 46).

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH setzte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schwersenz (G. A. 48, 35) fort. (Siehe auch Provinz Brandenburg.) 12. Provinz
Posen.

Bezirksgeologe Dr. DAMMER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Groß-Gay (G. A. 48, 32) bis auf einen Rest fertig, begann die gleiche Aufnahme des Blattes Kazmierz (G. A. 48, 26) und führte Übersichtstouren auf den Blättern Samter, Scharfenort und Ottorowo (G. A. 48, 20, 19, 25) aus.

Bezirksgeologe Dr. KORN beendete die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Bülowstal (G. A. 48, 16) und begann und beendete alsdann die gleiche Aufnahme auf dem Blatte Mietschisko (G. A. 48, 18).

Geologe Dr. CRAMER stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Budsin (G. A. 48, 10) fertig und ging alsdann zur gleichen Aufnahme auf das Blatt Zelitz (G. A. 48, 11) über. •

vacat.

13. Provinz
Westpreußen.

Landesgeologe Dr. KAUNHOWEN führte gemeinsam mit den Geologen Dr. TORNAU, Dr. HESS VON WICHDORFF und Dr. MEYER eine Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) 14. Provinz
Ostpreußen.

aus, stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nemonien (G. A. 18, 6) fertig und beendete in Gemeinschaft mit dem Landesgeologen Professor Dr. POTONIE die botanische Untersuchung der Moore dieses Blattes. Außerdem begann er die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Königsberg-West (G. A. 18, 13).

Geologe Dr. TORNAU setzte nach der Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) die geologisch-agronomische Aufnahme des nördlichen Teiles des Blattes Medenau (G. A. 17, 18) fort.

Geologe Dr. MEYER stellte nach der Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Zimmerbude (G. A. 17, 23) ganz und diejenige des Blattes Fischhausen (G. A. 17, 17) bis auf die NO-Ecke fertig.

Bezirksgeologe Dr. KLAUTZSCH stellte die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Balga (G. A. 17, 28) und Postnicken-West (G. A. 18, 3) fertig und kartierte z. T. die Blätter Bladiou und Schaaken (G. A. 17, 29 und G. A. 18, 9).

Geologe Dr. HESS VON WICHIDORFF führte die Schlußbegehung des Blattes Rudau (G. A. 18, 7) aus und stellte die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Königsberg-Ost (G. A. 18, 14) bis auf eine Revisionsbegehung fertig.

Landesgeologe Professor Dr. POTONIE beendete gemeinschaftlich mit dem Landesgeologen Dr. KAUNHOWEN die botanische Untersuchung der Moore auf dem Blatte Nemonien (G. A. 18, 6).

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

In der Rheinprovinz: Landesgeologe Professor Dr. LEPLA führte Revisionen im Gebiete der Nordhälfte der Gradabteilung 80 durch Begehung des Diluviums der oberen Saar zwecks Herausgabe einer Übersichtskarte im Maßstabe 1:200 000 aus.

Die Bezirksgeologen Dr. VON LINSTOW und Dr. WIEGERS führten eine gemeinsame Begehung des Mittelrheingebietes zum Studium des Lösses aus.

Geologe Dr. FUCHS unternahm Übersichtstouren zwischen dem Rhein-Wupper- und dem Volme-Agger-Gebiet, behufs Klärung der stratigraphischen Verhältnisse im Remscheider Sattel und auf dem Nordflügel der Attendorner Mulde.

Geologe Dr. QUAAS untersuchte die Pliocän-Ablagerungen am Nordrande der Eifel in der Gegend von Zülpich, Euskirchen, Rheinbach und Münstereifel.

In der Rheinprovinz und Westfalen: Geologe Dr. FLIEGEL führte Untersuchungen der Höhlen des rheinisch-westfälischen Massenkalkes aus.

In Westfalen: Geologe Dr. BÄRTLING stellte die Altersverhältnisse der älteren Diluvialbildungen in der Gegend von Herne und Gelsenkirchen fest.

In Hannover: Geheimer Bergrat Professor Dr. VON KOENEN stellte das Alter und die Verbreitung altdiluvialer Bildungen in dem weiteren Aufnahmegebiet südlich von Hannover fest.

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER führte petrographische Untersuchungen im Bergwerk des Rammelsberges bei Goslar aus.

In Hannover und Braunschweig: Geologe Dr. GRUPE untersuchte die Basalte des Sollings.

Landesgeologe Professor Dr. POTONIÉ untersuchte das Moorgelände und die Untermeer Moore in Ost- und Nord-Friesland.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT untersuchte die Dammerberge im südlichen Oldenburg.

Schleswig-Holstein: Landesgeologe Professor Dr. GAGEL und Bezirksgeologe Dr. MENZEL führten eine Be-
reisung und Untersuchung der spät- und postglazialen fos-

silführenden Schichten am Kaiser Wilhelm-Kanal bei Kiel aus.

Sachsen: Geologe Dr. PICARD stellte die Verbreitung des Rabutzer Interglazials II auf Blatt Zwochau fest.

Thüringische Staaten: Bezirksgeologe Dr. NAUMANN und Geologe Dr. PICARD führten gemeinsam Begehungen der Saaleterrassen zwischen Rudolstadt und Camburg aus.

Bezirksgeologe Dr. SIEGERT setzte die Begehung der Weserterrassen fort.

Brandenburg: Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK begann die Vorarbeiten zu einer Gesamtdarstellung der Braunkohlenformation der Niederlausitz.

Landesgeologe Professor Dr. POTONIE klärte die Entstehung der neu aufgetauchten Insel im Ögel-See bei Beeskow auf.

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE stellte eine geologische Übersichtskarte des Truppenübungsplatzes Zossen auf den Blättern Sperenberg und Teupitz fertig.

Pommern: Bezirksgeologe Dr. MENZEL und Geologe Dr. SOENDEROP untersuchten gemeinschaftlich die spät- und postglazialen Ablagerungen und ihre Conchylienfauna im Kreise Pyritz.

Schlesien und Posen: Bezirksgeologe Dr. KLAUTZSCH verfolgte die Endmoränen an der Grenze von Posen und Niederschlesien. (Sagan—Ostrowo.)

Bezirksgeologe Dr. TIETZE setzte die Untersuchung des Endmoränengebietes von Trebnitz und Lissa fort.

Posen: Geologe Dr. BEHR untersuchte das Interglazial von Zalesie (Kreis Jarotschin) und verfolgte die Endmoränen von Dolzig bis zur russischen Grenze.

West- und Ostpreußen: Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH verfolgte die Verbreitung diluvialer Kreidegeschiebe in West- und Ostpreußen bis zur russischen Grenze.

Ostpreußen: Geologe Dr. HESS VON WICHENDORFF setzte die Begehung der Kurischen Nehrung und die Untersuchung des Kurischen Haffs fort.

Geologe Dr. MEYER registrierte die durch die See geschaffenen Neuaufschlüsse auf dem Blatte Gr.-Dirschkeim.

2. Es wurden folgende

Instruktionskurse und Vorträge gehalten und wissenschaftliche Exkursionen veranstaltet und geführt:

1. Vorträge und Exkursionen für die Lehrervereine in Detmold, Cassel, Wiesbaden, Dortmund, Schleswig-Holstein, Berlin, Lübeck, Braunschweig und der Rheinprovinz.
2. Dreiwöchentlicher Lehrgang für Landwirtschaftslehrer.
3. Kartierungskursus für Bergreferendare und Bergassessoren mit Exkursionen im Harz und in Schlesien.
4. Kursus für Markscheider, Bergleute und Techniker in Essen.
5. Exkursion der Teilnehmer des Berg- und Hüttenkongresses in Düsseldorf.
6. Exkursion des Deutschen Vereins für den mathematischen und naturwissenschaftlichen Unterricht in Posen, bei dessen Jahresversammlung.
7. Exkursion von Mitgliedern der Gesellschaft der Naturforscher und Ärzte im Nemoniener Moorgelände.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Gewöhnliche Wasserversorgungen.

Die Anstalt wirkte beratend mit bei den Wasserversorgungsprojekten folgender Gemeinden, Behörden und Privatunternehmungen:

In der Rheinprovinz: Engeln (oberes Brohltal), Bahnhöfe Neunkirchen (Bliès) und Saarbrücken, Kreiswasserversorgung

von Saarburg bei Trier und Saarlouis, 5 Gemeinden des Kreises Ahrweiler, Prüm (Arzfeld), Wetzlar und Bous.

In Westfalen: Kredenbach, Kreise Soest und Lippstadt, sowie Stadt Bielefeld, Bleiwäsche.

Hessen-Nassau: Birkenbringhausen, Röddenau, Haine und Willersdorf im Kreise Frankenberg, Römersberg, Altengronau, Neuengronau.

In Hannover und Braunschweig: Stadt Hannover, Hermannsburg, Wöltingerode, Insel Norderney, Duingen, Braunschweig.

Harz: Blankenburg a. Harz, Bad Suderode a. Harz.

Provinz Sachsen und Thüringen: Hohenmölsen, Mansfelder Gebirgskreis, Welle bei Eisleben, Pflichtendorf bei Meuselwitz, Bergwitz bei Wittenberg.

Brandenburg: Döbern bei Forst, Stadt Luckau, Verschiebepfahnbahn Frankfurt a. O., Niederlausitzer Industriegebiet.

Pommern: Stadt Misdroy, Stadt Belgard.

Schlesien: Erledigung der fortlaufenden Aufgaben des Arbeits-Ausschusses für die Wasserversorgung des oberschlesischen Industriegebietes, Deutsch-Lissa, Institut Proskau, Stadt Jauer, Stadt Bolkenhain, Schreiberhau, Moys, Kauffungen, Scharnosin, Borkendorf (Klaukenberg), Stadt Lähn.

Ostpreußen: Stadt Soldau und Memel.

b) Talsperren und Stauanlagen.

Es wurden begutachtet die Stauanlagen und Talsperren bei:

Herford, Meschede und im Möhnetal in Westfalen,
Dörverden a. d. Weser in Hannover,
Nedlin b. Köslin in Pommern und
Angerapp bei Kampischkemen in Ostpreußen.

c) Untersuchung von Heilquellen und Abgrenzung von Schutzbezirken.

Es wurden Heilquellen untersucht in:

Hessen-Nassau und Rheinprovinz: zu Wiesbaden, Homberg v. d. H., Aachen; Sachsen: zu Morsleben, bei Gräfen-

hainichen; Schlesien: bei Jastrzemb, Altheide, Reinerz und Cudowa.

Abgrenzung von Schutzbezirken wurde bewirkt in:

Rheinprovinz: für die Drachenquelle bei Honnef; Hannover: für die Saline Lüneburg; Sachsen: für das Bad Kösen; Brandenburg: für den Marksprudel bei Alt-Buchhorst; Schlesien: Altheide, Reinerz, Waldenburg, Bad Warmbrunn, die Quellen Hertha und Elfriede bei Ober-Grenzdorf im Kreise Lauban.

d) Kanal- und Wasserbauten.

Es wurden begangen und bearbeitet die Aufschlüsse folgender Kanal- und Wasserbauten:

Rhein-Herne-Kanal, Ems-Weser-Kanal, Kaiser Wilhelm-Kanal, Spree-Umflutkanal, Großschiffahrtsweg Berlin-Stettin, Verlegung des Bromberger Kanals, Masurischer Kanal und Schiffbarmachung des Pregels zwischen Wehlau und Insterburg, Aue- und Lippe-Regulierung und Haderslebener Förde bei Fjordholm.

e) Eisenbahn- und Tunnel-Aufschlüsse.

Folgende Bahnstrecken wurden besichtigt, kartiert und begutachtet:

Rheinprovinz: Mörs—Sevelen, Hillesheim—Ahrdorf, Ahrdorf—Dümpelfeld, Dümpelfeld—Remagen, Immekeppel—Lindlar, Dalheim—Baal, Gerolstein—Hillesheim—Jünkerath, Malmedy—Landesgrenze, Erdorf—Bittburg—Irrel, Heimbach—Baumholder, Völklingen—Lebach, Wetzlar—Dillenburg (mit Tunnel), Hilscheid—Grenze, Bahnhof Herbesthal und Umgebung.

Westfalen: Finnentrop—Wennemen, Fredeburg—Wenholthausen, Wallern—Oberscheld, Linz—Seifen, Grenzau—Hilscheid, Westerburg—Rennerod, Rennerod—Erbach, Hagener Tunnel.

Hessen-Nassau: Zimmersrode—Gemünden, Korbach—Wildungen, Usingen—Weilmünster, Marienburg, Mühlen bei Ems, Fliedener Tunnel,

Hannover: Osterholz—Worpswede, Farge—Wülsdorf, Walkenrieder Tunnel.

Holstein: Preetz—Kirchbarken, Kiel—Seegeberg.

Provinz Sachsen und Thüringische Staaten: Mücheln—Querfurt, Buttstedt—Hardisleben, Neuhaldensleben—Gardelegen, Klein-Wittenberg—Straach, Bleicherode—Herzberg, Einschnitte bei Zeitz und Weißenfels, Bahnhof Koswig, Bahnhof Falkenberg, Bahnhof Meiningen, Bahnhof Bad Sulza, Bahnhof Flieden, Tunnelprojekt Wippra, Süderode—Weißenborn.

Brandenburg: Fürstenwalde—Müncheberg—Wrietzen, Kleinbahn Müncheberg, Nauen—Oranienburg, Landsberg—Soldin, Finsterwalde—Luckau, Berlin Untergrundbahn, Einschnitt Rosengarten bei Frankfurt a. O., Bahnhof Spandau.

Pommern: Schlawe—Stolpmünde.

Schlesien: Grünberg—Sprottau, Egersfeld—Summin, Sorau—Jastrzemb, Namslau—Kempen, Dittersbach—Glatz, Ochsenkopf-Tunnel.

Ostpreußen: Sensburg—Nikolaiken—Arys, Allenstein—Koppeltbude, Wehlau—Friedland—Bartenstein.

f) Untersuchung von Domänen und Gütern.

Die geologisch-agronomische Aufnahme der Güter Neuhoft und Obuchshöfchen im Kreise Mohrungen wurde ausgeführt.

g) Aufnahme der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Für folgende Landwirtschaftsschulen wurden Gebiete als Lehrfelder geologisch-agronomisch kartiert: Rheinprovinz: Poppendorf bei Bonn, begonnen. Provinz Hannover und Hztg. Braunschweig: Helmstedt, Diepholz, Hildesheim, letzteres begonnen. Schleswig-Holstein: Kiel, Apenrade, Elmshorn. Provinz Sachsen: Elsterwerda, Artern, Quedlinburg, letzteres begonnen. Provinz Schlesien: Oppeln, begonnen. Provinz Ostpreußen: Gumbinnen.

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Es wurde ausgeführt:

Rheinprovinz: Untersuchung des Phonolith-Vorkommens bei Kempenich.

Rheinprovinz und Hessen-Nassau: Untersuchung der Eisenerzgruben in der Gegend von Wetzlar, Braunfels, Weilburg und Merenberg.

Westfalen: Untersuchung der Bergbaugebiete des Müsener Horstes, des Gosenbacher Ganggrabens und der Gruben Alte Dreisbach und Fortuna.

Sachsen: Untersuchung der Beziehungen zwischen den Quellen von Röderhof und dem Schacht Wilhelmshall—Anderbeck, der Sandsteinvorkommen von Westerhausen bei Quedlinburg, der neuen Braunkohlentagebaue der Gegend von Altenburg, Windischleuba, Meuselwitz, Zeitz und Hohenmölsen.

Thüringische Staaten: Untersuchung der Schwerspatvorkommen bei Diezhausen in Thüringen.

Posen: Untersuchung der Beschädigung der Marienkirche in Hohensalza.

Ostpreußen: Aufsuchung von Baumaterialien für Stauanlagen am Goldapgar-See und Sysdroy-See.

Außerdem: Untersuchung der Böschungsrutschungen am Stollberger Bahneinschnitt bei Bredstedt und der Dammrutschung bei Ludwigsdorf, bei Bahnhof Nienburg—Rahden und Lähn—Löwenberg.

Die Bearbeitung der oberschlesischen Flöz- und Lagerstättenkarte 1:25 000 wurde fortgesetzt und für die in der Aufnahme befindlichen Blätter zum Abschluß gebracht, in gleicher Weise wurde die niederrheinisch-westfälische Flöz-karte gefördert.

i) Auffindung technisch nutzbarer Ablagerungen.

In der Rheinprovinz kommen auf Blatt Willich (G. A. 52,44) im Schiefbahner Bruche Raseneisenerzablagerungen unter Torf oder Schlick vor, die möglicherweise eine Ausbeutung

gestatten. Ferner sind dort die Sande und Kiese der Mittel-terrasse des Rheines noch in weit ausgedehnterem Maße, als es bisher geschieht, auszunutzen. Auf Blatt Hitdorf (G. A. 52, 53) lassen sich die Sande und Kiese der Niederterrasse als Baumaterial verwenden.

In der Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig bieten die Blätter Heiligendorf (G. A. 42, 39) und Groß-Twülpstedt (G. A. 42, 40) nutzbare Ablagerungen in Form von Minette-Erzen des Mittleren Lias in der Gegend von Rottorf. Bei Uhry und Klein-Steimke treten im Unteroligocän feine, weiße Sande auf, die sich zur Glasfabrikation eignen. Zur Zementfabrikation lassen sich die Kalke mit Lettenlagen des Kimmeridge bei Nord-Steimke, zur Ziegelei die Tone bei Klein-Steimke, Glentorf, Barnstorf und am Wohld von Lehre verwenden. Kiese finden sich in größerer Menge bei Uhry, außerdem eignen sich auf den Blättern Ottenstein (G. A. 55, 1) und Holzminden (G. A. 55, 7) die Schichten des Rätquarzites und des Trochitenkalks zu Bausteinen, während die Liastone westlich von Polle zu Ziegeleizwecken und die Sande und Kiese der Weserterrassen zu sonstigen Bauzwecken Verwendung finden können. Als landwirtschaftliche Meliorationsmittel kommen die Mergelkalke des Mittleren Muschelkalkes in Betracht.

Im Herzogtum Anhalt sind auf Blatt Ballenstedt (G. A. 56, 18) die Liastone und Cenoman-Turon-Pläner als nutzbare Materialien zu nennen, die unter ziemlich dünner Lößdecke westlich und nordwestlich von Hoym eine erheblich größere Verbreitung haben, als bisher bekannt war.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohraufschlüssen.

Eingehende Bearbeitung erfuhren die Bohrungen in folgenden Gegenden:

Rheinprovinz: An den neuen Rheinbrücken bei Düsseldorf und Ruhrort, in der Gegend von Geilenkirchen, Heins-



berg und Linnich, in der Niederrheinischen Braunkohlenbucht, ferner die Bohr- und Schachtaufschlüsse des Steinkohlengebietes der linken Rheinseite und die fiskalische Bohrung Ensdorf.

Westfalen: Gegend von Heiden und Raesfeld usw., im Norden des Beckens von Münster und im Niederrheinisch-Westfälischen Industrievier.

Hessen-Nassau: Städtische Bohrung Homburg v. d. H.

Hannover: Umgegend der Stadt Hannover, ferner bei Brünningen, Kl.-Häuslingen, Eschede, Donnerhorst u. a., Beienrode und Beedenbostel, Wietze, Steinförde und Flachstöckheim bei Salzgitter.

Schleswig-Holstein: Gegend von Kiel (Wasserwerk, Werftverwaltung, Torpedo-Inspektion), Niendorf, Bergedorf und Wandsbeck.

Sachsen: Grasleben, Alleringersleben, Wefensleben, Ummendorf, Eilsleben und Walbeck, Kalischacht Wils und Schloß Freiburg a. U.

Thüringen: Borsch bei Geisa (Rhön).

Brandenburg: Im Stadtgebiete Berlin, in der Schorfheide, Niederlausitz usw.

Schlesien: Private und fiskalische Bohrungen im ober-schlesischen Bezirk, Bohrung der Kreiserziehungsanstalt Polkwitz bei Glogau.

Posen: Tiefbohrung Schubin mit Temperaturmessung.

Ostpreußen: Tiefbohrungen, z. B. Spirdingbrücke bei Nikolaiken.

5. Arbeiten im Laboratorium.

Im Laboratorium für Bodenkunde wurden 327, teils chemische, teils mechanische Analysen ausgeführt, die sich auf 287 Boden-, 13 Wasser-, 16 Salz- und Sole-, 3 Kohle-, 3 Sappel- (resp. Asphalt), 1 Borax- und 4 Ölproben verteilen.

Die Untersuchungen bestehen aus 193 Bestimmungen der Körnung, 214 Bausch- oder Nährstoffanalysen, 59 Ton- und 211 Einzelbestimmungen.



Ferner schloß Landesgeologe Professor Dr. GANS die Versuche der Klärung und Entkeimung von Wasser vermittelt kolloidaler Manganlösungen und künstlicher resp. natürlicher Manganzeolithe ab; er lieferte kurze Gutachten über die Zweckmäßigkeit der vorgeschlagenen Trinkwasserreinigung der Stadt Aurich und über die Ursachen der Zuschlämzung der Filter der Fortifikation Geestemünde; außerdem Untersuchungen über die salzsäurelöslichen Bestandteile der Phonolithe, resp. ihre mutmaßliche Düngewirkung und über die Entfernung von schwefelsauren Salzen aus Wasser. Er begann Untersuchungen über die Ursache der Rot- und Graufärbung in tonhaltigen Böden und über die Erkennung lateritischer Verwitterungsprodukte in tonhaltigen Böden.

Chemiker Dr. WACHE beschäftigte sich mit der Untersuchung über die Löslichkeit und die Verwitterung verschiedener Gesteinsarten.

Chemiker Dr. BÖHM begann vergleichende Analysen der Gebrauchspetrolea und eine Arbeit über die Einwirkung von Salzen auf Bitumina.

Chemiker Dr. PFEIFFER führte Untersuchungen über die Zusammensetzung der im Boden vorhandenen zeolithischen und kaolinischen Silikate aus.

6. Sonstige Arbeiten.

Untersuchung eines Rieselfelder-Terrains für Tempelhof und für Braunschweig.

Untersuchung der Erdrutscherscheinungen an der Schleusentreppe bei Niederfinow.

Untersuchung über die Wasserentziehung von Langhecke (Kreis Weilburg).

Beratung der Landesvermessung bei der Aufsuchung eines neuen Nullpunktes.

Beratung der Behörden betreffend Schutz der Naturdenkmäler.

Stand der Veröffentlichungen.

Im Laufe des Jahres sind im Aufgedruck vollendet oder zur Veröffentlichung gelangt:

A. Karten.

| | |
|--|-------|
| Lieferung 150, enthaltend die Blätter Buddern, Benkheim und Kerschken | 3 Bl. |
| » 151, enthaltend die Blätter Altenwalde mit Neuwerk und Scharhörn, Cuxhaven, Midlum, Westerwana | 6 » |
| » 156, enthaltend die Blätter Bienenbüttel, Ebsdorf und Bevensen | 3 » |
| » 159, enthaltend die Blätter Stieglitz, Scharnikau, Gembitz und Kolmar | 4 » |
| » 160, enthaltend die Blätter Teistimmen, Cabienen, Seehesten, Wartenburg und Bischofsburg | 5 » |
| » 163, enthaltend die Blätter Unna, Menden, Hagen, Hohenlimburg und Iserlohn . . | 5 » |
| » 165, enthaltend die Blätter Werben i. Pomm., Kollin, Pyritz und Prillwitz | 4 » |
| » 167, enthaltend die Blätter Detmold, Blomberg, Horn-Sandebeck und Steinheim . | 4 » |
| » 180, enthaltend die Blätter Langeoog, Spiekeroog, Esens, Karolinensiel, Middels und Wittmund | 6 » |

Zusammen 40 Bl.

Es waren bereits veröffentlicht 792 »

Mithin im ganzen vollendet 832 Bl.

Außerdem sind in der II. Auflage vollendet die Blätter Teltow und Charlottenburg (früher Spandau).

Der Stand der noch nicht herausgegebenen Kartenarbeiten ist folgender:

In der lithographischen Ausführung begriffen;

| | |
|--|-------|
| Lieferung 113, Gegend von Eisenach-Ost | 3 Bl. |
| » 153, » » Salzhemmendorf | 5 » |
| » 161, » » Grabowen i. Ostpr. | 4 » |
| » 162, » » Gladbach | 5 » |
| » 164, » » Zerbst | 5 » |
| » 166, » » Erkelenz | 5 » |
| » 168, » » Schwarzenbek | 5 » |
| » 169, » » Köslin | 5 » |
| » 170, » » Greifenberg i. Pomm. | 5 » |
| » 172, » » Schlüchtern | 6 » |
| » 173, » » Tarnowitz | 7 » |
| » 174, » » Goslar | 5 » |
| » 186, » » Wronke | 6 » |

Zusammen 66 Bl.

Außerdem sind noch die Blätter Saalfeld, Gera und Rüdersdorf in der Herstellung der II. bzw. III. Auflage begriffen.

In der geologischen Aufnahme sind fertig, aber noch nicht zur Veröffentlichung in Lieferungen abgeschlossen 102 Bl.

Es sind demnach im ganzen fertig geologisch untersucht 1000 Bl.

Ferner stehen noch in der geologischen Bearbeitung 114 Blätter, und 234 Blätter sind mit Vorarbeiten versehen.

B. A b h a n d l u n g e n .

- N. F. Heft 60: Das Diluvium zwischen Halle und Weissenfels.
Von L. SIEGERT und W. WEISSERMEL.
- » » » 61: Die miocäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Von G. FLIEGEL. Hierzu 3 Anlagen.
- » » » 63: Zur Geologie und Hydrologie von Daessalam und Tanga. Von W. KOERT und F. TORNAU.
- » » » 66: Geologie des Nordabfalls der Eifel. Von E. HOLZAPFEL.
- » » » 67: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. Von W. WUNSTORF und G. FLIEGEL. Mit 1 Karte und 2 Profiltafeln.

Außerdem sind noch folgende Abhandlungen im Druck befindlich:

- N. F. Heft 48: Beiträge zur Seenkunde. Teil I. Von A. JENTZSCH.
 » » » 51: Desgleichen. Teil II. Von demselben.
 » » » 57: » Teil III. » »
 » » » 64: » Teil IV. » »
 » » » 65: Die Fauna der Oberen Kreide am Mungo. Von
 E. HARBORT.

C. Archiv für Lagerstätten-Forschung
 und Lagerstättenkarten.

- a) Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200000.
 Gruppe Preußen. Lieferung 3, enthaltend die Blätter: Minden, Hannover, Detmold und Göttingen.
 b) Gangkarte des Siegerlandes im Maßstabe 1:10000. Lieferung II, enthaltend die Blätter: Freudenberg, Niederfischbach, Betzdorf, Herdorf, Neunkirchen und Gilsbach.
 Ferner Heft 1: Die Eisenerzvorräte des Königreichs Preußen.
 Von EINECKE und KÖHLER.
 » 2: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Von BORNHARDT.
 » 5: Die Lagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges. Von BARTELS.

Außerdem sind folgende Abhandlungen und Kartenlieferungen im Druck und in der Vorbereitung befindlich:

- Heft 3: Über den Holzappeler Gangzug. Von SCHÖPPE.
 » 4: Geschichte des Thüringer Bergbaues. Teil I. Von HESS VON WICHENDORFF.
 » 6: Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Von A. DENCKMANN.
 Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands 1:200 000.
 Lieferung 4.
 Gangkarte des Siegerlandes 1:10 000. Lieferung 3, enthaltend die Blätter: Birken, Niederhövels, Gebbhardshain, Elkenroth, Daaden, Burbach, Nauroth, Wissen, Hamm, Oberlahr und Horhausen.

D. Jahrbuch der Königl. Preussischen
Geologischen Landesanstalt.

Jahrgang 1908 (Band 29), Teil I, Heft 3.
 » » (» »), » II, » 3.
 » 1909 (» 30), » I, » 3.
 » 1910 (» 31), » I, » 1 u. 2.
 » » (» »), » II, » 1 u. 2.

Ferner im Druck befindlich:

Jahrgang 1909 (Band 20), Teil II, Heft 3.
 » 1910 (» 31), » I, » 3.
 » » (» »), » II, » 3.
 » 1911 (» 32), » I, » 1.

E. Sonstige Karten und Schriften.

a) Karten.

Geologisch-agronomische Karten der Lehrfelder für die landwirtschaftlichen Schulen in Mörs, Brieg, Witkowo, Hohensalza, Bromberg und Allenstein.

Geologische Übersichtskarte der Gegend von Scharnikau (Posen) 1:100 000. Von A. JENTZSCH.

Geologische Exkursionskarte für die Umgegend von Aachen 1:75 000. Von W. WUNSTORF.

Ferner sind von den Landwirtschafts-Winterschulkarten im Druck und in der Vorbereitung zum Druck befindlich: Diepholz, Kiel, Apenrade, Elmshorn, Flensburg, Bredstedt, Heide, Cleve, Demmin, Elsterwerda, Artern, Crossen, Krojanke, Bojanowo und Gumbinnen.

b) Schriften.

Geologische Literatur Deutschlands:

Literatur über einzelne Länder:

1. Harz von E. SCHULZE (in Vorbereitung).

Verkauf der Karten und Schriften.

Im Jahre 1910 wurden verkauft:

| | | (gegen 1909) | (gegen 1908) |
|-------------------------------|-----------|--------------|--------------|
| Karten 1:25000 | 7805 Bl. | 9542 Bl. | 8028 Bl. |
| Abhandlungen | 290 Expl. | 390 Expl. | 525 Expl. |
| Jahrbücher | 202 » | 96 » | 96 » |
| Sonderabdrücke | 1230 » | 1417 » | 1390 » |
| Sonstige Karten und Schriften | 993 » | 867 » | 792 » |

Arbeitsplan
der Königlichen Geologischen Landesanstalt
für das Jahr 1911.

Revisionen im Tieflande: Abteilungsdirigent Geh. Bergrat
Prof. Dr. WAHNSCHAFFE.

Revisionen im Gebirgslande: Abteilungsdirigent Professor
Dr. KRUSCH.

I. Geologische Aufnahmen im Maßstabe 1 : 25 000.

I. Rheinprovinz.

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF wird in etwa 2¹/₂ Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Elmpt (G. A. 51, 47)¹⁾ vollenden und alsdann die gleiche Aufnahme auf Blatt Kettwig (G. A. 52, 40) fortsetzen. (I. Dienstbezirk: Elmpt, II. Dienstbezirk: Kettwig.)

Geologe Dr. FLIEGEL wird nach Fertigstellung der geologisch-agronomischen Aufnahme seines Anteils von Blatt Hitdorf (G. A. 52, 58) die gleiche Aufnahme des Blattes Mülheim (G. A. 66, 5) vollenden. Außerdem wird er die im Vorjahre aus Zeitmangel unterbliebene Schlußbegehung des Buntsandsteins auf Blatt Mechernich (G. A. 66, 26) ausführen. (I. Dienstbezirk: Hitdorf, II. Dienstbezirk: Mülheim, III. Dienstbezirk: Mechernich.)

Landesgeologe Dr. KRAUSE wird nach einer Schlußbegehung des linksrheinischen Anteils von Blatt Hitdorf (G. A. 52, 58) die geologische Aufnahme des devonischen Anteils von Blatt Mecher-

¹⁾ G. A. = Grad-Abteilung.

nich (G. A. 66, 26) zu vollenden suchen. (I. Dienstbezirk: Hildorf, II. Dienstbezirk: Mechernich.)

Geologe Dr. QUAAS wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Neuß (G. A. 52, 51) in etwa 3 Monaten bewirken und den Rest der Zeit auf die Fortsetzung der Kartierung des Blattes Nideggen (G. A. 66, 19) verwenden. (I. Dienstbezirk: Neuß, II. Dienstbezirk: Nideggen.)

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Dr. RAUFF wird in den akademischen Ferien die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Godesberg und Königswinter (G. A. 66, 23, 24) fortsetzen. (Dienstbezirk: Godesberg-Königswinter.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. HOLZAPFEL wird während der akademischen Ferien die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Eupen und Rötgen (G. A. 65, 23, 24) fortsetzen. (Dienstbezirk: Eupen-Rötgen.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. ERICH KAISER wird während der akademischen Ferien die im Vorjahre unterbliebene geologische Aufnahme des Blattes Linz a. Rh. (G. A. 66, 30) bewirken. (Dienstbezirk: Linz a. Rh.)

Geologe Dr. BÄRTLING wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Essen (G. A. 52, 35) zu beenden suchen. (Siehe auch Provinz Westfalen.) (Dienstbezirk: Essen.)

2. Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.

Geologe Dr. BÄRTLING wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Essen (G. A. 52, 35) zu beenden suchen und, falls noch Zeit bleibt, die gleiche Aufnahme von Blatt Herne (G. A. 52, 30) beginnen. (Siehe auch Rheinprovinz.) (I. Dienstbezirk: Essen, II. Dienstbezirk: Herne.)

Abteilungsdirigent Professor Dr. KRUSCH wird während der von Revisionen nicht in Anspruch genommenen Zeit die geologische Aufnahme von Blatt Hattingen (G. A. 52, 42) fortsetzen. (Dienstbezirk: Hattingen.)

Geologe Dr. FUCHS wird die geologische Aufnahme von Blatt Herscheid (G. A. 53, 51) fertigzustellen suchen und, falls

Zeit bleibt, auf das Blatt Altena (G. A. 53, 45) übergehen. (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau.) (Dienstbezirk: Herscheid-Altena.)

Landesgeologe Professor Dr. DENCKMANN wird 3 Monate zur Klarstellung der Stratigraphie der Siegener Schichten von sicheren Aufschlüssen aus verwenden und dann gemeinsam mit den Geologen Dr. SCHMIDT und Dr. HENKE die fraglichen Gebiete auf den Blättern Olpe, Kirchhundem (G. A. 53, 58, 59), Wenden und Hilchenbach (G. A. 67, 4, 5) revidieren. Falls Zeit bleibt, sind die Aufnahmen auf den Blättern Siegen und Freudenberg (G. A. 67, 10, 11) fortzusetzen. (I. Dienstbezirk: Olpe-Kirchhundem, II. Dienstbezirk: Wenden-Hilchenbach, III. Dienstbezirk: Siegen-Freudenberg.)

Die Geologen Dr. SCHMIDT und Dr. HENKE werden drei Monate auf Blatt Altenhundem (G. A. 53, 53) arbeiten und dann an den Revisionsarbeiten auf den Blättern Olpe, Kirchhundem (G. A. 53, 58, 59), Wenden und Hilchenbach (G. A. 67, 4, 5) teilnehmen. (I. Dienstbezirk: Altenhundem, II. Dienstbezirk: Olpe-Kirchhundem, III. Dienstbezirk: Wenden-Hilchenbach.)

Geologe Dr. MESTWERDT wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Lemgo (G. A. 40, 58) bewirken. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.) (Dienstbezirk: Lemgo.)

Geologe Bergreferendar RENNERT wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Lage-Bokel (G. A. 54, 3) bewirken. (Dienstbezirk: Lage-Lemgo.)

3. Provinz Hessen-Nassau.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA wird zunächst die Neuaufnahme des südlichen Teiles von Blatt Ober-Reifenberg (Feldberg) (G. A. 68, 43) in etwa 5 Wochen abschließen und alsdann die Neuaufnahme von Blatt Königstein (G. A. 68, 49) beginnen. (Dienstbezirk: Königstein - Ober-Reifenberg.)

Geologe Dr. FUCHS wird in etwa 4 Wochen den ihm übertragenen Teil von Blatt Ober-Reifenberg (Feldberg) abschließen.

(G. A. 68, 43.) (Siehe auch Provinz Westfalen.) (Dienstbezirk: Ober-Reifenberg.)

Geologe Dr. AHLBURG wird die geologische Aufnahme von Blatt Weilburg (G. A. 67, 36) abzuschließen suchen. (Dienstbezirk: Weilburg.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Regierungsrat Professor Dr. EMANUEL KAYSER wird die geologische Aufnahme der Blätter Gladenbach und Marburg (G. A. 68, 14, 9) zu vollenden suchen und alsdann die Bearbeitung der Blätter Buchenau-Caldern und Nieder-Walgern (G. A. 68, 8, 15) fortsetzen. (I. Dienstbezirk: Buchenau-Marburg, II. Dienstbezirk: Gladenbach-Nieder-Walgern.)

Freiwilliger Mitarbeiter Major a. D. Dr. v. SEYFRIED wird zunächst die geologische Aufnahme von Blatt Schlüchtern (G. A. 69, 38) zwecks Übertragung auf die neue topographische Grundlage revidieren und alsdann die geologische Aufnahme von Blatt Altengronau zu vollenden suchen (G. A. 69, 41). (Dienstbezirk: Schlüchtern-Altengronau.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. v. KOENEN wird nach Abschluß seiner Arbeiten in Hannover die geologische Aufnahme von Blatt Hofgeismar (G. A. 55, 31) beginnen. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.) (Dienstbezirk: Hofgeismar.)

4. Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird in etwa 2 Monaten den mesozoischen Teil von Blatt Blankenburg (G. A. 56, 16) aufnehmen und dann auf Blatt Derenburg (G. A. 56, 10) übergehen. Er wird außerdem die Überarbeitung des Harzvorlandes auf Blatt Harzburg (G. A. 56, 8) für die Neuherausgabe bewirken. (Siehe auch Provinz Sachsen und Brandenburg.) (I. Dienstbezirk: Blankenburg-Derenburg, II. Dienstbezirk: Harzburg.)

Freiwilliger Mitarbeiter Geheimer Bergrat Professor Dr. v. KOENEN wird die Blätter Hildesheim und Sibesse (G. A. 41,

52, 58) abzuschließen suchen. (Siehe auch Provinz Hessen-Nassau.) (Dienstbezirk: Hildesheim-Sibesse.)

Geologe Dr. STOLLER wird zunächst Blatt Eschede (G. A. 41, 18) geologisch-agronomisch bearbeiten und alsdann auf Blatt Sülze (G. A. 41, 17) übergehen. (Dienstbezirk: Eschede-Sülze.)

Geologe Dr. MESTWERDT wird in etwa 6 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Heiligendorf (G. A. 42, 39) vollenden. (Siehe auch Provinz Westfalen und Fürstentum Lippe.) (Dienstbezirk: Heiligendorf.)

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT wird in 2—3 Monaten die Diluvialbildungen auf den Blättern Hildesheim und Sibesse (G. A. 41, 52, 58) geologisch-agronomisch überarbeiten. Alsdann wird er die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Westerholt (G. A. 22, 25) abschließen und, falls Zeit bleibt, auf Blatt Norderney (G. A. 21, 17, 18) übergehen. (I. Dienstbezirk: Hildesheim-Sibesse, II. Dienstbezirk: Westerholt, III. Dienstbezirk: Norderney.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird die geologisch-agronomische Neubearbeitung von Blatt Lüneburg (G. A. 25, 43) für die zweite Auflage fertigstellen. (Siehe auch Provinz Brandenburg und Pommern.) (Dienstbezirk: Lüneburg.)

Geologe Dr. SCHMIERER wird etwa 14 Tage auf die letzte Revision der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Helmstedt (G. A. 42, 47) verwenden. (Siehe auch Provinz Sachsen und Hohenzollernsche Lande.) (Dienstbezirk: Helmstedt.)

Geologe Dr. GRUPE wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Ottenstein (G. A. 55, 1) zu Ende führen und alsdann mit der gleichen Aufnahme des Blattes Kirchhosen (G. A. 41, 55) beginnen. (Dienstbezirk: Ottenstein-Kirchhosen.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. Bode wird die geologische Aufnahme des Blattes St. Andreasberg (G. A. 56, 14) zu beenden suchen. (Dienstbezirk: St. Andreasberg-Zorge.)

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER wird die geologische Aufnahme von Blatt Elbingerode (G. A. 56, 15) fortsetzen. Er wird

außerdem den von ihm aufgenommenen Teil von Blatt Harzburg (G. A. 56, 8) für die Neuherausgabe begeben. (Siehe auch Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.) (I. Dienstbezirk: Elbingerode, II. Dienstbezirk: Harzburg.)

Geologe Dr. HARBORT wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Königslutter (G. A. 42, 45) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf das benachbarte Blatt Braunschweig (G. A. 42, 44) übergehen. (Dienstbezirk: Königslutter-Braunschweig.)

Landesgeologe Dr. WOLFF wird die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Wedel (G. A. 24, 27) in etwa zwei Monaten fertigstellen. (Siehe auch Provinz Schleswig-Holstein.) (Dienstbezirk: Wedel-Pinneberg.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. STILLE wird während der akademischen Ferien und an vorlesungsfreien Tagen die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Gehrden, Springe und Eldagsen (G. A. 41, 38, 44, 50) fortsetzen. (I. Dienstbezirk: Gehrden-Springe, II. Dienstbezirk: Eldagsen.)

5. Provinz Schleswig-Holstein und die Freien Reichsstädte Hamburg und Lübeck.

Landesgeologe Professor Dr. GAGEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme eines aus den Lübeckischen Anteilen der Blätter Travemünde, Schwartau und der Enklave Curau kombinierten Blattes bewirken. (G. A. 25, 4, 3, 2.) (I. Dienstbezirk: Curau, II. Dienstbezirk: Schwartau-Travemünde.)

Geologe Dr. SCHLUNCK wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wakendorf (G. A. 24, 17) abschließen und alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Hamberge (G. A. 25, 8) fertigzustellen suchen. (I. Dienstbezirk: Wakendorf, II. Dienstbezirk: Hamberge.)

Landesgeologe Dr. WOLFF wird zunächst in 2 Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Wedel (G. A. 24, 27) beenden, alsdann den Rest der Aufnahmezeit auf die gleiche Kartierung des Blattes Pinneberg (G. A. 24, 21) verwenden. (Siehe auch Provinz Schleswig-Holstein.) (Dienstbezirk: Wedel-Pinneberg.)

Bezirksgeologe Dr. KOERT wird zunächst in etwa 1 $\frac{1}{2}$ Monaten das östliche Viertel von Blatt Pinneberg (G. A. 24, 21) geologisch-agronomisch kartieren und den Rest der Aufnahmezeit auf die gleiche Bearbeitung des Blattes Niendorf (G. A. 24, 22) verwenden. (Dienstbezirk: Pinneberg-Niendorf.)

6. Provinz Sachsen und Herzogtum Anhalt.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird die geologische Aufnahme des mesozoischen Anteils von Blatt Blankenburg (G. A. 56, 16) fertigstellen und Blatt Derenburg (G. A. 56, 10) in Angriff nehmen. Er wird außerdem den mesozoischen Anteil des Blattes Harzburg (G. A. 56, 8) behufs Neuherausgabe überarbeiten. (Siehe auch Provinz Hannover und Brandenburg.) (I. Dienstbezirk: Blankenburg-Derenburg, II. Dienstbezirk: Harzburg.)

Bezirksgeologe Dr. SIEGERT wird gemeinsam mit dem Geologen Dr. ERDMANNSDÖRFFER den Harz-Anteil von Blatt Ballenstedt (G. A. 56, 18) fertigstellen und alsdann die Aufnahme des paläozoischen Gebietes auf Blatt Quedlinburg (G. A. 56, 17) fortsetzen. Außerdem wird er 4 Wochen auf die geologisch-agronomische Aufnahme der Westhälfte von Blatt Schraplau (G. A. 57, 33) verwenden. (I. Dienstbezirk: Quedlinburg-Ballenstedt, II. Dienstbezirk: Schraplau.)

Bezirksgeologe Dr. WEISSERMEL wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Ballenstedt (G. A. 56, 18) vollenden und die gleiche Aufnahme des preußischen Anteils von Blatt Wegeleben (G. A. 56, 12) fortsetzen. Außerdem wird er drei Wochen für die Neuaufnahme der Osthälfte von Blatt Schraplau (G. A. 57, 33) verwenden. (I. Dienstbezirk: Ballenstedt-Wegeleben, II. Dienstbezirk: Schraplau.)

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER wird die geologische Aufnahme des Harzanteils der Blätter Ballenstedt und Aschersleben (G. A. 56, 18 und G. A. 57, 13) fertigstellen, das erstgenannte Blatt gemeinsam mit dem Bezirksgeologen Dr. SIEGERT. (Siehe auch Provinz Hannover und Herzogtum Braunschweig.) (Dienstbezirk: Ballenstedt-Aschersleben.)

Bezirksgeologe Dr. v. LINSTOW wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Schmiedeberg (G. A. 58, 21) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf Blatt Pretzsch (G. A. 58, 15) übergehen. (Siehe auch Provinz Pommern.) (Dienstbezirk: Schmiedeberg-Pretzsch.)

Geologe Dr. PICARD wird die geologisch-agronomische Neuaufnahme von Blatt Halle-Nord (G. A. 57, 28) vollenden und alsdann die gleiche Aufnahme auf Blatt Brehna (G. A. 57, 30) fortsetzen. (I. Dienstbezirk: Halle a. S., II. Dienstbezirk: Brehna.)

Bezirksgeologe Dr. WIEGERS wird nach Abschluß der geologisch-agronomischen Aufnahme der Blätter Neuhaldensleben und Erxleben (G. A. 43, 43 und G. A. 42, 48) die früher begonnene Aufnahme des Blattes Wolmirstedt (G. A. 43, 41) fortsetzen. (I. Dienstbezirk: Neuhaldensleben-Erxleben, II. Dienstbezirk: Wolmirstedt.)

Geologe Dr. SCHMIERER wird etwa 14 Tage auf die letzte Revision der geologisch-agronomischen Aufnahme von Blatt Helmstedt (G. A. 42, 47) verwenden. (Siehe auch Provinz Hannover und Hohenzollernsche Lande.) (Dienstbezirk: Helmstedt.)

Geologe Dr. BARSCH wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Kunrau und Solpke (G. A. 42, 29, 30) beginnen. (Dienstbezirk: Kunrau-Solpke.)

7. Thüringische Staaten.

Etatsmäßiger Professor an der Bergakademie Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHEIBE wird eine Schlußbegehung auf Blatt Mehlis, früher Schwarza (G. A. 70, 20) ausführen. (Dienstbezirk: Mehlis.)

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN wird die Überarbeitung von Blatt Salungen (G. A. 69, 12) zwecks Übertragung auf die neue topographische Grundlage bewirken. (Dienstbezirk: Salungen.)

8. Provinz Brandenburg.

Abteilungsdirigent Geheimer Bergrat Professor Dr. WAHNSCHAFFE wird während der von Revisionsreisen nicht in An-

spruch genommenen Zeit die geologisch-agronomische Kartierung des Blattes Herzberg (G. A. 45, 47) beginnen. (Dienstbezirk: Herzberg.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird in etwa 2 Wochen das Blatt Frankfurt a. O. (G. A. 46, 38) zum Zwecke der Neuherausgabe geologisch-agronomisch überarbeiten. (Siehe auch Provinz Hannover und Pommern. (Dienstbezirk: Frankfurt a. O.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. SCHROEDER wird in etwa 14 Tagen das Blatt Gr.-Ziethen (G. A. 45, 4) zum Zwecke der Neuherausgabe geologisch-agronomisch überarbeiten. (Siehe auch Provinz Hannover und Sachsen.) (Dienstbezirk: Gr.-Ziethen.)

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird etwa 4 Wochen lang die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Herzfelde (G. A. 45, 34) fortsetzen. (Siehe auch Provinz Posen.) (Dienstbezirk: Herzfelde.)

9. Provinz Pommern.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird die im östlichen Teile der Insel Usedom gelegenen Blätter Ükeritz, Benz, Caseburg und Swinemünde (G. A. 11, 59 und G. A. 28, 5, 12, 6) beginnen. (Siehe auch Provinz Hannover und Brandenburg.) (I. Dienstbezirk: Caseburg-Swinemünde, II. Dienstbezirk: Benz-Ükeritz.)

Bezirksgeologe Dr. SCHULTE wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Karnitz (G. A. 12, 59) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf das Blatt Stuchow (G. A. 29, 5) übergehen. (Dienstbezirk: Karnitz-Stuchow.)

Bezirksgeologe Dr. MENZEL wird in etwa $3\frac{1}{2}$ Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Sorenbohm (G. A. 13, 46) bewirken und den Rest der Aufnahmezeit auf die gleiche Aufnahme des Blattes Kordeshagen (G. A. 13, 52) verwenden. (Dienstbezirk: Sorenbohm-Kordeshagen.)

Geologe Dr. SOENDEROP wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Zachan (G. A. 29, 48) beenden und die

gleiche Aufnahme auf Blatt Ravenstein (G. A. 30, 43) bewirken. (Dienstbezirk: Zachan-Ravenstein.)

Bezirksgeologe Dr. v. LINSTOW wird etwa 6 Wochen auf die Neubearbeitung der geologisch-agronomischen Aufnahme des Blattes Stettin (G. A. 29, 32) verwenden. (Siehe auch Provinz Sachsen.) (Dienstbezirk: Stettin.)

10. Provinz Schlesien.

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN wird die geologische Aufnahme der Blätter Bolkenhain und Ruhbank (G. A. 75, 5, 11) vollenden und, falls Zeit bleibt, das paläozoische Schiefergebirge der Blätter Schönau und Goldberg (G. A. 61, 53, 52) behufs Herbeiführung einer einheitlichen Auffassung revidieren. (I. Dienstbezirk: Bolkenhain-Ruhbank, II. Dienstbezirk: Goldberg-Schönau.)

Geologe Dr. BERG wird zunächst die geologische Aufnahme des Blattes Kupferberg (G. A. 75, 10) fertigstellen und alsdann diejenige des Blattes Krummhübel (G. A. 75, 15) beginnen. (I. Dienstbezirk: Kupferberg, II. Dienstbezirk: Krummhübel.)

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. GÜRICH wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Striegau (G. A. 76, 1) fortsetzen. (Dienstbezirk: Striegau.)

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN wird die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Lähn und Gröditzberg (G. A. 61, 57, 51) beenden und, falls Zeit bleibt, die gleiche Aufnahme des Blattes Liebenthal (G. A. 61, 56) fortsetzen. (Siehe auch Provinz Posen.) (I. Dienstbezirk: Lähn-Liebenthal, II. Dienstbezirk: Gröditzberg.)

Bezirksgeologe Dr. TIETZE wird in etwa 3 $\frac{1}{2}$ Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Nimptsch (G. A. 76, 16) vollenden und alsdann den Westteil des Blattes Marienau (G. A. 76, 18) in gleicher Weise bearbeiten. (I. Dienstbezirk: Nimptsch, II. Dienstbezirk: Marienau.)

Bezirksgeologe Dr. FINCKH wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Zobten (G. A. 76, 9) be-

wirken und alsdann die gleiche Aufnahme im südlichen Teile des Blattes Marienau (G. A. 76, 18) beginnen. (I. Dienstbezirk: Zobten, II. Dienstbezirk: Marienau.)

Geologe Dr. BEHR wird zunächst die begonnene geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Strehlen (G. A. 76, 17) vollenden und alsdann die gleiche Aufnahme des östlichen Teiles von Blatt Marienau (G. A. 76, 18) beginnen. (Dienstbezirk: Strehlen-Marienau.)

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL wird gemeinsam mit dem Geologen Dr. QUITZOW die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Gleiwitz (G. A. 78, 45) bewirken. (Dienstbezirk: Gleiwitz.)

Geologe Dr. QUITZOW wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Schwientochlowitz (G. A. 78, 46) und gemeinsam mit dem Landesgeologen Professor Dr. MICHAEL die geologische Kartierung des Blattes Gleiwitz (G. A. 78, 45) fertigstellen. (Dienstbezirk: Schwientochlowitz-Gleiwitz.)

Geologe Dr. ASSMANN wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Broslawitz (G. A. 78, 33) bewirken. (Dienstbezirk: Broslawitz.)

II. Provinz Posen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird zunächst die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Schwersenz (G. A. 48, 35) beenden und das Blatt Gurtshin (G. A. 48, 40) behufs Neuherausgabe überarbeiten. (Siehe auch Provinz Brandenburg.) (I. Dienstbezirk: Schwersenz, II. Dienstbezirk: Gurtshin.)

Landesgeologe Professor Dr. KÜHN wird während etwa 2 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Posen (G. A. 48, 34) zwecks Neuherausgabe revidieren. (Siehe auch Provinz Schlesien.) (Dienstbezirk: Posen.)

Bezirksgeologe Dr. KORN wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Filehne (G. A. 47, 12) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf das benachbarte Blatt Gr.-Drensen übergehen. (G. A. 47, 6.) (Dienstbezirk: Gr.-Drensen.)

Bezirksgeologe Dr. DAMMER wird in etwa 3 Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme der Blätter Gr.-Gay und Kazmierz (G. A. 48, 32, 26) fertigstellen und alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Ottorowo (G. A. 48, 25) beginnen. (I. Dienstbezirk: Gr.-Gay, II. Dienstbezirk: Ottorowo-Kazmierz.)

Geologe Dr. CRAMER wird nach Fertigstellung des Blattes Zelitz (G. A. 48, 11) die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Usch (G. A. 31, 57) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf das benachbarte Blatt Radolin (G. A. 31, 56) übergehen. (I. Dienstbezirk: Zelitz, II. Dienstbezirk: Usch-Radolin.)

12. Provinz Westpreussen.

(Vacat.)

13. Provinz Ostpreussen.

Landesgeologe Dr. KAUNHOWEN wird zunächst in etwa 4 Monaten die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Königsberg-West (G. A. 18, 13) vollenden und alsdann diejenige von Blatt Ponarth (G. A. 18, 19) beginnen. (Dienstbezirk: Königsberg i. Pr.-Ponarth.)

Bezirksgeologe Dr. KLAUTZSCH wird zunächst die bereits begonnene geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Bladiau (G. A. 17, 29) und diejenige von Blatt Schaaken (G. A. 18, 9) vollenden und alsdann die gleiche Aufnahme von Blatt Schönwalde (G. A. 18, 15) beginnen. (I. Dienstbezirk: Bladiau, II. Dienstbezirk: Schaaken-Schönwalde.)

Bezirksgeologe Dr. TORNAU wird die geologisch-agronomische Aufnahme des nördlichen Teiles von Blatt Medenau (G. A. 17, 18) fertigstellen, alsdann die gleiche Aufnahme von Blatt Mahnsfeld (G. A. 18, 25) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf das benachbarte Blatt Tharau (G. A. 18, 26) übergehen. (I. Dienstbezirk: Medenau, II. Dienstbezirk: Mahnsfeld-Tharau.)

Geologe Dr. HESS v. WICHENDORFF wird die geologisch-agronomische Aufnahme von Blatt Ludwigswalde (G. A. 18, 20) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf das angrenzende Blatt

Tharau (G. A. 18, 26) übergehen. (Dienstbezirk: Ludwigswalde-Tharau.)

Geologe Dr. MEYER wird zunächst in 3 Wochen die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Fischhausen (G. A. 17, 17) vollenden, alsdann die gleiche Aufnahme des Blattes Uderwangen (G. A. 18, 27) bewirken und, falls Zeit bleibt, auf den angrenzenden Teil von Blatt Löwenhagen (G. A. 18, 21) übergehen. (I. Dienstbezirk: Fischhausen, II. Dienstbezirk: Löwenhagen-Uderwangen.)

14. Hohenzollernsche Lande.

Geologe Dr. SCHMIERER wird die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Haigerloch bewirken (G. A. 84, 39) und, falls Zeit bleibt, auf das Blatt Hechingen übergehen (G. A. 84, 40). (Siehe auch Provinz Hannover und Sachsen.) (Dienstbezirk: Haigerloch-Hechingen.)

II. Andere Arbeiten.

1. Wissenschaftlich-geologische Arbeiten.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH wird die Bereisung der Tertiäraufschlüsse in der Provinz Posen fortsetzen.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA wird die Revisionen im Gebiete der Nordhälfte der Gradabteilung 80 zwecks Herausgabe einer Übersichtskarte im Maßstabe 1:200 000 abschließen.

Bezirksgeologe Dr. TIETZE wird die begonnene Untersuchung des Endmoränengebietes von Grünberg nach Westen hin fortsetzen.

Die Bezirksgeologen Dr. SIEGERT und Dr. NAUMANN, sowie der Geologe Dr. PICARD werden die gemeinsamen Begehungen der Saaleterrassen fortsetzen.

Landesgeologe Professor Dr. ZIMMERMANN wird gemeinschaftlich mit dem Geologen Dr. HENKE etwa 2—3 Wochen für vergleichende Studien im Oberdevon am Nord- und Ost-

rande des rheinischen Schiefergebirges, in Thüringen, in Schlesien usw. verwenden.

Geologe Dr. FUCHS wird die Übersichtstouren zwischen Rhein und Wuppergebiet behufs Klärung der stratigraphischen Verhältnisse fortsetzen.

Derselbe wird außerdem Übersichtstouren zwischen Rhein und östlichem Taunus zur Verfolgung der Zone des obersten Hunsrückschiefers ausführen.

Geologe Dr. FLIEGEL wird etwa 14 Tage zum Studium des Diluviums im holländischen Anteil des niederrheinischen Tieflandes zwischen Rhein- und Isselgebiet und außerdem etwa 8 Tage zum Studium des Lösses im Mainzer Becken und am Oberrhein verwenden. Die Höhlenaufschlüsse im rheinischen Schiefergebirge werden von ihm wie bisher verfolgt.

Geologe Dr. QUAAS wird Pliocänstudien am Nordrande der Eifel ausführen.

Landesgeologe Professor Dr. LEPPLA wird etwa 4 Wochen zur Begehung des Vordevons am Südrande des Taunus, Hunsrück, des Hohen Venns und Thüringens, behufs Vergleichung mit dem bereits aufgenommenen Gebiet, verwenden.

Bezirksgeologe Dr. SCHUCHT wird eine Untersuchung über den Verlauf der Urstromtäler im Westen der Weser, zunächst im Gebiet der Hunte und Hase, ausführen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. BODE wird einige Begehungen auf den Blättern Lauterberg, Zorge und Bennekenstein (G. A. 56, 19, 20, 21) zu Vergleichszwecken ausführen. (I. Dienstbezirk: Andreasberg-Zorge, II. Dienstbezirk: Lauterberg, III. Dienstbezirk: Bennekenstein.)

Geologe Dr. GRUPE wird die diluvialen Störungen im südlichen Hannover untersuchen.

Freiwilliger Mitarbeiter Professor Dr. STILLE wird Übersichtsbegehungen in der weiteren Umgebung von Hannover vornehmen.

Bezirksgeologe Dr. VON LINSTOW wird die Kaolinlager-

stätten des östlichen Thüringens untersuchen. (I. Dienstbezirk: Osterfeld-Eisenberg (G. A. 57, 58 und G. A. 71, 4)), II. Dienstbezirk: Steinheid-Neustadt (G. A. 70, 35, 41).)

Geologe Dr. ERDMANNSDÖRFFER wird etwa 4 Wochen auf Untersuchungen der Erzlagerstätte am Rammelsberge verwenden. (Dienstbezirk: Goslar.)

Bezirksgeologe Dr. NAUMANN wird die Werraterrassen zwischen Treffurt und Meiningen begehen.

Geologe Dr. SOENDEROP wird die fossilführenden Aufschlüsse der Diluvialbildungen in der Mark verfolgen.

Bezirksgeologe Dr. MENZEL wird etwa 14 Tage zur stratigraphischen und paläontologischen Untersuchung der spät- und postglazialen Ablagerungen der Mark Brandenburg verwenden.

Landesgeologe Dr. MICHAEL wird Begehungen für die Herstellung einer geologischen Übersichtskarte von Oberschlesien 1:200 000 ausführen.

Bezirksgeologe Dr. TIETZE wird gemeinschaftlich mit dem Geologen Dr. BEHR die Endmoränen von Posen durch Rußland nach Ostpreußen hin verfolgen.

Geologe Dr. BEHR wird das Gebiet zwischen Krotoschin und Kempen untersuchen.

Bezirksgeologe Dr. KORN wird die Endmoränen von Witkowo bis Birnbaum verfolgen.

Geologe Dr. HESS VON WICHDORFF wird die Begehung der Kurischen Nehrung und die Untersuchung des Kurischen Haffs fortsetzen und abschließen.

Landesgeologe Professor Dr. POTONIÉ wird die Untermeer-Moore in Friesland studieren.

2. Instruktionkurse.

Die Geologen Dr. BARTLING und Dr. AHLBURG werden einen Kartierungskursus für Markscheider abhalten.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. JENTZSCH und Bezirksgeologe Dr. WEISSERMEL werden einen praktischen geologischen Kursus für Landwirtschaftslehrer abhalten.

3. Praktisch-geologische Arbeiten.

a) Wasserversorgung.

Die Wasserversorgungsprojekte werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge in der bisherigen Weise ausgeführt.

Landesgeologe Professor Dr. MICHAEL wird die Arbeiten für den Wasser-Ausschuß der Wasserversorgung des oberschlesischen Industriebezirkes weiter fortführen.

Es werden nach Maßgabe der einlaufenden Anträge wie bisher ausgeführt:

- b) Talsperren und Stauanlagen,
- c) Untersuchung von Heilquellen und Abgrenzung von Schutzbezirken,
- d) Kanal- und Wasserbauten,
- e) Eisenbahn- und Tunnelaufschlüsse,
- f) Untersuchung von Domänen und Gütern,

g) Aufnahme der Umgebung von Landwirtschaftsschulen.

Die geologisch-agronomischen Aufnahmen von Lehrfeldern in der Umgebung von Landwirtschaftsschulen werden fortgesetzt, und zwar:

In der Rheinprovinz: Adenau (G. A. 66, 40) Dr. KRAUSE (Dienstbezirk: Adenau), Bonn (G. A. 66, 17) Professor Dr. RAUFF (Dienstbezirk: Bonn).

Westfalen: Lüdinghausen (G. A. 53, 13) Dr. BÄRTLING (Dienstbezirk: Lüdinghausen), Coesfeld-West (G. A. 52, 5) Dr. WUNSTORF (Dienstbezirk: Coesfeld), Warendorf (G. A. 53, 4) Dr. MESTWERDT (Dienstbezirk: Warendorf).

Hannover: Hildesheim (G. A. 41, 52) G. R. Prof. Dr. VON KOENEN und Dr. SCHUCHT (Dienstbezirk: Hildesheim), Iburg (G. A. 39, 53) Dr. MEYER (Dienstbezirk: Iburg), Quakenbrück (G. A. 39, 22) Dr. TIETZE (Dienstbezirk: Quakenbrück), Hameln (G. A. 41, 49) Dr. GRUPE (Dienstbezirk: Hameln), Bremervörde (G. A. 23, 35) Dr. SCHUCHT (Dienstbezirk: Bremervörde).

Sachsen: Quedlinburg (G. A. 56, 17) G. R. Prof. Dr. SCHROEDER (Dienstbezirk: Quedlinburg).

Schlesien: Oppeln-Proskau (G. A. 77, 22, 28) Professor Dr. MICHAEL und Dr. QUITZOW (Dienstbezirk: Oppeln-Proskau).

Westpreußen: Schlochau (G. A. 32, 19) Dr. MENZEL (Dienstbezirk: Schlochau), Marienburg (G. A. 16, 59) Dr. SOENDEROP (Dienstbezirk: Marienburg).

Ostpreußen: Neidenburg (G. A. 35, 37) Dr. TORNAU (Dienstbezirk: Neidenburg), Oletzko (G. A. 20, 56) Dr. KAUNHOWEN (Dienstbezirk: Oletzko), Preußisch-Holland (G. A. 17, 56), Dr. KLAUTZSCH (Dienstbezirk: Preußisch-Holland).

h) Bergwirtschaftliche und technische Untersuchungen.

Landesgeologe Geheimer Bergrat Professor Dr. KEILHACK wird die Vorarbeiten für die Monographie der Niederlausitzer Braunkohlen fortsetzen.

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF wird einige Wochen auf vergleichende Carbonstudien in Belgien und Holland verwenden.

Geologe Dr. AHLBURG wird die bergwirtschaftlich-geologische Aufnahme des Lahneisenerzbezirkes fortführen. (I. Dienstbezirk: Wetzlar-Braunfels, II. Dienstbezirk: Merenberg-Weilburg.)

Geologe Dr. STOLLER wird die Aufschlüsse im Erdölgebiet Wietze-Steinförde und Hänigsen-Obershagen verfolgen. (I. Dienstbezirk: Wietze, II. Dienstbezirk: Hänigsen.)

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF und Geologe Dr. BARTLING werden die Bearbeitung der westfälischen Flözkarte 1:25 000 fortsetzen und die Untersuchung der neuen Grubenaufschlüsse im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk (rechtsrheinisch) wie bisher vornehmen.

Geologe Dr. QUITZOW wird die Bearbeitung der ober-schlesischen Flöz- und Lagerstättenkarte 1:25 000 fortsetzen.

4. Verfolgung und Bearbeitung von Bohraufschlüssen

wird wie bisher erfolgen; auch wird eine Anzahl Bohrungen in wissenschaftlichem Interesse mit dem eigenen Bohrapparat ausgeführt werden; außerdem wird

Bezirksgeologe Dr. WUNSTORF die linksrheinischen Bohr- und Schachtaufschlüsse verfolgen.

Ferner sind sämtliche Geologen angewiesen, die Bohraufschlüsse der Tiefbohrungen in ihren Gebieten und falls erforderlich in den Nachbargebieten zu verfolgen.

Personal-Bestand
der Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt
am 31. Dezember 1910.

a) Direktor.

F. BEYSLAG, Dr. phil., Professor, Geheimer Bergrat, Dozent an der Bergakademie, Stellvertretender Vorsitzender der Prüfungskommission für Bergreferendare.

b) Abteilungsdirigenten.

1. F. WAHNSCHAFFE, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dirigent der Abteilung für Flachlandsaufnahmen, Dozent an der Universität.
2. P. KRUSCH, Dr. phil., Professor, Abteilungsdirigent für die geologischen Aufnahmen im Gebirgslande, Dozent an der Bergakademie.

c) Landesgeologen.

1. E. DATHE, Dr. phil., Geh. Bergrat.
2. K. KEILHACK, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat, Dozent an der Bergakademie.
3. H. SCHROEDER, Dr. phil., Professor.
4. A. JENTZSCH, Dr. phil., Professor, Geh. Bergrat.
5. E. ZIMMERMANN, Dr. phil., Professor.
6. A. LEPPLA, Dr. phil., Professor.
7. H. POTONIÉ, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie, Privatdozent an der Universität.
8. A. DENCKMANN, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.

9. C. GAGEL, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
10. B. KÜHN, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
11. R. MICHAEL, Dr. phil., Professor, Dozent an der Bergakademie.
12. P. G. KRAUSE, Dr. phil.
13. FR. KAUNHOWEN, Dr. phil.
14. W. WOLFF, Dr. phil.

d) Sammlungs-Kustoden.

1. O. EBERDT, Dr. phil., Bibliotheksvorsteher.
2. J. BOEHM, Dr. phil., Professor.
3. O. SCHNEIDER, Dr. phil.

e) Bezirksgeologen.

1. L. SCHULTE, Dr. phil.
2. J. KORN, Dr. phil.
3. A. KLAUTZSCH, Dr. phil.
4. W. WEISSERMEL, Dr. phil., Redakteur des Jahrbuchs, Privatdozent an der Bergakademie.
5. O. VON LINSTOW, Dr. phil.
6. W. KOERT, Dr. phil.
7. O. TIETZE, Dr. phil.
8. W. WUNSTORF, Dr. phil.
9. L. SIEGERT, Dr. phil.
10. E. NAUMANN, Dr. phil.
11. F. SCHUCHT, Dr. phil.
12. H. MENZEL, Dr. phil.
13. L. FINCKH, Dr. phil.
14. F. WIEGERS, Dr. phil.
15. B. DAMMER, Dr. phil.
16. F. TORNAU, Dr. phil.

f) Außeretatmäßige Geologen.

1. G. FLIEGEL, Dr. phil.
2. O. H. ERDMANNSDÖRFFER, Dr. phil.
3. H. HESS VON WICHENDORFF, Dr. phil.
4. J. STOLLER, Dr. rer. nat.

5. F. SOENDEROP, Dr. phil.
6. E. PICARD, Dr. phil.
7. A. QUAAS, Dr. phil.
8. J. BEHR, Dr. phil.
9. A. FUCHS, Dr. phil.
10. TH. SCHMIERER, Dr. rer. nat.
11. O. GRUPE, Dr. phil.
12. E. MEYER, Dr. phil.
13. G. BERG, Dr. phil.
14. E. HARBORT, Dr. phil., Privatdozent an der Bergakademie.
15. R. BÄRTLING, Dr. phil.
16. J. SCHLUNCK, Dr. phil.
17. A. MESTWERDT, Dr. phil.
18. W. QUITZOW, Dr. phil.
19. J. AHLBURG, Dr. phil.
20. E. SCHMIDT, Dr. phil.
21. W. HENKE, Dr. phil.
22. R. CRAMER, Dr. phil.
23. E. HAARMANN, Dr. phil.
24. P. ASSMANN, Dr. phil.
25. O. BARSCH, Dr. phil.

g) Zur Beschäftigung überwiesen.

1. F. SCHÜNEMANN, Bergassessor.
2. BÖKER, Bergassessor.
3. HOFFMANN, Bergassessor.
4. BAUMANN, Bergassessor.
5. SEIDL, Bergassessor.
6. FLEGEL, Dr., Bergassessor.

h) Sonstige wissenschaftliche Hülfсарbeiter.

1. W. GOTHAN, Dr. phil., Hülfсарbeiter in der paläobotanischen Sammlung.
2. P. DIENST, Bergreferendar, Assistent am geologischen Landesmuseum.

i) Teilnehmer a. d. geologischen Aufnahmearbeiten.

I. Etatsmäßige Professoren der Bergakademie.

1. R. SCHEIBE, Dr. phil., Professor, Lehrer der Mineralogie an der Bergakademie.
2. H. RAUFF, Dr. phil., Professor, Lehrer der Geologie und Paläontologie an der Bergakademie.

II. Freiwillige auswärtige Mitarbeiter.

1. A. VON KOENEN, Dr. phil., Geheimer Bergrat, Ordentl. Professor an der Universität in Göttingen.
2. E. KAYSER, Dr. phil., Ordentl. Professor an der Universität in Marburg.
3. E. HOLZAPFEL, Dr. phil., Ordentl. Professor an der Universität in Straßburg.
4. E. VON SEYFRIED, Dr. phil., Major a. D., Wiesbaden.
5. G. GÜRICH, Dr. phil., Professor, Privatdozent an der Universität in Breslau.
6. M. BLANCKENHORN, Dr. phil., Privatdozent an der Universität Erlangen, Halensee bei Berlin.
7. E. KAISER, Dr. phil., Professor a. d. Universität in Gießen.
8. H. STILLE, Dr. phil., Professor an der Technischen Hochschule zu Hannover.
9. A. BODE, Dr. phil., Professor an der Bergakademie in Clausthal.

k) Laboratorium für Gesteins- und Mineralanalyse.

1. Dirigent: A. STAVENHAGEN, Dr. phil., Etatsmäßiger Professor für Chemie und Dirigent des chemischen Laboratoriums an der Bergakademie.
2. Chemiker: K. KLÜSS, Dr. phil.
3. A. EYME, Dr. phil.

l) Laboratorium für Bodenuntersuchung.

1. Vorsteher: R. GANS, Dr. phil., Professor.
2. Chemiker: R. WACHE, Dr. phil.
3. A. BÖHM, Dr. phil.
4. H. PFEIFFER, Dr. phil.
5. K. MUENK, Dr. phil.
6. B. REINHOLD, Dr. phil.

m) Vertriebsstelle.

1. Verwalter: O. HOFFMANN, Sekretär.
2. M. SCHRÖTER, Gehülfin.

n) Bibliothek.

1. Vorsteher: O. EBERDT, Dr. phil., s. o.
2. CH. WOHLERMANN, Gehülfin.
3. G. BAENSCH, Gehülfin.
4. H. TUEBBEN, Gehülfin.

o) Topograph.

1. F. GRAEF.

p) Verwaltungsbureau.

1. H. LAUENROTH, Sekretär, z. Z. mit der Kassenführung beauftragt.
2. F. BALDES, Sekretär, Vorsteher.
3. C. SANDECK, Sekretär.
4. E. KLEIN, Sekretär.
5. P. STROHM, Bergdiätar.
6. M. BRONDER, Bergdiätar.
7. A. BAUER, Bergdiätar.
8. W. KIRST, »
9. C. SCHROEDER, Kanzlist.
10. E. BARTZ, »
11. A. WIEDEWALD, Kanzleidiätar.

q) Zeichnerbureau für wissenschaftliche Veröffentlichungen.

1. M. PÜTZ, etatsmäßiger Zeichner, Vorsteher.
2. G. HOFFMANN, etatsmäßiger Zeichner.
3. C. TÖBBICKE, Hilfszeichner.

r) Zeichnerbureau für Gebirgslandsaufnahmen.

1. C. BOENECKE, Rechnungsrat, Vorsteher.
2. J. NOWACK, etatsmäßiger Zeichner.
3. P. GEYER I, » »
4. E. YOUNG, Zeichnerdiätar.

5. F. KUHNE, Zeichnerdiätar.
6. E. BREITKOPF, »
7. W. SCHWARZ, »
8. E. GEYER II, »
9. C. WAGEMANN, Zeichneranwärter.
10. R. FIEDLER, »
11. F. GÜNTHER, »

s) Zeichnerbureau für Flachlandsaufnahmen.

1. TH. WÖLFER, Dr. phil., Verwaltungsbeamter (Oberlandmesser), Vorsteher.
2. F. SANGE, etatsmäßiger Zeichner.
3. A. LEHMANN, » »
4. G. LINKE, » »
5. P. ROTHE, » »
6. W. REINKE, » »

t) Bohrmeister.

1. P. SCHREIBER.

u) Stenographin.

1. B. RUTSCHMANN.

v) Unterbeamtenpersonal.

α) Etatsmäßig.

1. NEUBAUER, Präparator.
2. SIEBERT, Bibliotheksdienner.
3. KRETSCHMANN, Bureaudiener.
4. EBELING, Bibliotheksdienner.
5. BARHEINE, Bureaudiener.
6. GOLZ, Bureaudiener.
7. BECKER, Bureaudiener.
8. KRÜGER, Sammlungsdiener.
9. DOMBROWSKI, Drucker.
10. ECKSTEIN, Laboratoriumsdienner.

β) Außeretatsmäßig.

11. WÜNSCHE, Hilfsdiener.
12. SCHOLZ, »
13. FINKENSTEIN, »

14. INGBER, Hülfswdiener.
15. JENSCH, »
16. PINKE, »
17. HELLER, »
18. RUHRIG, »
19. TROSCHEKE »
20. WEHNER »

Korrespondenten der Königl. Geologischen Landesanstalt

am 31. Dezember 1910.

Rheinprovinz und Fürstentum Birkenfeld.

1. Dr. O. FOLLMANN, Oberlehrer, Koblenz.
2. Dr. GEISENHEYNER, Professor, Kreuznach.
3. ALEXANDER HAHN, Idar (Fürstentum Birkenfeld).
4. Dr. MÄDGE, Professor, Elberfeld.
5. Dr. FRANZ WINTERFELD, Oberlehrer, Mülheim a. Rhein.
6. LIESER, Rektor, Remscheid-Stachelhausen.
7. Dr. A. SCHLICKUM, Oberlehrer, Cöln.
8. SPRIESTERSBACH, Mittelschullehrer, Remscheid.
9. Dr. WALDSCHMIDT, Professor, Elberfeld.
10. KARL KOLLBACH, Schulrat, Remagen.
11. SCHMITZ, Steuerinspektor, Münstereifel.
12. KOCH, Bergwerksdirektor, Neviges.
13. Dr. FRITZ GOLDENBERG, Lennep (Rhld.).
14. CURT GREIB, Oberlehrer, Kreuznach.
15. Dr. WOLF, Landrichter, Elberfeld.

Provinz Westfalen.

16. Dr. W. NORMANN, Herford.
17. Dr. med. TORLEY, Arzt, Iserlohn.
18. ERNST ZIMMERMANN, Lehrer, Schwelm i. W.
19. MENTZEL, Bergassessor, Bochum.
20. Dr. med. SCHUPMANN, Direktor des Provinzial-Landarmen-
und Krankenhauses, Geseke.
21. Dr. NEUMANN, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Her-
ford.

22. Dr. med. BARUCH, Arzt, Paderborn, Friedrichstr. 39.
23. Dr. SCHRADER, Oberlehrer, Paderborn.
24. H. QUANTZ, Oberlehrer, Gronau i. W.
25. Dr. KLUTH, Oberlehrer, Höxter.
26. A. FRANKE, Ordentl. Lehrer an der Höheren Mädchenschule,
Dortmund, Junggesellenstr. 18.
27. Dr. EDM. LIEBETRAU, Oberlehrer, Essen.

Provinz Hessen-Nassau.

28. O. KLEIM, Lehrer, Cassel.
29. MÖBUS, Grubenverwalter, Oberscheld b. Dillenburg.
30. Dr. PAGENSTECHE, Geheimer Sanitätsrat, Wiesbaden.
31. SCHWALM, Lehrer, Obergrenzebach (Kr. Ziegenhain).
32. Dr. A. STAMM, Oberlehrer, Hersfeld.
33. WEBER, Pfarrer, Wahlershausen (Wilhelmshöhe) bei Cassel.
34. GEORG, Steuerinspektor, Hamberg (Bez. Kassel).
35. KARL FISCHER, Ingenieur, Frankfurt a. M., Friedrichstr. 47.
36. JOSEPH VONDERAU, Hauptlehrer, Fulda.

Provinz Hannover.

37. Dr. W. FRICKE, Professor, Emden.
38. BATTERMANN, Stadt-Kämmerer, Springe a. D.
39. GRAVENHORST, Baurat, Stade.
40. W. RITTERHAUS, Bergwerksdirektor a. D., Goslar.
41. SACHSE, Bergrat, Lüneburg.
42. HERMANN BRANDES, Rentner, Hoheneggelsen Nr. 235.
43. Dr. phil. et med. HAMM, Osnabrück.
44. Dr. KANZLER, Sanitätsrat, Solbad Rothenfelde.
45. W. BERGMANN, Berginspektor, Gr. Ilsede.
46. SCHRÖDER, Bergwerksdirektor, Volpriehausen.
47. BRANDT, Ökonomierat, Direktor der landwirtschaftlichen
Winterschule, Neustadt a. R.
48. Dr. WERMETER, Direktor, Hildesheim.
49. BECKERT, Vorsteher der Moorversuchsstation, Aurich.
50. THÜRNAU, Regierungsbaumeister, Minden.
51. Dr. med. TER BEEK, Emden.
52. W. DUNKMANN, Oberlehrer, Professor, Aurich.

Oldenburg, Braunschweig und Lippe.

53. Dr. BÖDIGE, Professor, Osnabrück.
54. Professor Dr. BALLERSTEDT, Bückeberg.
55. BODE, Landgerichtsdirektor, Braunschweig.
56. W. KÜHNE, Blankenburg.
57. SCHLUTTER, Lehrer, Bremke in Braunschweig.
58. CRUSE, Apotheker, Halle in Braunschweig.
59. Dr. A. WOLLEMANN, Oberlehrer, Braunschweig.
60. E. HEUSSER, Grubendirektor, Eschershaus bei Vorwohle.
61. Dr. F. BRACKEBUSCH, Rektor, Gandersheim.
62. W. SCHWARZNAUER, Kaliwerksdirektor in Helmstedt.
63. P. KAHLE, Stadtgeometer, Braunschweig.

Schleswig-Holstein und Lübeck.

64. Dr. FRIEDRICH, Professor, Lübeck.
65. Dr. R. STRUCK, Lübeck.
66. Dr. SONDER, Apothekenbesitzer, Oldesloe.
67. KÖNIG, Oberlehrer a. d. Landwirtschaftsschule, Flensburg.
68. TH. ENGELBRECHT, Gutsbesitzer, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Obendeich b. Glückstadt.
69. G. KRETSCHMANN, Lehrer, Bramfeld bei Hamburg.
70. H. PHILLIPSEN, Lehrer a. D., Flensburg.

Provinz Sachsen.

71. Dr. FRANKE, Professor, Schleusingen.
72. HERMANN GUTBIER, Stadtarchivar, Langensalza.
73. Dr. W. HALBFASS, Professor, Neuahaldensleben.
74. KOCH, Oberförster, Wernigerode a. Harz.
75. Dr. KUBIERSCHKY, Direktor am Kaliwerk, Aschersleben.
76. JOHANNES MAAK, Hofapotheker, Halberstadt.
77. Dr. med. O. RIEDEL, Bitterfeld.
78. BODENSTAB, Apothekenbesitzer, Neuahaldensleben.
79. Dr. LUDWIG HENKEL, Professor, Schulpforta.
80. NAUMANN, Superintendent, Eckartsberga.
81. Dr. WILLY WOLTERS DORFF, Custos am Naturhistor. Museum, Magdeburg.

82. Dr. MERTENS, Oberlehrer, Magdeburg.
83. MERKEL, Bergwerksdirektor, Heldrungen.
84. Dr. SCHNELL, Oberlehrer, Mühlhausen.
85. GRÄSSNER, Bergwerksdirektor und Bergrat, Staßfurt.
86. Dr. med. H. HAHNE, Magdeburg.
87. Dr. SCHMERBITZ, Freiburg a. Unstrut.
88. KONRAD ZEHLIN, Apotheker, Salzwedel.
89. CARL ELLER, Apothekenbesitzer, Kernberg, Bez. Halle.
90. E. TROGER, Zahnarzt, Halberstadt.

Thüringische Staaten.

91. ALFRED AUERBACH, Rektor, Verwalter des städt. Museums,
Gera.
92. Dr. L. G. BORNEMANN, Eisenach.
93. Dr. F. LUDWIG, Hofrat, Professor, Greiz.
94. HEINRICH FRIEDR. SCHÄFER, Bankbeamter, Gotha.
95. ERWIN HARTENSTEIN, Professor, Schleiz.
96. Dr. KARL KOLESCH, Professor, Jena.
97. Dr. PAUL MICHAEL, Professor, Weimar.
98. TRAU. MÖBIUS, Bergwerksbetriebsleiter, Gr. Kamsdorf b.
Unterwellenborn.
99. E. LUX, Cantor, Ohrdruf.
100. BÖHNISCH, Gewerberat, Altenburg.
101. AMENDE, Oberlehrer, Altenburg.
102. R. WAGNER, Oberlehrer, Zwätzen bei Jena.
103. Dr. FISCHER, Stabsarzt a. D., Veste Coburg.
104. RATHING, Apotheker in Leutenberg.
105. VOLLHARDT, Bergrat in Lehesten (Sachsen-Meiningen).
106. A. LANGENHAN in Friedrichroda.
107. Dr. K. LÖSCHER, Professor, Gera.

Anhalt.

108. O. MERKEL, Steinbruchsbesitzer, Bernburg.
109. Dr. STRÖSE, Professor, Dessau.
110. IRMER, Oberförster, Serno.
111. HUTH, Steuerrat, Dessau.

Provinz Brandenburg.

112. BERNHARDI, Rittergutsbesitzer auf Crummendorf b. Züllichau.
113. Dr. EUGEN HÖHNEMANN, Oberlehrer, Landsberg a. W.
114. K. JENNING, Lehrer, Wittenberge (Reg.-Bezirk Potsdam).
115. KEILHACK, Kreisbaumeister, Belzig.
116. M. KLITKE, Kustos des naturw. Vereins Frankfurt a. O.
117. Dr. RÖDEL, Professor, Frankfurt a. O.
118. SCHÜLKE, Obersteiger, Liebenow (Kr. Landsberg).
119. OSKAR RAAB, Chemiker, Berlin SW., Mariendorferstr. 8.
120. THEODOR SCHULTKE, Lehrer, Schöneberg.
121. SCHEER, Hauptlehrer in Alt-Glienicke i. d. Mark.
122. Dr. NICKEL, Oberlehrer, Frankfurt a. O.
123. Dr. H. JENTSCH, Professor, Guben.
124. DOMNICK, Pfarrer, Pfaffendorf.

Provinz Pommern.

125. HOYER, Direktor der Landwirtschaftlichen Winterschule Demmin.
126. Dr. PAUL LEHMANN, Gymnasialdirektor, Stettin.
127. Dr. MATHIAS, Professor, Oberlehrer, Schlawe.
128. Dr. AUG. SCHMIDT, Oberlehrer, Lauenburg i. Pommern.
129. Dr. GERLACH, Rektor, Lauenburg i. P.
130. JULIUS LOTH, Kaufmann, Cöslin.
131. JOH. SCHMIDT, Pfarrer, Ketzin (Havel).

Provinz Schlesien.

132. MAX GRUNDEY, Königl. Landmesser, Kattowitz.
133. GÄBLER, Oberbergamtsmarkscheider a. D., Breslau.
134. MENDE, Stadtrat, Schmiedeberg.
135. VINCENZ v. PRONDZINSKI, Groschowitz b. Oppelu.
136. FRANZ BARTONEC, Bergat in Siersza, Post Trzebinia (Galizien).
137. Dr. G. MEYER, Professor, Görlitz.
138. THÉREMIN, Direktor der Landw. Winterschule, Sprottau.
139. Dr. FOERSTER, Professor, Gr. Strehlitz.
140. Dr. DZIALAS, Direktor der landwirtschaftl. Winterschule, Treptow a. R.

Provinz Posen.

141. Dr. NANKE, Oberlehrer, Professor, Samter.
142. Dr. ZERBST, Professor, Schneidemühl.
143. Dr. PFUHL, Professor, Posen.
144. FREYSTEDT, Landesbauinspektor, Posen.
145. Dr. SCHÜTZE, Oberlehrer, Posen.

Provinz Westpreussen.

146. v. BROEN, Apothekenbesitzer, Gosslershausen.
147. HANS HENNIG, Professor, Graudenz.
148. Dr. KÄMPFE, Kreisarzt, Medizinalrat, Carthaus.
149. HANS PREUSS, Lehrer, Danzig.
150. Dr. SELIGO, Oberfischmeister, Geschäftsführer des Westpr. Fischereivereins, Danzig.
151. Dr. SEMRAU, Oberlehrer, Vorsitzender des Copernikus-Vereins, Thorn.
152. SCHOLZ, Oberlandesgerichtssekretär, Marienwerder.
153. E. WEISSERMEL, Rittergutsbesitzer, Gr.-Kruschin (Kr. Strasburg, Westpr.).
154. F. WEISSERMEL, Regierungsrat und Spezialkommissar, Mitglied des Hauses der Abgeordneten, Konitz.
155. MATHES, Hauptmann und Kompagniechef im Inf.-Regiment Nr. 141, Graudenz.
156. HENSEL, Rektor, Strasburg (Westpreußen).
157. GOERKE, Rektor, Flatow.
158. Dr. med. PAUL SPEISER, Kreisassistentenarzt in Sierakowitz.

Provinz Ostpreussen.

159. Dr. J. ABROMEIT, Professor, Königsberg i. Pr.
160. Dr. FRITSCH, Oberlehrer, Professor, Königsberg i. Pr.
161. Dr. med. RICHARD HILBERT, Sanitätsrat, Sensburg.
162. Dr. G. KLIEN, Professor, Dirigent der landwirtschaftlichen Versuchsstation, Königsberg Pr.
163. W. KRÜGER, Professor, Tilsit.
164. Dr. MÜLLER, Professor, Gumbinnen.
165. MUNTAU, Landgerichtsdirektor, Allenstein.

166. OLSZEWSKI, Professor a. d. Landwirtschaftsschule, Heiligenbeil.
167. Dr. PIEPER, Professor, Gumbinnen.
168. HUGO SCHEU, Rittergutsbesitzer, Ökonomierat, Adl. Heydekrug b. Heydekrug.
169. SCOTT, Landschaftsrat, Gronden b. Angerburg.
170. Dr. STORP, Königl. Forstmeister, Schnecken, Ostpr.
171. VOGEL, Professor, Königsberg i. Pr.
172. Dr. ZWECK, Professor, Oberlehrer, Königsberg i. Pr.
173. v. PERBANDT, Landrat, Bischofsburg.
174. Dr. med. v. PETRIKOWSKI, Kreisarzt, Ortelsburg.
175. H. SILOMON, Apothekenbesitzer, Bischofstein.



Sach-Register.

(Die Fossilnamen sind *cursiv* gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind **fett** gedruckt.)

| | Seite | Seite |
|--|---------------|--|
| A. | | |
| Abrasion des Zechsteinmeeres | 290 | Allertal 538, 540, 544, 547 |
| Abrasionsfläche, rotliegende | 290 | Alluviale Säugetierreste in Pommern 571 |
| Absonderung des Basalts der Rhön | 311 | Alluvionen des Radüetales 573 |
| » » » bei War- burg | 392 | » » Schwarzbachtales 573 |
| »Achsen« | 378 | Alluvium am Frischen Haff 630 |
| »Achse« | 406 | » bei Helmstedt 548 |
| <i>Acondylacanthus gracilis</i> Taf. 6, Fig. 22 | 163 | » des Kurischen Haffs 629 |
| <i>Actinocamax quadratus</i> | 536, 537 | » bei Warburg 389 |
| <i>Actinocrinus triacontadactylus</i> | 134 | <i>Alnus incana</i> 123 |
| <i>Aegoceras bifer</i> | 489 | <i>Alnus</i> sp. 98, 121, 363, 610 |
| » » <i>annulosus</i> | 489 | <i>Alnus viridis</i> 123, 363 |
| » » <i>brevispina</i> | 486, 491 | <i>Alsinaceae</i> 122 |
| » » <i>capricornu</i> | 492, 531 | Aldiluviale Moorschicht 203 |
| » » <i>planicosta</i> | 386, 488, 490 | Aldiluvialer Ton bei Hamburg 501 |
| » » <i>ziphus</i> | 488, 490 | Altglaziale Täler in Schlesien 577 |
| Ältere Braunkohlenformation bei Bitterfeld | 554 | Altpliocäne Schotter der Weser 486 |
| Älteres Diluvium in Schlesien | 607 | Alttertiäre Einebnungsfläche 290 |
| » » » Südhannover | 51 | » Landoberfläche 290 |
| » » Interglazial | 250 | Amaltheentone bei Polle a. W. 493 |
| Ältestes Glazial bei Hamburg | 501 | <i>Amaltheus costatus</i> 493 |
| Älteste Grundmoräne bei Hamburg | 501 | » <i>margaritatus</i> 493, 531 |
| » » » Ummen- dorf | 545 | <i>Ammonites angulatus</i> (vgl. auch un- ter <i>Schlotheimia</i>) 426 |
| Ästuarium, carbonisches | 159 | » <i>raricostatus</i> 530 |
| <i>Aganides sulcatus</i> | 457 | Amphibolit, diopsidführender des Riesengebirges 590, 592 |
| <i>Alectryonia greyaria</i> | 534 | Ancylus-Periode in Posen 612 |
| Algonkium am Tannus | 462 | Andesin in Basalt 328 |
| | | Andesitischer Phonolith 311 |
| | | Angulatenschichten 423 |

| | Seite | | Seite |
|---|---------------|--|---------------|
| <i>Betula nana</i> | 121 | Braunkohlensphärosiderite, Pflanzenreste in —n | 42 |
| Bifer-Schichten (Polle a. W.) | 489 | Brackwassermuscheln im Carbon | 159 |
| Bimssteinsand in Nassau | 476 | Briesener Strugga | 613 |
| Biotit in Basalt. | 318, 322 | Brückelschiefer | 565 |
| <i>Bison prisus</i> | 608 | Bryozoensande | 250 |
| <i>Bithynia tantaculata</i> | 550, 608 | Bunte Tone des Unteren Lias | 539 |
| Blasenschiefer | 563 | Buntkupfer | 292 |
| »Blau Erde« | 618 | Buntkupfer im Zechsteinkonglomerat | 277 |
| »Blauwacken« | 591 | Buntsandstein, Brauneisenstein im | 440 |
| Bleiglanz im Zechsteinkonglomerat | 277 | » , Hauptkonglomerat des —s | 442 |
| Blenser Graben | 449 | » , Schaleneisenstein | 440 |
| Blockwall im oberen Moseltal | 352 | » der Eifel. | 437, 438 |
| Bober-Katzbach-Gebirge | 588 | » auf Helgoland | 504 |
| Bobertal | 577, 596 | » bei Helmstedt 509, 510, 511 | 511 |
| Bohrung Czuchow | 1 | » in der Rhön 299, 477 | 477 |
| » Sandersdorf | 554 | » des Thüringer Waldes | 556 |
| Bohrungen Berlin | 32 | Buntsandsteinschutt, diluvialer | 61 |
| » in Schleswig-Holstein 212, 216, 222, 223, 224, 225, 226, 226—236, 244 | 212, 236, 244 | <i>Bupleurum tenuissimum</i> | 26 |
| Bonebed im Rät | 425 | | |
| <i>Bos primigenius</i> | 571 | C. | |
| Brauneisen des Culms | 576 | <i>Calamites</i> | 490 |
| Brauneisenstein im Buntsandstein | 440 | Calamiten des Culm | 583 |
| Braunkohle, pliocäne | 433 | Caledonische Faltung | 589 |
| » , Spateisen in Taf. 2, Fig. 1 | 40 | Cambrium am Taunus | 462 |
| » , Sphärosiderite in Taf. 2, Fig. 1 | 40 | <i>Capitosaurus</i> | 504 |
| » , Wurzeln in | 43 | Capricornerschichten (Polle a. W.) | 491 |
| Braunkohlen, schleswig-holsteinische | 433 | <i>Carabidae</i> sp. Taf. 5, Fig. 7, 8—11 | 119 |
| Braunkohlenbecken, Helmstedter | 538 | Carbon, Brackwassermuscheln im | 159 |
| Braunkohlenflöze, Entstehung der aus Waldmooren | 44 | » bei Bitterfeld | 554 |
| Braunkohlenformation, ältere bei Bitterfeld | 554 | » in Oberschlesien Taf. 6 | 129 |
| » , subsudetische bei Bitterfeld | 555 | » , Grenze zwischen Ober- und Unter- | 160 |
| » , untermiocäne auf Bl. Hamburg | 500 | <i>Carbonicula ovalis</i> Taf. 6, Fig. 2 | 139 |
| » , unteroligocäne | 539 | <i>Cardinia concinna</i> | 528 |
| Braukohlenquarzit bei Warburg | 388 | » <i>Listeri</i> | 423 |
| | | » <i>trigona</i> | 426 |
| | | Cardinienschichten | 423 |
| | | <i>Cardita latesulcata</i> | 542 |
| | | <i>Cardium cingulatum</i> | 492 |
| | | » <i>concinnum</i> | 488 |
| | | » <i>edule</i> | 205, 221, 503 |

| | Seite | | Seite |
|---|---------------|---|-----------------|
| <i>Cardium multicoatum</i> | 492, 493 | Culm in Schlesien | 574 |
| <i>Carex filiformis</i> | 121 | Culmgesteine, Rotfärbung der | 585 |
| <i>Carpinus</i> | 610 | Culmische Landoberfläche | 582 |
| <i>Carychium minimum</i> | 550 | <i>Cyathocrinus pinnatus</i> | 134 |
| <i>Cenococcum geophilum</i> | 203 | » <i>ramosus</i> | 560 |
| Cenomane von Lüneburg | 499 | <i>Cycadopteris</i> | 576 |
| <i>Ceratites nodosus</i> | 307, 385, 516 | Cypridinschiefer in Nassau | 472, 473 |
| <i>Cerithium etalense</i> | 526, 528 | <i>Cyprina islandica</i> | 205, 221 |
| Chabasit in Phonolith | 310 | Cyprinentone bei Lübeck | 192 |
| <i>Chara</i> | 88, 98 | <i>Cyrena</i> sp. | 493 |
| Cheiloceras-Schichten | 457 | <i>Cythere nuciformis</i> | 294 |
| <i>Chemnitzia abbreviata</i> | 534 | » <i>Richteriana</i> | 294 |
| Chirotheriumsandstein bei Helmstedt | 511 | » <i>tyronica</i> | 294 |
| Chloritische Schiefer des Riesengebirges | 592 | D. | |
| <i>Chonetes Hardrensis</i> | 134 | <i>Dactyloceras commune</i> | 531 |
| » <i>Laguessiana</i> | 136 | » Dau | 498 |
| » <i>perlata</i> | 136 | Deckenschotter in den Vogesen | 365 |
| <i>Cidaris florigemma</i> | 534 | Deckton, fossilführend | 95 |
| <i>Cionella lubrica</i> | 550 | » bei Königsberg i. Pr. | 631 |
| <i>Cladodus striatus</i> Taf. 6, Fig. 18 | 155 | » in Ostpreußen | 82, 106 |
| Clotildenschicht | 259 | <i>Dentalium etalense</i> | 526, 528 |
| <i>Clymenia</i> sp. | 457 | » <i>Speieri</i> | 294 |
| Coelestin bei Lüneburg | 499 | Devon in Nassau | 465 |
| <i>Coenothyris vulgaris</i> (vgl. auch unter <i>Terebratula</i>) | 515 | Diagonalschichtung (vergl. auch unter Diskordante Parallelstruktur) | |
| <i>Conulus fulvus</i> | 549 | Diagonalschichtung im Zechsteinkonglomerat | 289 |
| Cordieritgneise des Riesengebirges | 590 | Diatomeen, interglaziale | 610 |
| <i>Coroniceras bisulcatum</i> | 529 | <i>Dictyophyllum exile</i> | 524 |
| » <i>Gmündense</i> | 529 | <i>Dielasma elongata</i> | 279, 280 |
| <i>Cosmoceras</i> cf. <i>Jason</i> | 532 | Diluvialer Buntsandsteinschutt | 61 |
| <i>Crenipecten tenuidentatus</i> Taf. 6, Fig. 8 | 145 | Diluviale Dreikanter | 617 |
| Crinoiden aus Carbon (Schlesien) | 133 | » Fauna bei Lübeck | 192 |
| <i>Cucullaea Münsteri</i> | 492, 493 | » r Ililssandsteinschutt | 62 |
| » <i>subdecussata</i> | 532 | » Kalk | 89, 97, 99, 100 |
| <i>Curculionidae</i> sp. Taf. 5, Fig. 12, 13 | 120 | » s Moos | 98, 124 |
| Culm | 129 | » Schotter der Diemel | 389 |
| » , diskordante Parallelstruktur im | 581 | » Seekreide | 87, 89, 98 |
| » , Eruptivgesteine im | 586 | » Störung bei Metz | 367 |
| » bei Goslar | 494 | » Störungen des Neuwieder Beckens | 369 |
| » in Nassau | 475 | » r Tertiärschutt | 62 |
| » im Riesengebirge | 580, 584 | » Tone bei Lübeck | 174 |
| » in Oberschlesien | 161 | » r Torf | 88, 97, 98, 100 |

| | Seite | | Seite |
|--|----------|--|---------------|
| Diluvium, interglazial verwittertes | 198 | Dolomit im Kohlenkeuper . . . | 385 |
| Taf. 7—8 . . . | 194 | » e des Mittleren Muschel- | |
| » interstadial Taf. 3—5 . . . | 81 | kalks | 305 |
| » Stauchungserscheinun- | | » des Rôts | 380 |
| gen im Fig. 1—10. . . | 66 | » des Zechsteins | 562 |
| » bei Essen | 453 | -knollen in Kohlen . . . | 38 |
| » bei Hamburg | 505 | <i>Donacia</i> | 610 |
| » in Hannover | 51 | Dreikanter, diluviale | 607 |
| » des (nordöstlichen) | | » im Oberrotliegenden | |
| Harzrandes | 551 | Taf. 10 | 257 |
| » bei Helmstedt | 543 | » im Rotliegenden | 559 |
| » » Itzehoe Fig. 1—10 . . . | 66 | » » Zechsteinkonglo- | |
| » , Unteres, bei Kiel Taf. 9 . . . | 247 | merat | 599 |
| » des Mains | 346 | <i>Dreissensia</i> sp. | 608 |
| » der Mosel | 343 | Driftblöcke in Moselschottern . . . | 371 |
| » in Nassau | 476 | Dryasperiode | 128 |
| » » Niederschlesien 577, 579 | | Dryastone bei Kiel | 185 |
| » » Ostpreußen Taf. 3—5 . . . | 81 | » » Lübeck | 184 |
| » des Rheins | 345, 374 | Dünen in Posen | 611 |
| » » Riesengebirges | 595 | » , fossile? | 203 |
| » im Samland | 617 | Dyadische Landoberflächen | 586 |
| » älteres in Schlesien 605, 607 | | | |
| » Schleswig-Holstein Taf. | | E. | |
| 7—9 | 193 | <i>Echinobrissus</i> sp. | 531 |
| » in Schleswig-Holstein, | | Ecksches Konglomerat | 439 |
| schwarze Tone im | 209 | Eemzone 205, 221, | 250 |
| » , älteres, in Südhannover . . . | 51 | Eggevorland | 378 |
| » des Taunus | 346, 375 | Einebnungsfläche, alttertiäre . . . | 290 |
| » » Taunusvorlandes | 375 | Einschlüsse im Basalt der Rhön . . . | 327 |
| » bei Warburg | 388 | » » » bei War- | |
| <i>Dimeroceras padbergense</i> | 457 | burg | 392 |
| Diopsidführender Amphibolit des | | » in vulkanischen | |
| Riesengebirges | 590 | Trümmergesteinen der | |
| Dioritschiefer | 591 | Rhön | 327 |
| » Dirschkeimer Sand« Fig. 2 | 622 | » in Tuffen bei War- | |
| Diskordante Parallelstruktur vgl. | | burg | 393 |
| auch unter Diagonalschichtung. | | Eisenvitriol im Tertiär des Sam- | |
| Diskordante Parallelstruktur des | | landes | 619 |
| Culms | 581 | Eisrand, Klima am | 116 |
| Diskordanz zwischen Löß und | | » , Oszillationen des —es 103, 104 | |
| Glazialdiluvium | 548, 553 | Eiszeit, Klima der | 126 |
| » unter Zechstein | 557 | Eiszeiten, drei bei Hamburg | 505 |
| Dogger vgl. auch unter Mittlerer | | Elbschlick | 505 |
| Jura | | Elch aus Torf in Pommern | 571 |
| Dogger in Hannover | 482 | <i>Elephas primigenius</i> | 602, 608, 632 |
| » bei Helmstedt | 531 | Emscher, transgredierend bei Essen . . . | 454 |

| | Seite | | Seite |
|---|----------|---|--------------------|
| <i>Encrinus liliiformis</i> | 516 | Faulschlamm, interglazialer in Hol- | |
| Endmoränen bei Aschersleben | 553 | stein | 215 |
| » » Gumbinnen | 632 | » interstadialer in Ost- | |
| » » Hamburg | 506 | preußen | 633 |
| » » Kiel Taf. 8 | 238 | Fauna, diluviale, bei Lübeck | 192 |
| » » Königsberg i. Pr. | 632 | » des Zechsteinkonglomerats | 280 |
| » » Lübeck | 182 | Feldspatbasalt der Rhön | 481 |
| » auf Bl. Lüneburg | 499 | Felsitgänge des Riesengebirges | 594 |
| » im oberen Moseltal | 352 | Felsitporphyr im Riesengebirge | 587 |
| » in Posen | 614, 616 | <i>Fenestella Geinitzi</i> | 294 |
| » im Samlande | 627 | » <i>retiformis</i> | 279, 280 |
| Endmoränenartige Bildungen am | | » sp. | 133 |
| Riesengebirge | 580 | <i>Festuca distans</i> | 26 |
| Endmoränenlandschaft in Ost- | | Feuerstein im Mittleren Muschel- | |
| preußen | 81 | kalk | 383 |
| Enkeberger Kalk | 457 | Flotssand | 495 |
| <i>Entalis torquata</i> | 514 | Flözberg Fig. 1—2 | 272 |
| <i>Equisetum</i> | 385 | und Fig. 1—3 | 273 |
| <i>Equus</i> sp. | 602 | Fossley | 456 |
| » <i>caballus</i> | 608 | Frühglazialer Lößlehm | 57 |
| Erdbeben in der Nordeifel | 452 | Fucoiden | 560, 565 |
| Erdfälle im Oberen Buntsandstein | 511 | <i>Fusus elongatus</i> | 78 |
| Erosion des Moseltales | 363, 373 | » <i>rotatus</i> | 78 |
| Erosionsstufen, jungdiluviale | 496 | | |
| Eruptivgesteine des Culms | 577, 586 | G. | |
| » der Rhön | 308 | Gabbro in Basalt | 327 |
| <i>Erythraea linariifolia</i> | 26 | Ganggesteine, granitische, in Schle- | |
| Erzföhrung des Zechsteins | 561 | sien | 606 |
| Erzgebirgische Störungen | 448, 452 | Garbenschiefer des Riesengebirges | 591 |
| <i>Eulota fruticum</i> | 550 | Gasausbruch aus Sapropeltorf | |
| <i>Euomphalus</i> sp. Taf. 6, Fig. 11 | 148 | (Pommern) | 570 |
| <i>Euphemus Urü</i> | 146, 161 | Gebirgsbildung, präoligocäne | 485 |
| <i>Exogyra heliothoides</i> | 536 | » vorculmische | 584 |
| » <i>sigmoidea</i> | 536 | Geometricus-Schichten (Polle a. | |
| Explosionsröhren bei Warburg 396, 412 | | Weser) | 487 |
| F. | | Geothermische Tiefenstufe | 22 |
| Facies des Mitteldevons in Nassau | 468 | Geothermometer | 6 |
| » der Grundmoränenebene | 613 | Geröllföhrung der Moselschotter | 370 |
| » des Räts | 428 | <i>Gervillia antiqua</i> | 292 |
| Falkenhagener Liasgraben Taf. 14 | 483 | » <i>praecursor</i> | 524 |
| Faltenzüge bei Warburg | 404 | » <i>socialis</i> | 307, 385, 513, 516 |
| Faltung, caledonische | 589 | Geschiebe, einheimische bei Helm- | |
| » , varistische | 589 | stedt | 547 |
| » der Warburger Achse | 407 | » geschrammte des Culms | 582 |
| Fastebene, oberrotliegende | 290 | Geschiebelehm, grau | 207 |
| | | » auf dem Deister | 57 |

| | Seite | | Seite |
|--|----------|--|----------|
| Geschiebelehm, an den Sackbergen | 57 | Glimmerton, miocäner als Scholle | 69, 79 |
| » Südhanover . . | 57 | » auf Bl. Hamburg . . | 500 |
| » auf dem Vorholz (bei Hildesheim) | 57 | » auf Sylt | 431 |
| Geschiebemergel vergl. auch unter Grundmoräne, Geschiebelehm. | | Gneis in Basalt | 327 |
| Geschiebemergel, drei bei Hamburg | 505 | Golonoger Schichten | 130 |
| » , Glazialschram- mung auf | 74 | <i>Goniatites</i> ? | 151 |
| » , Mächtigkeit des Oberen —s | 242 | » <i>Jugleri</i> | 469 |
| » am Frischen Haff | 630 | » <i>occultus</i> | 469 |
| » bei Helmstedt . . | 546 | <i>Goniomya heteropleura</i> | 493 |
| » I und II bei Helm- stedt | 548 | Gräben bei Warburg | 401 |
| » am Hildesheimer Wald | 59 | Grabenbildung durch Faltung | 409 |
| » bei Itzehoe Fig. 1 | 68 | Grabenbrüche im Samland | 622 |
| » am Kurischen Haff | 628 | Granitische Ganggesteine in Schle- sien | 606 |
| » , Unterer, in der Lüneburger Heide | 498 | » Graue Mauer« | 618 |
| » in Niederschlesien | 577 | Grauliegendes 264, 267, 276 | |
| » in Pommern | 573 | » bei Eisenach | 538 |
| » im Samlande 623, 624 | | <i>Gresslya Seebachi</i> | 492 |
| » in Schleswig-Hol- stein | 199 | <i>Griffithides mucronatus</i> , Taf. 6, Fig. 13—17 | 151, 157 |
| Gips im Mittleren Muschelkalk . . | 383 | Gronauer Kreidemulde | 52 |
| » der Myophorienschichten . . | 513 | Grundmoräne, zwei bei Aschers- leben-Ballenstedt | 552 |
| » des Zechsteins | 562, 564 | » , älteste, bei Hamburg | 501 |
| » des Rötts | 512 | » , jüngste, in Holstein | 502 |
| » -keuper bei Warburg | 386 | » , Obere, in der Lüne- burger Heide | 495 |
| Gipskeuper vgl. auch unter Mitt- lerer Keuper | | » im Riesengebirge | 596 |
| Glaukonitsande, unteroligocäne, bei Helmstedt | 541 | » , älteste bei Ummen- dorf | 545 |
| <i>Glaux maritima</i> | 26 | » , Mächtigkeit der Oberen | 235 |
| Glazial, ältestes, bei Hamburg . . | 501 | » , vgl. auch unter Ge- schiebelehm, Ge- schiebemergel. | |
| » ? des Culms | 582 | Grundmoränenebene in Pommern | 567 |
| Glaziale Sande im Samland | 624 | » , Facies der | 613 |
| » Täler in Pommern | 573 | Grundmoränenlandschaft bei Kiel . . | 507 |
| » Tone 66, 72, 76, 106 | | » am Kuri- schen Haff | 628 |
| » Tone in Pommern | 573 | » in Pom- mern | 567 |
| Glazialschrammung auf Geschiebe- mergel | 74 | Grundwasserhorizont bei Kiel | 247 |
| Glimmerporphyrit im Riesengebirge | 586 | » bei Kiel, Fig. 1—3 | 238, 340 |
| Glimmerschiefer im Riesengebirge | 590 | Grünschiefer | 593 |

| | Seite | | Seite |
|--|--------------------------------|---|----------|
| Grünschiefer in Niederschlesien | 578 | Inlandeis vgl. auch Vereisung, Vergletscherung | |
| <i>Gryphaea arcuata</i> | 386, 424, 487, 488 526, 529 | Inlandeis, Mächtigkeit, am Riesen- gebirge | 579 |
| Gryphitenschichten | 424 | » der Vogesen | 356 |
| Günz-Eiszeit in den Vogesen | 357 | Innenmoräne? im Samland | 625 |
| <i>Gyrorbis leucostoma</i> | 550 | Innersudetische Hauptverwerfung | 588 |
| H. | | | |
| Hainbuche | 234 | <i>Inoceramus Falgeri</i> | 491 |
| Hängetäler in der Nordeifel | 453 | » <i>polylocus</i> | 533 |
| Hauptbuntsandstein, Konglomerate des —s | 439 | » sp. | 487, 488 |
| » der Nordeifel | 439 | » <i>substriatus</i> | 492 |
| Hauptkonglomerat des Buntsand- steins | 442 | » <i>ventricosus</i> | 492 |
| Hauptterrasse im Rheintal | 373 | Interglazial | 128, 198 |
| Hauptverwerfung, innersudetische | 588 | » , erstes | 206 |
| Hebung des Rheinischen Schiefer- gebirges | 375 | » , älteres | 250 |
| Hebungszone bei Kalenberg | 399 | » bei Bitterfeld | 555 |
| » des Rosenbergs | 400, 405 | » bei Hamburg | 501, 503 |
| » bei Warburg | 398 | » in Holstein | 241 |
| Hebungszone, Taf. 12, 13 | 398 | » bei Kiel | 507 |
| Heide-Höhenrücken in Schleswig | 202 | » bei Königsberg i. Pr. | 632 |
| Heimbacher Horst | 450 | » im Samland | 624 |
| <i>Helicina expansa</i> | 493 | » in Schlesien, Fig. 1 | 601 |
| Helmstedter Braunkohlenbecken | 538 | » bei Ummendorf | 545 |
| Hercynische Störungen | 451 | Interglazialablagerung in Ostpreuß. | 81 |
| Herlinghäuser Breccie | 396, 412 | Interglaziale Diatomeen | 610 |
| Hermanschacht | 259, 268, 269 | Interglazialer Faulschlamm in Hol- stein | 215 |
| <i>Hildoceras boreale</i> | 531 | Interglaziale Kiese bei Bitterfeld | 555 |
| Hilssandsteinschutt, diluvialer | 62 | » Kiese bei Königsberg | |
| <i>Hippuris vulgaris</i> | 122 | » i. Pr. | 631 |
| Höhenthalschacht | 274 | » Landoberfläche | 198 |
| Hornblende in Basalt | 315, 319, 324 | » Pflanzen | 610 |
| Hornblendebasalt der Rhön | 323 | » Spongillen | 610 |
| Hornblendeschatten in Basalt | 322 | » Salzpflanzen | 546 |
| Hornburger Sattel | 259 | » r Süßwasserkalk | 497 |
| Hornsteine im Rät | 519 | » e Tone bei Gumbinnen | 632 |
| Humifizierung der Oberfläche im Samland | 627 | » r Torf | 249 |
| <i>Hypnum purum</i> | 123 | » (interstadialer) Torf | |
| I. | | | |
| Ilseburgmergel | 536 | » bei Bitterfeld | 555 |
| Ingression des Zechsteinmeeres | 291 | » Torf bei Hamburg | 502 |
| | | » Torf bei Posen | 608 |
| | | » Torf in Schlesien | 600 |
| | | » Torf in Schleswig- Holstein | 209 |
| | | » torf bei Wik | 234 |
| | | » e Torfschollen | 497 |

| | Seite | | Seite |
|--|----------|---|----------|
| Interglaziale Verwitterung Taf. 7-8 | 194 | Kalk, diluvialer . . . 89, 97, 99, 100 | |
| » Verwitterungsrinde des Unt. Geschiebemergels | 498 | Kalktuff im Ruhrtal | 390 |
| » Verwitterungszonen | 248 | » bei Walbeck | 549 |
| » -verwittertes Diluvium Taf. 7-8 | 194 | Kallenbachtal | 469, 520 |
| Interstadial, Taf. 3-5 | 81, 128 | Kantengeschiebe im Oberrotliegenden Taf. 10 | 257 |
| » er Faulschlamm in Ostpreußen | 633 | Kaolin bei Bitterfeld | 554 |
| » es Tonbecken Fig. 1 | 93 | Kasseler Meeressande | 387 |
| » er Torf in Ostpreußen | 633 | Kersantit des Culms | 577 |
| Isergebirge | 588 | » des Riesengebirges | 595 |
| <i>Isocardia bombax</i> | 492 | Keuper, Oberer | 420 |
| <i>Isodonta elliptica</i> | 487, 488 | » , Mittlerer, in Hannover | 481 |
| <i>Isthmia minutissima</i> | 549 | » bei Helmstedt | 516 |
| | | » , Mittlerer bei Helmstedt 516, 537 | 517 |
| | | » , Oberer bei Helmstedt | 517 |
| | | » in der Rhön | 307 |
| | | » bei Warburg | 385 |
| J. | | Kiese, interglaziale bei Bitterfeld | 555 |
| <i>Janira quadricostata</i> | 537 | » interglaziale bei Königsberg i. Pr. | 631 |
| <i>Juncus Gerardi</i> | 26 | Kiesrücken, os-ähnliche, in Pomm. | 573 |
| Jungdiluviale Endmoränen in Schleswig-Holstein | 220 | Kimmeridge bei Helmstedt | 535 |
| » Erosionsstufen | 496 | Klima, arktisches | 126 |
| Jüngeres Interglazial bei Königsberg i. Pr. | 632 | » , interglaziales und interstadiales | 128 |
| Jungglazial, fossilführend Taf. 3-5 | 81 | » , am Ausgang der Eiszeit | 127 |
| » er Löß | 548 | » am Eisrande | 116 |
| » e Mergelsande | 497 | » der Eiszeit | 126 |
| » er Sand in Posen | 611 | Knollensteine bei Helmstedt | 540 |
| » e Tone in der Mark | 566 | Kobaltblüte in Zechsteinkonglomerat | 559 |
| » Tonmergel | 497 | Koblenzquarzit | 467 |
| Jungjurassische Störungen | 485 | Kohlen des Räts | 421 |
| Jungtertiäre Störungen | 485 | Kohlenflöze des Culms | 585 |
| Jura bei Helmstedt | 524 | » des Räts | 520 |
| » , Mittlerer, bei Helmstedt | 531 | Kohlenkeuper, Dolomit im | 385 |
| » , Oberer, bei Helmstedt | 534 | » bei Warburg | 385 |
| » , Oberer, in Hannover | 482 | Kolberg-Kamminer Tal | 569 |
| Juragerölle der Oberen Kreide | 536 | Konglomerate des Culms | 580 |
| | | » des Culms in Schlesien | 575 |
| K. | | » des Hauptbuntsandsteins | 439 |
| Käfer aus ostpreußischem Diluvium Taf. 5 | 116 | » des Wellenkalks | 514 |
| Kaiser Wilhelm-Kanal | 213-236 | Kontaktmetamorphose von Basalt | 394 |
| Kalenberger Hebungszone | 399 | Korallen in Nassau | 471 |
| » Sattel | 405 | | |
| Kalichauer See | 614 | | |

- | | Seite | | Seite |
|--|---------------|--|---------------|
| Korallenoolith bei Helmstedt . . . | 534 | Lias, bunte Tone im | 539 |
| Korallensande | 250 | » , Grenze gegen den Rätkeuper | 526 |
| »Krant« | 619 | » bei Warburg | 336 |
| Kreide bei Essen | 454 | » an der Weser Taf. 14 | 482 |
| » auf Helgoland | 504 | Liasgraben von Falkenhagen Taf. | |
| » bei Helmstedt | 535 | 14 | 483 |
| » am Kurischen Haff | 629 | <i>Lima gigantea</i> | 528 |
| » in Schleswig-Holstein 218, 221 | | » <i>lineata</i> | 305, 383 |
| Krystalliner Schiefer im Riesen- | | » <i>pectinoides</i> . 489, 490, 492, 528 | |
| gebirge | 587 | » sp. | 492 |
| Kupfererze im Zechsteinkonglo- | | » <i>striata</i> | 384, 516 |
| merat | 282 | <i>Limax</i> sp. | 549 |
| Kupferlasur in Zechsteinkonglo- | | Limburgit der Rhön | 323 |
| merat | 559 | » von Warburg | 392 |
| Kupferschiefer | 253 | <i>Limea acuticosta</i> | 492, 493 |
| » bei Eisenach | 560 | <i>Limnaea</i> | 92, 95 |
| Küstental in Pommern | 567 | » <i>auricularia</i> | 83 |
| | | » <i>baltica</i> | 111 |
| L. | | » <i>glabra</i> | 100, 112 |
| Lagenquarzite des Riesengebirges | 591 | » <i>lagotis</i> | 90, 111 |
| Lahnterrassen | 476 | » <i>ovata</i> 83, 90, 91, 100, 111, 609 | |
| Lamprophyr im Riesengebirge | 587 | » <i>ovata</i> var. <i>patula</i> | 609 |
| Lamprophyrgänge des Riesenge- | | » <i>palustris</i> | 100, 111, 609 |
| birges | 594 | » var. <i>corvus</i> | 609 |
| Landoberfläche, alttertiäre | 290 | » <i>siccinea</i> | 111 |
| » , culmische | 582 | » sp. | 88 |
| » , dyadische | 586 | » <i>stagnalis</i> | 83, 100, 110 |
| » , interglaziale | 198 | <i>Limnaea</i> vgl. auch unter <i>Limno-</i> | |
| Landsenkungen, postglaziale | 168 | <i>physa</i> | |
| Landverlust am Frischen Haff | 630 | Limonitsandstein auf Sylt | 430 |
| Lappwald . 421, 518, 520, 529, 547 | | <i>Limnophysa truncatula</i> | 550 |
| <i>Larix europaea</i> | 363 | <i>Lingula Credneri</i> . 278, 279, 281, 293 | |
| Lasur im Zechsteinkonglomerat | 282 | | 295, 296 |
| <i>Leda complanata</i> | 488, 492, 493 | <i>Litorina litorea</i> | 503 |
| » <i>Deshayesiana</i> | 70, 87 | Litorinasenkung | 168, 190 |
| » <i>Galathea</i> | 492, 493 | Lokalmoräne bei Helmstedt | 547 |
| » <i>subovalis</i> | 492, 493 | » bei Kiel | 239 |
| Lehm bei Warburg | 389 | » bei Rendsburg | 218 |
| <i>Leioceras opalinum</i> | 533 | Löß, jungglazialer | 548 |
| Leithakalk in Oberschlesien | 599 | » , Diskordanz zwischen — und | |
| <i>Lepidodendron Volkmannianum</i> | 158 | Glazialdiluviem | 548, 553 ° |
| » <i>Veltheimi</i> | 161 | » bei Essen | 454 |
| Lettenkohle in der Rhön | 480 | » bei Helmstedt | 547 |
| Lias, Analyse | 491 | » am Taunus | 464 |
| » bei Helmstedt | 525 | Lößlehm, frühglazialer | 57 |
| » in Nordwestdeutschland | 420 | Lübecker Stausee | 189 |

| | Seite | | Seite |
|---|-------|--|---------------|
| Lübeckische Ebene | 508 | Mittlerer Jura bei Helmstedt . . | 531 |
| <i>Lucena</i> vgl. auch unter <i>Succinea</i> | | » Keuper vgl. auch unter | |
| <i>Lucena oblonga</i> | 550 | Gipskeuper | |
| M. | | | |
| Mächtigkeit des Diluviums bei | | » Keuper in Hannover | 481 |
| Hamburg | 505 | » » bei Helmstedt 516, 537 | |
| » des Inlandeises am | | » » in der Rhön | 307 |
| Riesengebirge | 579 | » Muschelkalk, Dolomite | |
| » des Oberen Geschie- | | des -en -s | 305 |
| bemergels | 242 | » » , Feuerstein | |
| » der Oberen Grund- | | im -en | 383 |
| moräne | 235 | » » , Gips im -en | 383 |
| Macrocephalenschichten | 532 | » » , Salzim-en | 515 |
| <i>Macrocephalites</i> sp. | 532 | » » , Zellendolo- | |
| <i>Macrocheilus carinatus</i> Taf. 6, Fig. | | miteim-en | 383 |
| 10 | 147 | » » bei Helm- | |
| Magnetit in Basalt . . . 315, 319, 321 | | stedt | 515 |
| » in Phonolith | 309 | » » in der Rhön | 305 |
| Maindiluvium | 346 | » » bei War- | |
| Malachit im Zechsteinkonglomerat | 282, | burg | 383 |
| | 559 | <i>Modiola Hillana</i> | 487, 488, 528 |
| Mansfelder Oberrotliegendes | 255 | » <i>minima</i> | 526 |
| » Stufe bei Bitterfeld | 554 | » sp. (<i>M. impressa</i>) Taf. 6 | |
| Melaphyr in Niederschlesien | 579 | Fig. 20 | 162 |
| Mergelsande, jungglaziale | 497 | <i>Modiolaria corrugata</i> | 66, 73 |
| <i>Melitus dentatus</i> | 26 | <i>Monacha incarnata</i> | 549 |
| Mindel-Eiszeit in den Vogesen | 358 | Monadnock der Nordeifel | 438 |
| <i>Micrabacia coronula</i> | 536 | <i>Monotis Albertii</i> | 385, 516 |
| Miocän bei Bitterfeld | 555 | Moore in Hinterpommern | 570 |
| » auf Bl. Hamburg | 500 | Moorschicht, altdiluviale | 203 |
| » in Oberschlesien | 597 | Moos, diluviales | 98, 124 |
| » im Samland | 619 | Mosbacher Sand | 375 |
| » in Schleswig-Holstein | 219 | Moselgletscher | 356, 358 |
| » auf Sylt | 431 | Moselschotter, Driftblöcke in -n | 371 |
| » e Basalte | 398 | » , Geröllführung der | 370 |
| » er Glimmerton als Scholle | 79 | Moselterrassen Abb. | 374 |
| » e Tuffe | 398 | Muschelkalk, Mittlerer, Feuerstein | |
| Mitteldevon bei Goslar | 494 | im -en | 383 |
| » in Nassau | 468 | » , Mittlerer, Gipsim-en | 383 |
| Mittelsudetische Mulde | 574 | » bei Helmstedt | 513 |
| Mittlerer Buntsandstein bei Helm- | | » , Mittlerer, bei Helm- | |
| stedt | 510 | stedt | 515 |
| » » in der Rhön | 300 | » , Oberer, bei Helm- | |
| » Jura vgl. auch unter | | stedt | 515 |
| Dogger | | der Nordeifel | 447 |
| | | der Rhön | 304, 305, 306 |
| | | bei Warburg | 380, 384 |

| | Seite | | Seite |
|--|---------------|-------------------------------------|----------|
| Muschelkalkgerölle im Trochiten- | | | |
| kalk | 385 | | |
| Muschelsandstein der Nordeifel | 447 | | |
| Mutterflöz Fig. 4 | 291 | | |
| » bei Könitz Fig. 4 | 293 | | |
| <i>Myalina Hausmanni</i> | 564 | | |
| » sp. Taf. 6, Fig. 21 | 162 | | |
| <i>Myoconcha</i> | 304 | | |
| » <i>decorata</i> | 492 | | |
| <i>Myophoria costata</i> | 498 | | |
| » <i>elegans</i> | 304 | | |
| » <i>fallax</i> | 511 | | |
| » <i>laevigata</i> | 383 | | |
| » <i>orbicularis</i> | 382, 383 | | |
| » » im Mittel- | | | |
| ren Muschelkalk | 515 | | |
| » <i>ovata</i> | 384 | | |
| » <i>vulgaris</i> | 304, 385, 513 | | |
| Myophorienschichten mit Gips | 513 | | |
| » bei Helmstedt | 512 | | |
| <i>Mytilus edulis</i> | 503 | | |
| » <i>vetustus</i> | 305 | | |
| N. | | | |
| <i>Natica globosa</i> | 534 | | |
| » <i>gregaria</i> (vgl. auch unter | | | |
| <i>Omphaloptycha gregaria</i>) | 383 | | |
| <i>Naticopsis</i> sp. Taf. 6, Fig. 9 | 149 | | |
| Natrolith in Phonolith | 310 | | |
| Nauheimer Quellen | 464 | | |
| <i>Nautilus bidorsatus</i> | 385 | | |
| » <i>Freieslebeni</i> | 279, 294 | | |
| » sp. | 542 | | |
| » <i>subsulcatus</i> | 151 | | |
| » ? | 161 | | |
| Nephelin in Basalt | 318, 322 | | |
| » » Phonolith | 309 | | |
| » basalt der Rhön | 316 | | |
| » basanit der Rhön | 319 | | |
| Neuwieder Becken | 369 | | |
| Nidegger Graben | 448 | | |
| Niewandtschacht | 259, 274 | | |
| Nodosenschichten in der Rhön | 306 | | |
| » bei Warburg | 385 | | |
| <i>Nucula Chastelii</i> | 70 | | |
| » <i>cordata</i> | 492 | | |
| | | O. | |
| | | Oberdevon von Iserlohn | 457 |
| | | » der Lahnmulde | 473 |
| | | Oberdevonmulde, Waldhausen — | |
| | | Ahausener | 473 |
| | | Oberer Basalt in Nassau | 476 |
| | | » Buntsandstein vgl. auch | |
| | | unter »Röt« | |
| | | » Buntsandstein, Erdfälle | |
| | | im —en | 511 |
| | | » Buntsandstein, Schalen- | |
| | | cisenstein des —en —s | 445 |
| | | » Buntsandstein, Tongallen | |
| | | des —en —s | 445 |
| | | » Buntsandstein bei Helm- | |
| | | stedt | 511 |
| | | » Buntsandstein der Nord- | |
| | | eifel | 443 |
| | | » Buntsandstein in der Rhön | 303 |
| | | » Geschiebemergel, Mäch- | |
| | | tigkeit | 242 |
| | | » Geschiebemergel bei It- | |
| | | zehoe Fig. 1 | 68 |
| | | » Geschiebemergel i. Schles- | |
| | | wig-Holstein | 199 |
| | | Obere Grundmoräne, Mächtigkeit | 235 |
| | | » » in der Lüne- | |
| | | burger Heide | 495 |
| | | Oberer Jura vgl. auch unter | |
| | | »Weißer Jura« | |
| | | Oberer Jura bei Helmstedt | 534 |
| | | » Keuper vgl. auch unter | |
| | | »Rät« | |
| | | » Keuper | 420 |
| | | » » bei Helmstedt | 517 |
| | | Obere Kreide, Juragerölle der —en | 536 |
| | | » » bei Essen | 454 |
| | | » » bei Helmstedt | 535 |
| | | Oberer Muschelkalk bei Helmstedt | 515 |
| | | » » in der Rhön | 306 |
| | | » » bei Warburg | 384 |
| | | Oberer Sand vgl. auch unter | |
| | | »jungglazialer Sand« | |
| | | Obere Sande bei Kiel | 245 |
| | | » » in Posen | 612, 613 |
| | | Oberhöfer Schichten | 556 |

| | Seite | | Seite |
|---|---------------|--|---------------|
| Oberkoblenz | 466 | Ottoschacht | 259, 274 |
| Oberoligocän bei Warburg | 378 | Oxford bei Helmstedt | 534 |
| Oberrotliegende Fastebene | 290 | <i>Oxynoticeras Oppelii</i> | 491 |
| Oberrotliegendes Festland | 290 | | |
| » Porphyrkonglo- | | P. | |
| merat | 255 | <i>Palaeacis antiqua</i> Taf. 6, Fig. 1 | 131, 158 |
| » , Dreikanter im | | Palaeolithische Artefakte in Schles- | |
| -n Taf. 10 | 257 | wig-Holstein | 215 |
| » , Kantengeschiebe | | <i>Palaeoniscus Freieslebeni</i> | 560 |
| im -n Taf. 10 | 257 | <i>Palissya sphenolepis</i> | 524 |
| » bei Mansfeld | 255 | <i>Paludina diluviana</i> | 608, 624 |
| Örtzetal | 496 | <i>Pandora glacialis</i> | 73 |
| Olivin in Basalt | 313, 318, 321 | <i>Panopaea Mackrothi</i> | 278, 279 |
| Olivinsspessartit im Riesengebirge | 587, 595 | Parallelstruktur, diskordante des | |
| <i>Omphaloptycha gregaria</i> (vgl. auch | | Culms | 581 |
| unter <i>Natica gregaria</i>) | 513, 514 | <i>Patula rotundata</i> | 549 |
| Olschina-Bruch | 613 | Peckelsheimer Graben | 401 |
| Oolith im Trochitenkalk | 384 | <i>Pecten Albertii</i> | 305 |
| Oolithbänke bei Helmstedt | 515 | » <i>corneus</i> | 524 |
| » in der Rhön | 305 | » <i>discites</i> | 516 |
| » bei Warburg | 381 | » <i>laevigatus</i> | 385 |
| Oolithhölzer | 39 | » <i>priscus</i> | 387, 492, 493 |
| <i>Opalinus</i> -Schichten bei Helmstedt | 533 | » <i>sericeus</i> | 278, 279 |
| Ornatenschichten | 532 | » sp. | 492 |
| <i>Orthoceras gracile</i> | 469 | » <i>subulatus</i> | 387, 528, 529 |
| » sp. | 150 | » <i>testorius</i> | 487, 529 |
| » <i>undatum</i> | 149 | <i>Pectunculus obovatus</i> | 388 |
| Orthoklasporphyr bei Bitterfeld | 554 | <i>Pentacrinus basaltiformis</i> | 493 |
| <i>Orthotetes crenistria</i> | 137 | » <i>subbasaltiformis</i> | 77 |
| Os in Pommern | 568 | <i>Perna</i> sp. | 528 |
| Os-ähnliche Bildungen im Sam- | | Persante-Stausee | 572 |
| land | 628 | Peysers Halbinsel | 626 |
| » Kiesrücken in Pom- | | Pflanzen, interglaziale | 610 |
| mern | 573 | » des Culms | 576, 583 |
| Osten-Rudaer Sandzug | 611 | » reste in Braunkohlen- | |
| <i>Ostrea callifera</i> | 542 | sphärosideriten | 42 |
| » <i>deltoidea</i> | 534 | <i>Phasianella striata</i> | 534 |
| » <i>edulis</i> | 221, 503 | <i>Pholadomya</i> | 426 |
| » <i>Goldfussi</i> | 536 | » <i>corrugata</i> | 490, 528 |
| » <i>multiformis</i> | 534 | » <i>decorata</i> | 491 |
| » <i>prona</i> | 542 | » <i>Murchisoni</i> | 532 |
| » <i>Queteleti</i> | 542 | Phonolith, Analysen | 310 |
| » <i>sublamellosa</i> | 426 | » , andesitischer | 311 |
| Oszillationen des Eisrandes | 103, 104 | » der Rhön | 308 |
| Ottensteiner Hochebene | 428 | Phosphorit des Unteroligocäns im | |
| | | Samland | 618 |



| | Seite | | Seite |
|--|----------|---|----------|
| Phosphoritgerölle im Dogger . . . | 533 | Porphyrkonglomerat, oberrotlie- | |
| Phyllit des Riesengebirges . . . | 594 | gendes | 255 |
| Phyllitschiefer in Niederschlesien | 578 | Porphyroide in Nassau | 467 |
| <i>Phyllopora</i> sp. | 293, 295 | Porzellanjaspis von Warburg | 391, 394 |
| <i>Picea excelsa</i> | 363 | <i>Posidonia ornati</i> | 532 |
| <i>Pinna Hartmanni</i> | 387 | » <i>venusta</i> | 457 |
| » <i>montana</i> | 363 | Posidonienschiefer | 533 |
| <i>Pinus silvestris</i> | 203 | Postglaziale Landsenkungen . . . | 168 |
| <i>Pisidium amnicum</i> | 608 | <i>Potamogeton</i> | 624 |
| » <i>globulare</i> | 609 | » <i>filiformis</i> | 121 |
| » <i>pulchellum</i> | 114, 609 | <i>Poteriocrinus gracilis</i> | 134 |
| » sp. 87, 88, 89, 90, 91, 92, 94, 95, 96, 97, 100, 101 | | Präcretacische Tektonik | 414 |
| Plagioklas in Basalt . . 314, 318, 322 | | Präglaziale Aller | 544 |
| » » Phonolith | 309 | » Ruhrschotter | 454 |
| » basalt der Rhön | 311 | » Schotter bei Helmstedt | 543 |
| Plänerschotter der Gronauer | | » Täler bei Aschersleben | 552 |
| Kreidemulde | 52 | Präsenone Störungen | 538 |
| <i>Planicosta</i> -Schichten (Polle a. W.) | 488 | Produktives Carbon | 129 |
| <i>Planorbis</i> | 95 | » » bei Essen | 454 |
| » <i>albus</i> | 609 | <i>Productus</i> im Culm | 576 |
| » <i>arcticus</i> 87, 90, 97, 98, 99, 100, 101, 112 | | » <i>Cancrini</i> 278, 279, 280, 285 | |
| » <i>carinatus</i> | 84 | » <i>horridus</i> 276, 279, 280, 292, 293, 295, 296 | |
| » <i>marginatus</i> (vgl. auch un- ter <i>Tropidiscus planorbis</i>) | 608 | » <i>semireticulatus</i> | 138 |
| » <i>polaris</i> | 633 | <i>Proplanulites Königii</i> | 532 |
| » <i>Stroemi</i> . . 87, 88, 91, 112 | | <i>Protocardia raetica</i> | 524 |
| <i>Plantago maritima</i> | 26 | » <i>truncata</i> | 492 |
| Plattendolomit bei Eisenach . . . | 564 | <i>Pseudomelania Heddingtonensis</i> | 534 |
| <i>Platycrinus triacantadactylus</i> . . . | 134 | <i>Pseudomonotis pinnaeformis</i> . . . | 294 |
| <i>Platysomus</i> sp. | 560 | » <i>Sinemuriensis</i> | 529 |
| <i>Pleurophorus costatus</i> . . 278, 279, 280, 292, 294, 295, 296, 559 | | » <i>speluncaria</i> 278, 279, 280, 291, 293, 295, 296 | |
| <i>Pleurotoma Duchasteli</i> | 78 | <i>Psiloceras</i> | 525 |
| <i>Pleurotomaria anglica</i> | 529 | » <i>Johnstoni</i> | 527 |
| » sp. | 143, 492 | » <i>planorbis</i> | 422 |
| <i>Plicatula oxynoti</i> | 492 | Pylonotenschichten | 422 |
| » <i>spinosa</i> | 488 | » bei Helmstedt- Weferlingen | 525 |
| Pliocän? in den Vogesen | 347 | <i>Pterostichus anthracinus</i> Taf. 5, Fig. 2-6 | 118 |
| Pliocäne Braunkohlen | 433 | <i>Punctum pygmaeum</i> | 549 |
| » Weserschotter | 486 | <i>Pupa Genesi</i> | 109 |
| <i>Polita nitidula</i> | 549 | » <i>Lundströmi</i> | 99, 109 |
| <i>Populus</i> | 624 | <i>Pupilla muscorum</i> | 549 |
| Porphy des Culms | 577 | | |
| Porphyre bei Bitterfeld | 554 | | |



| | Seite | | Seite |
|---|----------|--|--------|
| Q | | | |
| Quadratenkreide vgl. auch unter »Unteres Senon« | | Röt vgl. auch unter »Oberer Bunt- sandstein« | |
| Quadratenkreide, Transgression der | 538 | Röt, Dolomite im | 338 |
| Quadratenschichten | 537 | » , Quellhorizont im | 380 |
| Quartär bei Helmstedt | 543 | » der Nordeifel | 443 |
| Quarzchloritgesteine des Riesen- gebirges | 592 | » » Rhön | 303 |
| Quarzschiefer des Riesengebir- ges | 591 | » bei Warburg | 379 |
| Quedlinburger Sattel | 551 | » grenze, obere | 304 |
| Quellhorizont im Röt | 380 | Rote Tone an der Basis des Un- teroligocäns | 539 |
| » » Tertiär des Sam- landes | 618 | Roteisenstein der Lahnmulde . . | 471 |
| Quellmoor bei Warburg | 390 | Rotfärbung der Culmgesteine . . | 585 |
| R. | | | |
| <i>Ranunculus aquatilis</i> | 122 | » des Rotliegenden | 260 |
| Rät vgl. auch unter »Oberer Keu- per« | | Rotliegende Abrasionsfläche . . | 290 |
| Rät, Bonebed im | 425 | » Verwerfungen | 556 |
| » , Facies des —s Abb. | 428 | Rotliegendes, Dreikanter im —en | 559 |
| » , Kohlenflöze des —s | 421 | » , Entfärbung des —en | 558 |
| » in Nordwestdeutschland | 420 | » , Insolation im —n | 258 |
| » bei Warburg | 286 | » , Rippelmarken im —n | 258 |
| Rätsandsteine | 532 | » , Rotfärbung des —n | 260 |
| <i>Rensselaeria crassicauda</i> | 455 | » , Sandsteinschiefer im —n | 258 |
| Rheindiluvium | 345, 374 | » , Tongallen im —n | 258 |
| Rheinisches Schiefergebirge, He- bung des | 375 | » , Wellenfurchen im —n | 258 |
| Rheinterrassen | 374 | » in Niederschlesien | 578 |
| <i>Rhinoceros</i> | 602, 608 | » in Thüringen | 556 |
| » <i>Merckii</i> | 602 | Ruhrschotter, präglaziale | 454 |
| <i>Rhizocorallium</i> | 383 | Ruhrterrassen | 454 |
| <i>Rhynchonella Geinitziana</i> 278, 279, 282, 285, 559, 560 | | Rundhöckerlandschaft im Moseltal | 351 |
| » <i>pinguis</i> | 534 | Rundkörniger Sandstein | 260 |
| » <i>rimosa</i> | 492, 530 | Rupelton vgl. auch unter »Sep- tarienton« | |
| » <i>variabilis</i> | 488, 489 | Rupelton | 70, 78 |
| <i>Rhynchospora</i> sp. | 121 | S. | |
| Rinntäler in Pommern | 571 | <i>Salicornia herbacea</i> | 26 |
| Rippelmarken im Rotliegenden . . | 258 | <i>Salix</i> | 624 |
| Riß-Eiszeit in den Vogesen | 359 | Salz im Mittleren Muschelkalk . . | 515 |
| Rogensteinzone bei Helmstedt . . | 509 | Salzablagerung während der Quar- tärzeit | 546 |
| Rörichtboden im Rät | 522 | Salzflora in Anhalt, Sachsen und Brandenburg Taf. 1 | 23 |
| Rosenberg-Hebungszone | 400, 405 | Salzpflanzen, interglaziale | 546 |
| | | <i>Samolus Valerandi</i> | 26 |
| | | Sande, glaziale, im Samland | 624 |

| | Seite | | Seite |
|---|-------------------------|--|---------|
| Sande, jungglaziale in Posen | 611 | Schotter, diluviale, der Diemel | 389 |
| » , Obere, bei Kiel | 245 | » , präglaziale, bei Helmstedt | 543 |
| » , » , in Posen | 612, 613 | Schuppenbau des Taunus | 460 |
| » , Untere, bei Kiel | 507 | Schwefelkies des Räts | 521 |
| Sanidin in Phonolith | 309 | » im Zechsteinkonglomerat | 277 |
| Sandstein, rundkörniger | 260 | Schwerspat des Zechsteins | 561 |
| Sandsteinschiefer des Rotliegenden | 258 | <i>Scirpus rufus</i> | 26 |
| Sattelbildung durch Faltung | 409 | » sp. | 121 |
| Säuerlinge | 476 | Seekreide, diluviale | 89, 98 |
| Säugetierreste, alluviale, in Pommern | 571 | Seeterrassen in Masuren | 107 |
| <i>Sauzeanus</i> -Schichten (Polle a. W.) | 488 | » » Ostpreußen | 107 |
| <i>Saxicava arctica</i> | 66 | <i>Segmentina nitida</i> | 550 |
| » <i>pholadis</i> | 66, 72, 73 | Seifener Fauna | 455 |
| Schaleneisenstein im Buntsandstein | 440 | Senkungszone bei Warburg Taf. 12, 13 | 400 |
| | 445 | Senon, transgredierend, in Hannover | 482 |
| Schalstein in Nassau | 468, 469 | » am Kurischen Haff | 629 |
| Schaumkalkbänke bei Wartburg | 382 | » im Samland | 617 |
| Schaumkalkzone | 515 | Septarien des Unteroligocäns | 541 |
| Schiefer, chloritischer, im Riesengebirge | 592 | Septarienton vgl. auch unter »Rupelton« | 554 |
| » , krystalliner, im Riesengebirge | 587 | Septarienton bei Bitterfeld | 593 |
| <i>Schizodus</i> | 564, 565 | Sericit | 534 |
| » <i>obscurus</i> | 292, 295 | <i>Sericodon Jugleri</i> | 606 |
| » <i>Schlotheimi</i> | 294 | Serpentin in Schlesien | 560 |
| » sp. | 295 | <i>Serpula planorbites</i> | 560 |
| » <i>truncatus</i> | 295 | » <i>Schuberti</i> | 454 |
| Schleswig-Holsteinsche Braunkohlen | 433 | Siegener Schichten | 606 |
| Schlick der Elbe | 505 | Silur in Schlesien | 479 |
| Schlotbreccien der Rhön | 325 | Sinntal | 25 |
| <i>Schlotheimia angulata</i> | 386, 423, 426, 487, 528 | Sole-Analyse | 25 |
| » <i>Charmassei</i> | 529 | Solquellen in Anhalt, Sachsen und Brandenburg Taf. 1 | 23 |
| Schlüsselstollen | 272 | » » Berlin | 32 |
| Schmelzwasser-Erosion | 106 | Spalten, vulkanische, bei Warburg | 412 |
| Schmelzwassertal | 179 | Spateisen in Braunkohle Taf. 2, Fig. 1 | 40 |
| Schmiedeberger Gneis | 589 | <i>Spergularia salina</i> | 26 |
| <i>Schoberia maritima</i> | 26 | <i>Sphaerium duplicatum</i> | 87, 113 |
| Schollen von Miocän am Frischen Haff | 631 | » sp. | 88 |
| » von Oligocän im Samland | 633 | Sphärosiderite in Braunkohle, Taf. 2, Fig. 1 | 40 |
| » » Senon am Kurischen Haff | 629 | Sphärosiderit des Lias | 527 |
| Schotter, altpliocäne, der Weser | 486 | | |

| | Seite | | Seite |
|--|-----------|---|------------|
| Sphärosideritschiefer in Nassau | 467 | Störungen, jugendliche am Taunus | 462 |
| <i>Spirifer alatus</i> | 276, 279 | » bei Warburg Taf. 13,14 | 377 |
| » <i>Clannyanus</i> | 560 | <i>Stratiotes aloides</i> | 203 |
| » <i>cultrijugatus</i> | 468 | <i>Stringocephalus Burtini</i> | 471 |
| <i>Spiriferina cristata</i> | 279, 280 | <i>Strophalosia excavata</i> | 560 |
| <i>Spondylus Buchi</i> | 542 | » <i>lamellosa</i> | 294 |
| » <i>truncatus</i> | 537 | » <i>Leplayi</i> | 278, 279 |
| Spongillen, interglaziale | 610 | » <i>Morrisiana</i> | 294 |
| <i>Sporadoceras biferum</i> | 457 | Stylolithen in Rogenstein | 510 |
| » <i>inflexum</i> | 457 | Subhercynische Mulde | 550 |
| » <i>Münsteri</i> | 457 | Subsudetische Braunkohlenforma- tion bei Bitterfeld | 555 |
| Sprungsysteme der Nordeifel | 447 | <i>Succinea Schumacheri</i> | 99, 110 |
| Staffeln, rückläufige | 400 | Sumpfgas aus Torf in Pommern | 570 |
| Staubecken bei Gumbinnen | 632 | Süßwasserkalk, interglazialer | 497 |
| » im Samland | 626 | Sylter Glimmerton | 431 |
| » in Südhannover | 56 | » Miocän | 431 |
| » Ablagerungen | 176 | <i>Syringodendron</i> | 161 |
| Stauchungserscheinungen im Di- luvium Fig. 1—10 | 66 | | |
| Staurmoräne bei Hamburg | 506 | T. | |
| » n in Ostpreußen | 82 | <i>Tachea hortensis</i> | 549 |
| Staus in Pommern | 569 | » <i>nemorialis</i> | 549 |
| Stausee Lübeck | 189 | Talbildung | 168 |
| » (jungglazialer) in der Mark | 566 | » in Posen | 613 |
| » im Moseltal | 355, 360 | » (unsymmetrische) im Riesengebirge | 595 |
| Stautäler in Posen | 616 | » in den Vogesen | 358 |
| Steinfirne Taf. 15 | 477 | Taldiluvium in der Lüneburger Heide | 495 |
| Steinkohlen des Culms | 574 | Täler, altglaziale in Schlesien | 577 |
| <i>Stigmaria</i> | 161 | » , glaziale in Pommern | 569, 573 |
| Stöhrthal | 75 | » , präglaziale bei Aschers- leben | 552 |
| Störungen vgl. auch unter »Ver- werfungen« | | Talsand, kiesiger | 178 |
| Störung, diluviale, bei Metz | 367 | » , steiniger | 178 |
| Störungen | 452 | » bei Lübeck | 177, 508 |
| » , diluviale | 369 | » stufe bei Hamburg | 505 |
| » , durch Eisdruck be- wirkt Fig. 1—10 | 66 | » stufen in der Mark | 566 |
| » , erzgebirgische | 448, 452 | » terrasse in Posen | 611 |
| » , hercynische | 451 | Talsperre des Bober | 583 |
| » , jungjurassische | 485 | Talstufen der Mosel | 360 |
| » , jungtertiäre | 485 | Talstufenbildung und Vergletsche- rung, Zusammenhang von | 363 |
| » , präsenone | 538 | Talterrassen auf Bl. Lüneburg | 499 |
| » des Neuwider Beckens | 369 | Talton bei Lübeck | 188 |
| » der Nordeifel | 447 | » in Posen | 614 |
| » in der Rhön Taf. 15 | 477 | | |
| » im Riesengebirge | 588 | | |

- | | Seite | | Seite |
|--|----------|---|------------------|
| Talvertiefung der Mosel | 373 | <i>Terebratula ovatissima</i> | 530 |
| <i>Tapes aureus</i> | 205 | » <i>vulgaris</i> (vgl. auch unter <i>Coenothyris</i>) | 382, 385 |
| » » <i>eemensis</i> | 205, 221 | <i>Terebratulina rudis</i> | 542 |
| Taschenlehm | 605, 606 | Tertiär bei Bitterfeld | 554 |
| Taunus, östlicher | 458 | » in Hannover | 482 |
| Taunusdiluvium | 346, 375 | » bei Helmstedt | 538 |
| Tegel in Oberschlesien | 599 | » » Itzehoe | 66 |
| Tektonik vgl. auch unter »Störungen«, »Verwerfungen« usw. | | » in Nassau | 475 |
| Tektonik, präcretacische | 414 | » » Pommern | 574 |
| » auf Bl. Hamburg | 500 | » » der Rhön | 308 |
| » der Nordeifel | 447 | » am Taunus | 464 |
| » an der Rhön Taf. 15 | 477 | » bei Warburg | 387 |
| » des Riesengebirges | 588 | » e Torfsphärosiderite | 42 |
| » » östlichen Taunus | 458, 463 | » er Waldtorf | 44 |
| » bei Warburg | 398 | » schutt, diluvialer | 62 |
| » an der Weser | 482 | <i>Thuidium abietinum</i> | 97, 98, 123, 124 |
| <i>Tellina calcarea</i> | 66, 73 | <i>Timniza</i> | 614 |
| Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow | 1 | Titanit in Phonolith | 310 |
| Tephrit der Rhön | 324 | Ton, altdiluvialer, bei Hamburg | 501 |
| Terrassen des Bobertales | 596 | » , diluvialer, bei Lübeck | 174 |
| » am Frischen Haff | 630 | » , glazialer, in Pommern | 573 |
| » » (nordöstlichen) Harzrande | 551 | » , interglazialer, bei Gumbinnen | 632 |
| » in Hinterpommern | 569 | » , jungglazialer, in der Mark | 566 |
| » bei Königsberg i. Pr. | 632 | » , unterdiluvialer in Schleswig-Holstein | 201 |
| » der Lahn | 476 | Tone, bunte, des Unteren Lias | 539 |
| » in der Lüneburger Heide | 496 | » , eocänähnliche | 77, 78 |
| » » Masuren | 107 | » , glaziale | 66, 72, 76, 106 |
| » der Mosel | 360 | » , rote, an der Basis des Unteroligocäns | 539 |
| » » | 374 | » , schwarze, im Diluvium Schleswig-Holsteins | 209 |
| » des Persante-Stausees | 572 | Tonbecken, interstadiales bei Griesen Fig. 1 | 93 |
| » in Posen | 610 | Toneisenstein im Tertiär des Samlandes | 619 |
| » des Rheins | 374 | Tongallen im Oberen Buntsandstein | 445 |
| » im Samlande | 626 | » im Rotliegenden | 258, 261 |
| » ablagerungen der Diemel | 388 | Tonmergel, jungglaziale | 497 |
| » -Konvergenz- und Divergenz an der Mosel | 369 | Tonschiefer in Niederschlesien | 578 |
| Terebratelbänke an der Aller | 515 | Torf, diluvialer | 88, 97, 98, 100 |
| » bei Warburg | 382 | » , interglazialer | 249 |
| <i>Terebratula biplicata</i> | 504 | » , » interstadialer, bei Bitterfeld | 555 |
| » <i>cyloides</i> | 307 | | |
| » <i>numismalis</i> (vgl. auch unter <i>Waldheimia</i>) | 530 | | |

| | Seite | | Seite |
|---|---------------------|---|----------|
| <i>Valvata piscinalis</i> | 84, 608, 724 | | |
| » » var. <i>antiqua</i> | 84, 609 | | |
| » <i>Sorensis</i> | 87, 88, 91, 97, 113 | | |
| » sp. | 100 | | |
| Varistische Gebirgsbildung in | | | |
| Schlesien | 577 | | |
| » Faltung | 589 | | |
| Vereisung vgl. auch Inlandeis, | | | |
| Vergletscherung | | | |
| Vereisung, dreimalige bei Kiel | 507 | | |
| » , letzte, Grenze der — n | 211 | | |
| Vereisungen, I. u. II. bei Aschers- | | | |
| leben | 553 | | |
| Vergletscherung, erste und zweite | | | |
| bei Helmstedt | 546 | | |
| » der Vogesen | 347 | | |
| » , Zusammenhang | | | |
| mit der Talstufenbildung | 363 | | |
| Vertiefung des Moseltales | 363 | | |
| » der Täler in den Vo- | | | |
| gesen | 358 | | |
| <i>Vertigo augustior</i> | 550 | | |
| » <i>antivertigo</i> | 550 | | |
| » <i>Genesisii</i> | 550 | | |
| » <i>parcedentata</i> | 99 | | |
| » <i>pygmaea</i> | 550 | | |
| Verwerfungen vgl. auch unter | | | |
| »Störungen«, »Tektonik« usw. | | | |
| Verwerfungen, rotliegende | 556 | | |
| Verwitterung, interglaziale Taf. | | | |
| 7—8 | 194 | | |
| Verwitterungszonen, interglaziale | 248 | | |
| <i>Vitrea crystallina</i> | 549 | | |
| Vogesensandstein | 439 | | |
| Voltziensandstein der Nordeifel | 443 | | |
| Vorculmische Gebirgsbildung | 584 | | |
| Vordevon am Taunus | 460, 464 | | |
| Vulkanische Durchbrüche des War- | | | |
| burger Sattels Taf. | | | |
| 13, 14 | 377 | | |
| » Spalten bei Warburg | 412 | | |
| » Trümmergesteine der | | | |
| Rhön | 324 | | |
| » Trümmergesteine der | | | |
| Rhön, Einschlüsse | 327 | | |
| | | W. | |
| | | Waldhausen - Ahausener Oberde- | |
| | | vonmulde | 473 |
| | | <i>Waldheimia numismalis</i> 382, 385, 486, 491 | |
| | | Waldtorf, tertiärer | 44 |
| | | »Walkenrieder Sand« | 286 |
| | | Warburger Achse | 378, 406 |
| | | » » , Faltung der | 407 |
| | | » Hebungszone | 398 |
| | | » Sattel Taf. 13, 14 | 377 |
| | | Wasserhorizonte bei Kiel | 507 |
| | | Wasserhorizont im Tertiär (Schle- | |
| | | sien) | 607 |
| | | Weißer Jura vgl. auch unter | |
| | | »Oberer Jura« , | |
| | | Weißer Jura in Hannover | 482 |
| | | Weißbliegendes | 264, 269 |
| | | Wellenfurchen im Rotliegenden | 258 |
| | | Wellenkalk vgl. auch unter »Un- | |
| | | terer Muschelkalk« | |
| | | Wellenkalk, Konglomerate des — s | 514 |
| | | » bei Helmstedt | 514 |
| | | » in der Rhön | 304 |
| | | » bei Warburg | 380 |
| | | Westfälisch-hessische Triasmulde | 402 |
| | | Wongrowitz-Schockener Os | 611 |
| | | Würm-Eiszeit in den Vogesen | 360 |
| | | Wurzeln in Braunkohle | 43 |
| | | Y. | |
| | | <i>Yoldia arctica</i> | 73 |
| | | » <i>tentacularis</i> | 73 |
| | | Yoldientone in Holstein | 77 |
| | | Z. | |
| | | Zabenstedter Stollen | 272 |
| | | <i>Zanichellia palustris</i> | 546 |
| | | Zechstein, Dolomit im | 562 |
| | | » , Diskordanz unter | 557 |
| | | » , Schwerspat im | 561 |
| | | » bei Eisenach | 557 |
| | | Zechsteinfauna | 279 |
| | | » kalk bei Eisenach | 560 |
| | | Zechsteinkonglomerat | 264, 275 |
| | | » , Bleiglanz im | 277 |
| | | » , Buntkupfer | |

| | Seite | | Seite |
|-------------------------------|----------|--|---------------|
| Zechsteinkonglomerat im . . . | 277 | Zechsteinkonglomerat, Zinkblende | |
| » , Diagonal- | | im . . . | 277 |
| schichtung | | » bei Eise- | |
| im . . . | 282, 289 | nach . . . | 558 |
| » , Dreikanter | | Zechsteinletten . . . | 562, 563, 565 |
| im . . . | 559 | Zechsteinmeer, Abrasion des —es | 290 |
| » , Fauna des | | » , Ingression des —es | 291 |
| —s . . . | 280 | <i>Zeilleria humeralis</i> . . . | 534, 535 |
| » , Kobaltblüte | | Zellendolomite im Mittleren Mu- | |
| im . . . | 559 | schelkalk | 383 |
| » , Kupfererze | | Zinkblende im Zechsteinkonglo- | |
| im . . . | 282, 559 | merat | 277 |
| » , Schwefel- | | <i>Ziphus</i> -Schichten bei Helmstedt . | 529 |
| kies im . . . | 277 | Zirkelschacht | 259, 269 |

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. | | | |
| Adamshof | 325, 327 | Beendorf 518, 519, 522, 524, 531, 534, 540 | |
| Adlergrube | 591 | Beerberg | 586 |
| Ahlsdorf, Profil, Fig. 1—3 . . . | 273 | Belbuck | 571 |
| Alfeld | 52, 53 | Belsdorf | 533, 534 |
| Allendorf a. W. | 287 | Benkheim | 88 |
| Alleringersleben 514, 522, 534, 536, 543 | | Bergenhusen | 206 |
| Allertal | 538, 540, 544, 547 | Berlin | 33 |
| Alster | 504 | Bernkastel | 361, 368 |
| Alt-Belz | 572, 574 | Berthaswalde | 632 |
| Altengronau | 477 | Beuthen | 597 |
| Alt-Gleiwitz | 599 | Biskirchen | 476 |
| Altrahlstedt | 503 | Bitterfeld-Ost | 554 |
| Annaberg in Posen | 608 | Bitterfeld-West | 554 |
| Apenrade | 500, 504 | Bladau | 632 |
| Apenrader Förde | 504 | Bladiau | 628, 630 |
| Archettes | 364 | Blainville sur l'Eau | 366 |
| Arnau | 632 | Blankenese | 501 |
| Aschenforth | 613 | Blankenheim | 258 |
| Aschersleben | 550 | Blankensce | 178 |
| Auersberg | 325, 327 | Bleiberge | 594 |
| B. | | Bober-Katzbachgebirge | 588 |
| Badetz | 25 | Bobertal | 577, 596 |
| Bahrenfeld | 503 | Boekenau | 61 |
| Bakaraljewo | 100 | Boimstorf | 482 |
| Balga | 628, 630 | Bolkenhain | 574, 578 |
| Ballenstedt | 550 | Borsigwerk | 599 |
| Ballersbach | 474 | Brand | 556 |
| Barfelde | 55 | Brandenburg in Thür. | 558, 565 |
| Barig | 466 | Braunschweig | 421 |
| | | Breiholz | 217 |
| | | Breitungen | 285 |

| | Seite | | Seite |
|--|--------------------|---|---|
| Briesener Strugga | 613 | E. | |
| Brockhöfe | 497 | Eberholzen | 53 |
| Brüggen | 53, 56 | Eckardtshausen | 283, 557, 558, 563, 564, 565 |
| Brunau | 496 | Eimsen | 53 |
| Brunntal | 517, 524 | Eine | 551 |
| Brunsholm | 206 | Einetal | 552 |
| Brüsterort | 618 | Eisenach-West | 557 |
| Bruttig | 368 | Eitzum | 59 |
| Bublitz | 95 | Eller | 368 |
| Buchberg | 586 | Ellerbeck | 243 |
| Büdingen | 367 | Ellrich | 286 |
| Budsin | 612 | Elmshorn | 248, 250 |
| Burg | 248 | Eloyes | 353, 361, 451 |
| Burgberg | 438 | Emmerke | 57 |
| Burgkernitz | 554 | Eppichnellen | 269, 278, 281, 558, 560, 561, 562, 563 |
| C. | | | |
| Charmes | 362, 365, 366 | Epinal | 362, 365 |
| Chelchen | 87, 90, 92 | Erdbeerberg bei Eitzum | 60 |
| Clausberg | 561, 562 | Erfde | 207 |
| Cleurietal | 354 | Ersen | 400, 408 |
| Col de la Demoiselle | 357 | Erxleben | 508, 541 |
| Cornimont | 353, 362 | Erxlebener Forst | 512 |
| Czuschow | 1 | Eschenrode | 511, 540 |
| Czychen | 87, 88, 89, 96 | Essen | 453 |
| D. | | | |
| Dalheim | 386, 388, 403, 408 | F. | |
| Dalherda | 311 | Falkenhagen | 487 |
| Dalherdaer Kuppe | 308, 323 | Faulbachtal | 467 |
| Dammersfeld in der Rhön, Taf. 11 | 297 | Fellerich | 367 |
| Dammersfeldkuppe | 325 | Ferndorfer Bach | 455 |
| Dasburg-Neuerburg | 372 | Fischbach | 283 |
| Datzeroth | 456 | Fischhausen | 617 |
| Dermin | 246 | Flinta | 614 |
| Detmold | 425 | Föhlerbachtal | 466, 469 |
| Deutsch-Piekar | 129 | Förtha | 564 |
| Diemel | 388 | Freden | 53 |
| Dippelsbachtal | 259 | Freudental bei Itzehoe Fig. 5 | 74 |
| Dobis | 269 | Frose | 552 |
| Dörnten | 427 | Fulda | 288 |
| Dötzum | 56 | G. | |
| Drage | 207 | Gaarden | 245 |
| Dullen | 97 | Gandersheim | 427 |
| Duneyken | 87 | Garsitz | 294 |
| Düsternbrocker Holz | 243 | Geidau | 617 |

| | Seite | | Seite |
|---------------------------------------|---------------|--|---------------|
| Georgenswalde | 617 | Gummin | 570 |
| Gera | 269, 276, 291 | Gumtow | 568 |
| Germau | 617, 626 | Gurtsch | 607 |
| Géroménil | 364 | | |
| Gittelde | 297 | H. | |
| Gleiwitz | 599 | Hademarschen | 219, 248 |
| Glentorf | 482 | Hainrode | 258 |
| Glinde | 503 | Halle-Nord | 553, 554 |
| Glindow | 249 | Hamberge bei Burg i. D. | 210 |
| Goldgrund | 257, 259 | Hamburg | 500, 505 |
| Golonog | 129 | Hängen 391, 392, 394, 395, 397, 397, 399, 402, 408, 410 | |
| Göringen | 561, 563 | Harbke | 518, 529 |
| Görsdorf bei Eisfeld | 263 | Hardebeck bei Neumünster | 220 |
| Goslar | 494 | Hartau | 583 |
| Göttingen | 427 | Harzburg | 427 |
| Götzberg | 506 | Hasselbach | 496 |
| Grabowen | 100 | Hattenhausen | 288 |
| Gramsdorf | 614 | Havighorst | 503 |
| Greibenstein | 396, 400, 408 | Heiligendorf | 481 |
| Griemelsheim | 394, 395 | Helgoland | 500, 504 |
| Griesen | 91 | Helmstedt 508, 528, 529, 541, 542 | |
| Gronau | 55 | Hemberg | 457 |
| Gr. Bartensleben | 512, 517, 549 | Henstedt | 506 |
| Groß-Dirschkeim | 617, 618, 622 | Herborn | 474 |
| Gr. Duneyken | 89 | Herlinghausen 383, 385, 387, 405, 406 | |
| Gr. Gay | 616 | Hermannsburg | 495 |
| Gr. Hoppenbruch | 631 | Herrenberg | 581 |
| Großkamsdorf | 293 | Herzfelde | 566 |
| Gr. Nordsee | 231 | Hettstedter Bahn, Bude 141 | 259 |
| Gr. Twülpstedt | 481 | Hilchenbach | 454 |
| Grube Anna | 472 | Hildesheim | 52 |
| » Buchwald | 472 | Hildesheimer Wald | 51, 58 |
| » Donatus bei Köln | 40 | Hils | 63 |
| Grube Emma | 469 | Hinschenfelde | 501, 502 |
| » Eppstein | 471, 472 | Hinterberg | 581 |
| » Hermann am Göringer Stein | 559 | Hochdonn | 214 |
| » Humboldt bei Wallensen | 64 | Hofgeismar | 379, 396, 401 |
| » Leopold bei Bitterfeld | 555 | Hohenlinde | 597 |
| » Marie bei Bitterfeld | 555 | Hohenmölsen | 249 |
| » Prinz Bernhard | 471 | Holbövel | 487 |
| » Schiefer | 471 | Hollbüllhusen | 206 |
| » Viktor bei Bissenberg | 472 | Holm | 571 |
| » Waldhausen | 472 | Holzminden | 482 |
| Grünenthal | 215 | Homburg v. d. Höhe | 458, 463 |
| Grünenthal-Bornholt | 248 | Hornburg | 269 |
| Gumbinnen | 632, 633 | | |

| | Seite | | Seite |
|---|----------------------------|--|-------------------------|
| Hörsingen | 509, 511, 540 | Kirpehnen | 626 |
| Hötensleben | 531 | Klappersberg bei Schwanefeld | 514 |
| Hubnicken | 618 | Kl. Bartensleben | 547, 549 |
| Hüggel | 295 | Kl. Dirschkeim | 627 |
| Hummelsbüttel | 501 | Kliebichtal | 259 |
| Hünenburg | 384, 396 | Knickmühle | 487, 488 |
| Hüntingen | 367 | Knoop-Holtenau | 248 |
| Hutungsberg | 568 | Kobern | 368 |
| | | Kochem | 368 |
| | | Kojehnen | 626 |
| I. | | Kolberg-Kammer Tal | 569 |
| Ibbenbüren | 288 | Kollau | 505 |
| Igelsbett bei Niederlistingen | 387, 390, 392, 394, 395 | Kolmar i. P. | 613 |
| Ilfeld | 286 | Königsberg i. Pr. | 631 |
| Ilmenau | 278, 281 | Königsee Fig. 3 | 275, 291, 294 |
| Ingramsdorf | 600 | Königsförde | 229 |
| Innien Fig. 8, 9 | 66, 78, 79 | Könitz | 293 |
| Iserlohn | 456 | Köppern | 464 |
| Itzehoe | 66 | Köpperner Tal | 464 |
| | | Koslawagora | 161 |
| | | Köslin | 572 |
| J. | | Kothen | 300, 311 |
| Jannowitz | 589, 596 | Kothlow | 574 |
| Jarménil | 366 | Kratzig | 573 |
| Jarville | 363 | Krausendorf | 577 |
| Jaschken | 97 | Kreislacken | 622 |
| Jeßnitz | 554 | Krüzen | 248 |
| Johnsdorf | 583 | Kruglanken | 89 |
| Jordansmühl | 606 | Kühlen-Busch | 449 |
| | | Kuligkehmen | 633 |
| | | Kupferberg | 574, 580, 589 |
| K. | | Kürenz | 363 |
| Kaiserroda | 282 | Kurzen-Busch | 443 |
| Kaiser Wilhelm Kanal | 213—236 | Kyffhäuser | 259 |
| Kalenberg | 381, 384, 385, 388, 398 | | |
| Kalichauer See | 614 | L. | |
| Kallenbachtal | 469 | La baisse Flavigny | 365, 366 |
| Kalt | 368 | Lahn | 578 |
| Kaltenbachtal | 520 | Landwehr | 231 |
| Kamnitz | 615 | Lappwald | 421, 518, 520, 529, 547 |
| Kazmierz | 616 | Latzig | 574 |
| Keimkallen | 631 | Laubberg | 594 |
| Kelze | 391, 408 | Lauchröden | 565 |
| Kettenberg (Vorwerk) Fig. 4 | 102 | Lauenburg | 503 |
| Kgl. Gallgarben | 629 | Laurahütte | 597 |
| Kiel Taf. 8 | 237, 247, 507 | Lauschberg bei Pfaffendorf | 587 |
| Kilburg | 372 | | |
| Kirchhündem | 454 | | |

| | Seite | | Seite |
|--|--------------------|--|-------------------------|
| Lauterbach | 607 | Milbitz | 276, 277, 278 |
| Lederhosebach | 478 | Milchbude | 617 |
| Lehmen | 369 | Mohrungen | 258, 259, 268, 269 |
| Lehmerhöfe | 368 | Mölln | 246 |
| Lehmsiek | 206 | Mönkeberg | 244 |
| Levensau | 232 | Moringen | 427 |
| Lichte | 275 | Morsleben | 517, 519, 526, 530, 543 |
| Liebauer Galgenberg | 585 | Morslebener Mühle | 535 |
| Liebenau | 379, 381 | Mosel | 343 |
| Lipine | 597 | Moselotte | 351, 353 |
| Lipka | 129 | Mottgers | 479 |
| Lippe | 424 | Mühlbeck | 555 |
| Lohbrügge | 502 | Muldenstein | 554 |
| Löhnberg | 469, 472 | Münster | 368 |
| Lockstedt | 505 | | |
| Longemer | 354 | N. | |
| Lopau | 496 | Nachterstedt | 551 |
| Lübeck Abb. | 170, 180, 434, 504 | Nancy | 366 |
| Lüneburg | 248, 499 | Nauen | 30 |
| Lüptow-See | 572 | Nentershausen | 262 |
| M. | | Neu-Belz | 573 |
| Mackendorf | 423, 525, 527 | Neuengronau | 478 |
| Magdeburg | 24 | Neuenhof 558, 559, 561, 563, 564, 565 | 565 |
| Maifeld | 368, 369 | Neuenheerse | 425 |
| Main | 346 | Neuhaldensleben | 508 |
| Mansfeld | 269 | Neukalenberg | 402 |
| Mansfeld, Schloßberg | 259 | Neu-Klenz | 573 |
| Marggrabowa Kruglanken (Eisen- bahnstrecke) | 89 | Neukuhren | 625 |
| Marggrabowa | 97, 99, 100 | Neumagen | 361, 368 |
| Maria Ehrenberg | 319 | Neu Reichenau | 577 |
| Markehnen | 617 | Nideggen | 437 |
| Marscheiten | 618 | Niederellenbach a. d. Fulda | 297 |
| Mechernich | 453 | Niederlausitz | 249 |
| Mechersdorf | 212 | Niederlistingen 387, 393, 395, 396, 402, 406, 408 | 390, 408 |
| Mehlis | 555 | Niedermeiser | 485 |
| Meiborser Forst | 490 | Nieheim | 504 |
| Merenberg | 465 | Niendorf | 577 |
| Mertesdorf | 368 | Nimmersath-Streckenbach | 606 |
| Merzdorf | 576, 577 | Nimptsch | 360 |
| Metz | 362, 367 | Noir Gueux | 89 |
| Meurthe | 366 | Norden | 211 |
| Michelsdorf | 582 | Norderstapel | 427 |
| Miekinia | 130 | Nörten | |
| Mietschisko | 611 | | |

| | Seite | | Seite |
|-------------------------------------|---------------|--|------------|
| Rohnau | 593 | Schulau | 503 |
| Röpsen | 269, 277 | Schwalenberg | 490, 494 |
| Roschütz | 269, 277 | Schwanefeld . 513, 517, 540, 541, 542 | |
| Rosenberg bei Niedermeiser | 392, 396, 400 | Schweina | 269, 283 |
| Rosenkranz | 230 | Schwentainen | 88, 89 |
| Rosenort | 618 | Schwersenz | 608 |
| Rote Berg bei Harbke | 529 | Schwienau | 496 |
| Rote Berg bei Könitz | 293 | Schwienaubach. | 497 |
| Rote Berg bei Saalfeld | 268, 284 | Schwientochlowitz | 597 |
| Rothebude | 87 | Seehausen. | 544 |
| Rote Kliff | 248 | Seesen | 294, 297 |
| Rottleben | 257, 269, 282 | Sehestedt | 228 |
| Rottleberode | 286 | Seifen | 455 |
| Rübenach | 368 | Seiffersdorf | 596 |
| Rückberg | 326, 327 | Selbelang | 31 |
| Rückenberg | 273 | Selke | 551 |
| Rudau | 617 | Selters | 476 |
| Rudelstadt | 585, 587, 596 | Sibbesse | 52, 53, 54 |
| Rüdesheim | 346 | Sierk | 362 |
| Ruhbank | 574 | Sierck | 367 |
| Ruhla | 262 | Siersleben | 269 |
| | S. | Sinn | 478 |
| Saalfeld | 284 | Sohnsen | 499 |
| Saar | 371 | St. Dié | 348 |
| Sachsa | 286 | St. Maurice | 353, 362 |
| Sackberge | 51, 57 | Stedtfeld | 557, 562 |
| Salburg | 560 | Steinfirste, Taf. 15 | 477 |
| Salleschen | 89, 90 | Steinheim | 488 |
| Samland | 617 | Steinitten | 633 |
| Samter | 616 | Steinküppel | 324 |
| Sarbka | 612 | Steinwehr | 227 |
| Sasel | 501 | Stockelsdorf | 173 |
| Sattelwald | 577 | Stöhrthal | 75 |
| Sauer | 371 | Streckenthin | 572 |
| Schaaken | 628, 629 | Strehlen | 607 |
| Schaaksvitte | 629 | Striegau | 600 |
| Schachtholm | 221 | Strohbrück | 230 |
| Scharfenort | 616 | Süden (Vorwerk) | 95 |
| Scharlachberg | 594 | Süderstapel Taf. 7 194, 204, 205, 248, 250 | |
| Schartenberg bei Buchwald | 583 | | |
| Schlüsselstollen | 272 | T. | |
| Schmarbecker Bach | 496 | Tarforst | 368 |
| Schmerbach | 284 | Tarnowitz | 161, 597 |
| Schmiedeberg | 580 | Tarp an der Treene | 212 |
| Schreibendorf | 587 | Taunus | 346 |
| | | Taunus, östlicher | 458 |

| | Seite | | Seite |
|--|----------|---------------------------------------|-------------------------|
| Temfels | 367 | Waltershausen | 283 |
| Thomasdorf | 574, 577 | Wangerin | 570 |
| Thüste | 63 | Wansdorf | 31 |
| Tinz | 277 | Wansen | 607 |
| Tondern | 250 | Warburg | 379, 388, 391, 398, 408 |
| Trave | 168 | Warktal | 371 |
| Travetal | 168, 180 | Warnicken | 624 |
| Trechtingshausen | 374 | Wartenberg | 551 |
| Treis | 368 | Waxweiler | 372 |
| Treptow a. Rega | 567, 571 | Wedel | 500 |
| Triebe | 571 | Weesener Bach | 496 |
| Trulick | 626 | Wefensleben | 520, 533, 535 |
| Trynek | 599 | Weferlingen (Prov. Sachsen) | 524, 525 |
| U. | | | |
| Ufrungen | 285 | Welbsleben | 552 |
| Ulm in Nassau | 470 | Wellingsbüttel | 501 |
| Ummendorf, Profil Fig. 1 | 545 | Welua | 611 |
| Unkel | 455 | Wettelrode | 257 |
| Unkeroda | 558, 563 | Wesselshöfen | 629 |
| Unterschöblingen | 275 | Westdorf | 553 |
| Uttrichshausen | 305 | Westfalen, östliches | 424 |
| V. | | | |
| Val de Chajoux | 355 | Westfalen | 429 |
| Vietsbachtal | 259 | Wettensen | 53 |
| Viktor bei Bissenberg | 471 | Wettesingen | 399, 405, 408 |
| Vogesien | 347 | Wettin | 258, 269 |
| Volkmarsdorf | 424 | Wied | 456 |
| Vologne | 354 | Wierschem | 368 |
| Vorwerk Kettenberg Fig. 4 | 102 | Wiesenthal | 579 |
| Vorwerk Süden | 95 | Wietze | 496 |
| W. | | | |
| Wachbudenberg | 628 | Wik | 234 |
| Wachtmeister i. d. Dübener Heide | 25 | Wilkau | 626 |
| Wacken | 77 | Willingbusen | 503 |
| Wagrien | 213 | Wimmelburg | 269 |
| Wakendorf | 505, 506 | Winnert | 207 |
| Walbeck 514, 518, 519, 522, 524, 525, 531, 534, 540 | | Winnigen | 368 |
| Wäldchen | 617 | Winterstein | 284 |
| Waldenburg | 577 | Wittgendorf | 577 |
| Walkenried | 269, 286 | Wittlich | 361 |
| Wallensen | 63 | Witzhave | 503 |
| Waltersdorf | 589 | Wohlde | 498 |
| | | Wolfsloh | 397, 399, 402, 407 |
| | | Wolitta | 630 |
| | | Wongrowitz | 615 |
| | | Wörderfeld | 426, 428 |
| | | Wörfeld | 426, 428 |
| | | Wormeln | 388, 402, 405 |
| | | Wriedel | 495 |

Orts-Register.

717

| | Seite | | Seite |
|--------------------------|-------|------------------------|----------|
| Wrisbergholzen | 53 | Zedlin | 570 |
| Wronken Fig. 2 | 101 | Zedlinerberg | 570 |
| Wutscheid | 450 | Zelitz | 612 |
| | | Ziegenrücken | 581 |
| | | Ziemianen | 88 |
| X. | | Zimmerbude | 617 |
| Xermaménil | 366 | Zschippern | 292 |
| | | Zülpich | 450, 453 |
| Z. | | | |
| Zabrze | 597 | | |



Druckfehler und Berichtigungen.

Jahrbuch 1909, Teil I.

- S. 83 Zeile 10 von unten lies: »idiomorph« statt »idiotmorph«.
» 98 » 7 » » » »weder« statt »weden«.
» 104 » 4 » » » »bei« statt »bi«.
» 156 » 4 » oben » »unter den« statt »unter dem«.
» 172 » 7 » » » »mo« statt »Mo«.
» 178 » 3 » unten » »mu2r« statt »mu2t«.
» 204 » 19 » » » »mm« statt »Min«.
» 229 » 9 » » » »sm« statt »Sm«.
» 272 » 12 » » » »makroskopischen« statt »mikroskopischen«.
» 276 » 13 » » » »Absorptionsschema« statt »Absorqtionschema«.
» 281 » 4 » » » »pflasterähnliche« statt »pfasterähnliche«.
» 288 » 9 » oben » »Umstand« statt »Uystand«.
» 320 » 9 » » » »jetzt« statt »ejzt«.
» 328 » 6 » » » »auftretenden« statt »auftreten«.
» 380 » 10 » unten » »Druckwirkung« statt »Durchwirkung«.
» 448 » 16 » oben » »laevis« statt »levis«.
» 464 » 17 » » » » » » » .
» 498 » 12 » unten » » » » » .
» 503 » 1, 14, 22 v. ob. » » » » » .
» 501 » 3 von unten » »*Euomphalus*« statt »*Eumophalus*«.
» 504 » 1 » oben » »*laevis*« statt »*levis*«.
» 590 » 15 » » » »Lettenschiefer« statt »Letterschiefer«.
» 595 » 2 » unten » »und« statt »nnd«.

Tafelerklärung zu Tafel 13 Fig. 1 lies: »*Pleurotomaria laevis*« statt »*levis*«.

Jahrbuch 1909, Teil II.

- S. 25 Zeile 18 von oben lies: »Muschelkalkgerölle« statt »Muschelgerölle«.
» 35 » 1 » » » »daß« statt »das«.
» 65 » 11 » » » »palaearktisch« statt »palearktisch«.
» 75 » 14 » » » »*eocaenica*« statt »*eocenica*«.
» 78 » 3 » » » »*eocaenica*« statt »*eocenia*«.
» 104 » 11 » unten » »*Pfeifferi*« statt »*Pfeiferi*«.
» 122 » 15 » oben » »Unter« statt »Uuter«.
» 182 » 10 » » » »Oolithkörner« statt »Oolithköner«.
» 241 » 8 » » » »durch« statt »dnrch«.
» 241 » 17 » unten » »liegende« statt »liegenden«.

Jahrbuch 1910, Teil I.

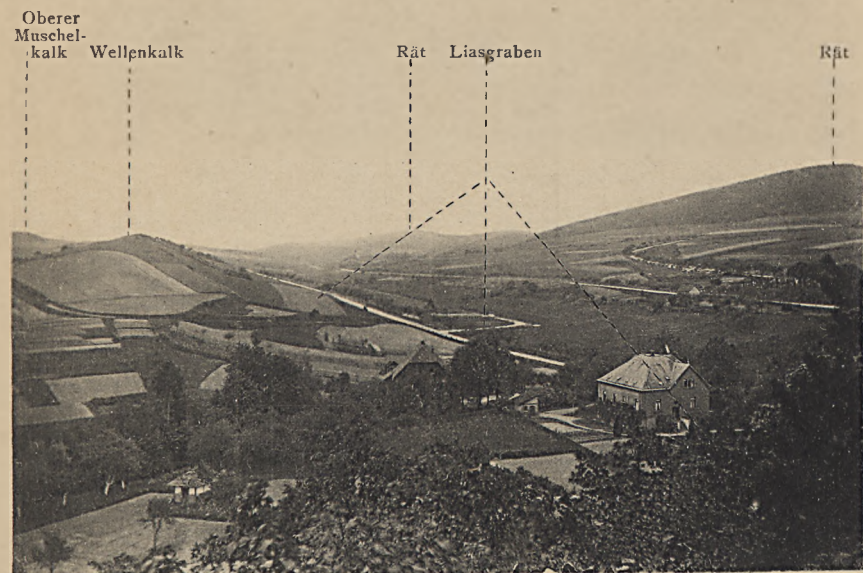
- S. 314 Zeile 8 von unten (Anm.) lies: »daß« statt »das«.
» 317 » 4 » » » »verschiedenen« statt »verschieden«.
» 320 » 14 » oben » »als es bei« statt »als bei«.
» 321 » 10 » » » »334« statt »329«.
» 322 » 13 » » » »314« statt »309«.
» 335 » 1 » unten » »GAGEL« statt »GAGFL«.

Jahrbuch 1910, Teil II.

- S. 25 Zeile 14 von unten lies: »mg« statt »g«.
Tafelerklärung zu Tafel 7, bei Schild 6 ds lies: »meistens kalkfrei« statt »kalkfrei«.



Fig. 1.

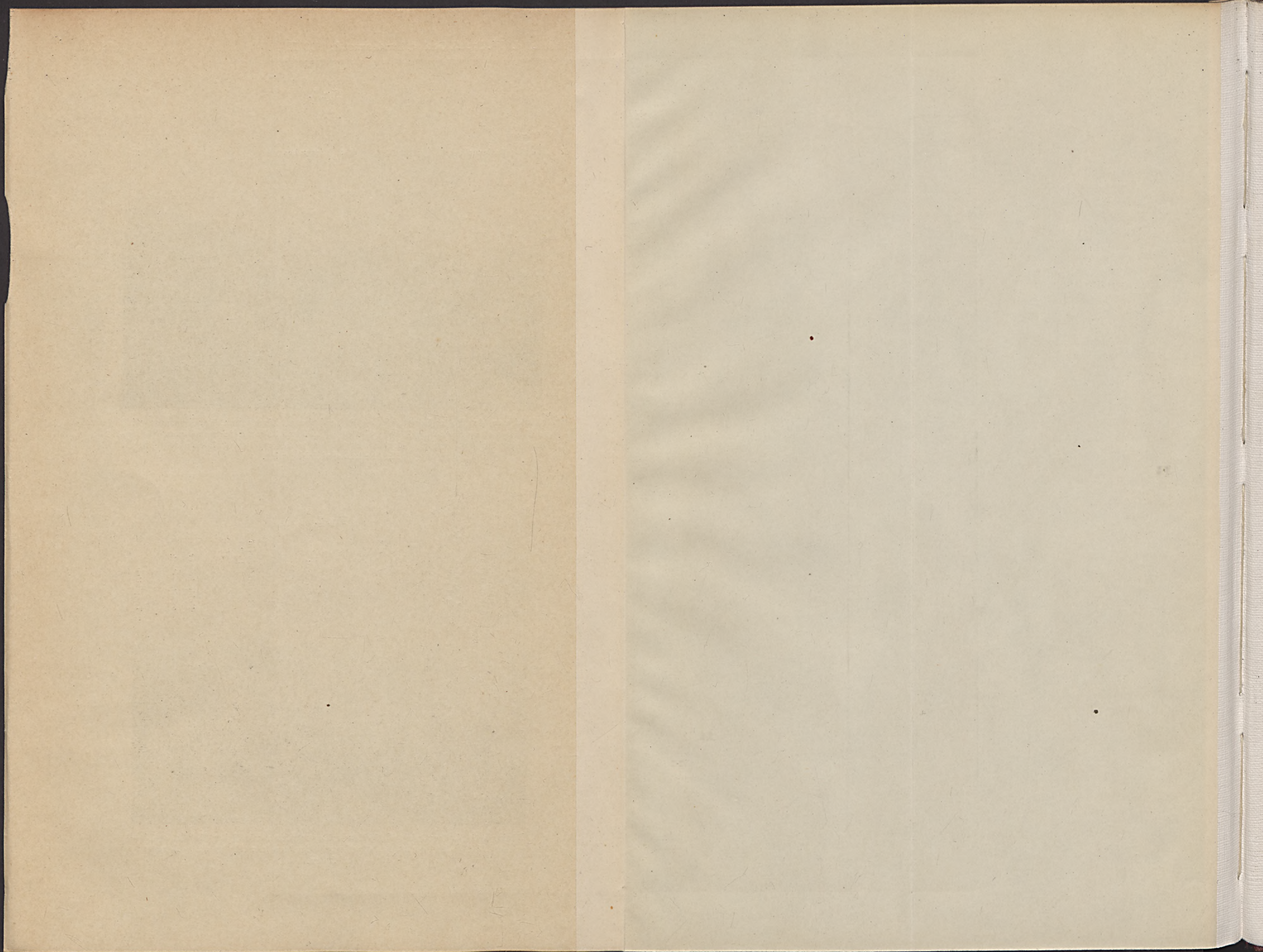


Blick von der Poller-Burg auf den Falkenhagener Liasgraben, der begrenzt wird auf der rechten Seite von Rätquarzitrückén, auf der linken Seite von einem Wellenkalkhorst, hinter dem am Rande des Bildes auch noch das Plateau des Oberen Muschelkalks sichtbar wird.

Fig. 2.



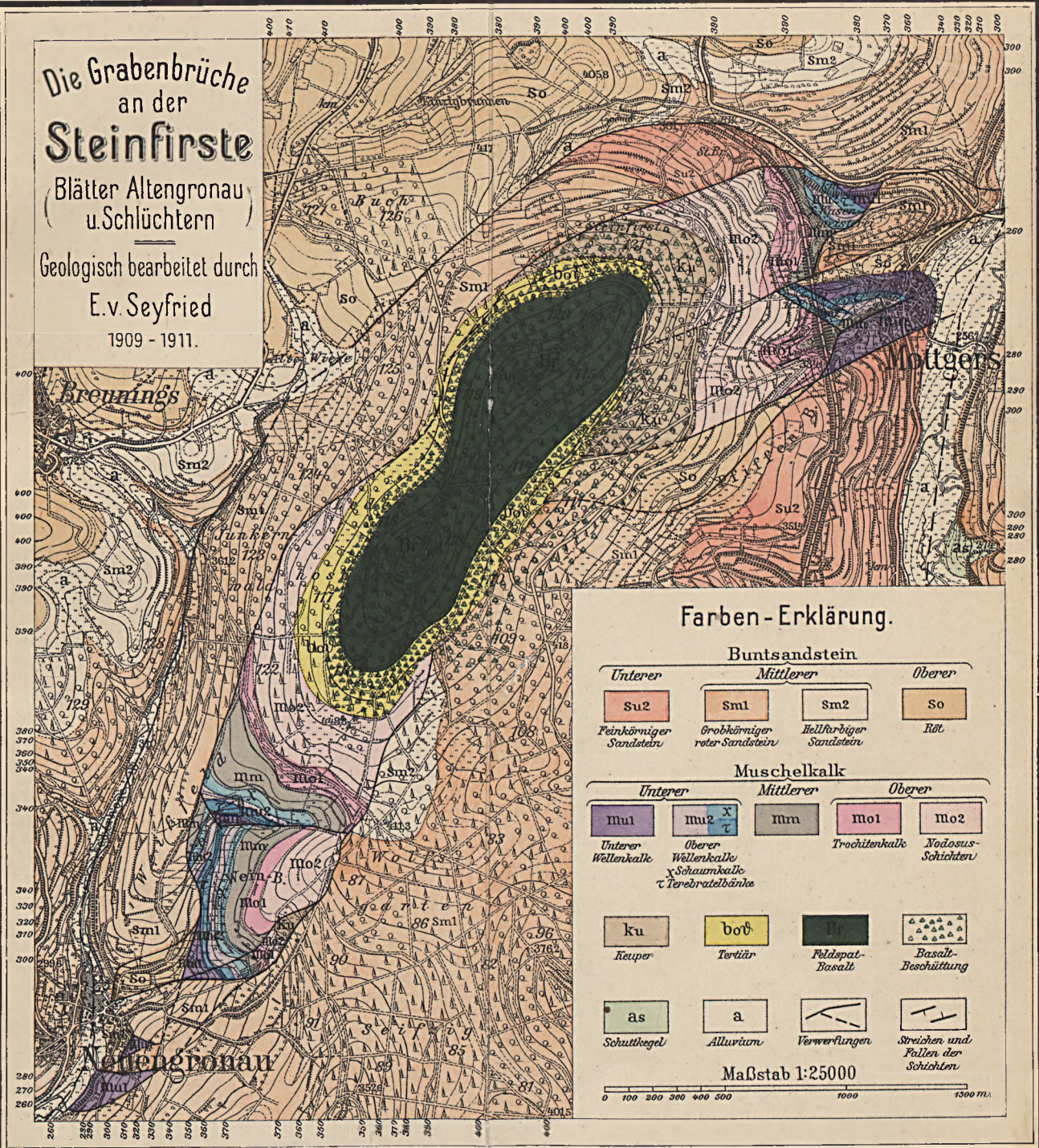
Blick oberhalb Brevörde auf die Keuperlandschaft am nördlichen Rande des Liasgrabens bei Polle, nach dem die Keuperschichten der Reihe nach flexurartig abfallen.



Die Grabenbrüche an der Steinfirste

(Blätter Altengronau
u. Schlüchtern)

Geologisch bearbeitet durch
E. v. Seyfried
1909 - 1911.



Farben - Erklärung.

| Buntsandstein | | | |
|------------------------|---|------------------------|------------------------------------|
| Unterer | Mittlerer | | Oberer |
| Su2 | Sm1 | Sm2 | So |
| Feinkörniger Sandstein | Grobkörniger roter Sandstein | Hellfarbiger Sandstein | Röt |
| Muschelkalk | | | |
| Unterer | Mittlerer | | Oberer |
| Mu1 | Mu2 | Mm | Mo1 |
| Unterer Wellenkalk | Oberer Wellenkalk Schaumkalk Terebratellbänke | | Trochitenkalk Nodosus-Schichten |
| Ku | BoD | B | B |
| Keuper | Tertiär | Feldspat-Basalt | Basalt-Beschüttung |
| as | a | V | F |
| Schuttkegel | Alluvium | Verwerfungen | Streichen und Fallen der Schichten |

Maßstab 1:25000

0 100 200 300 400 500 1000 1500 m.

Lith. Anst. v. Armann & Pillemer in Cassel.



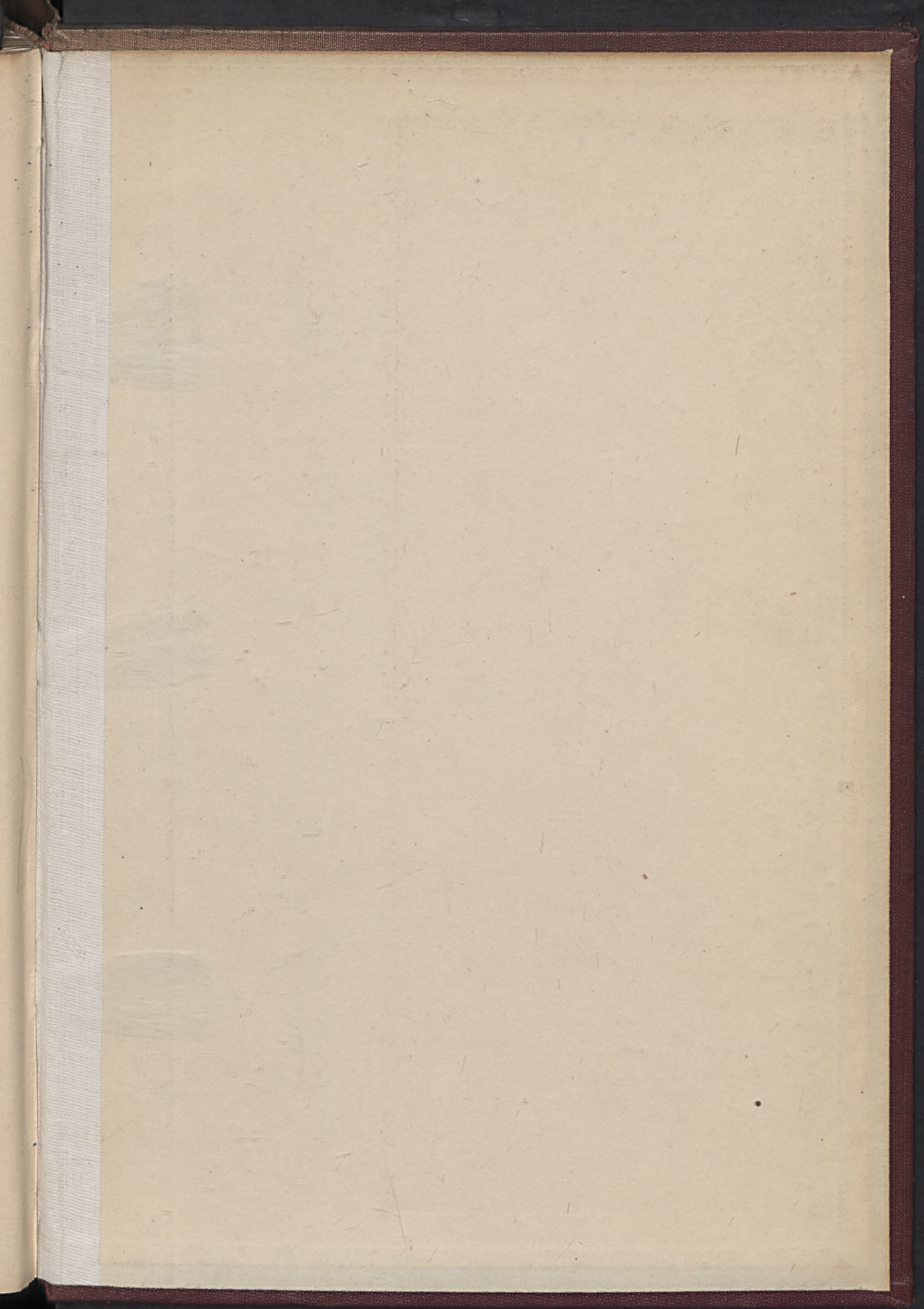


ЗА ИЮНИМЪ 33

18







BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej



Alphabetisches Verzeichnis

der käuflichen

Einzelschriften aus dem Jahrbuch der Königl. Geologischen Landesanstalt

Jahrgang 1901—1906; 1907 Heft 1—3; 1908 Teil I Heft 1—3, Teil II Heft 1 u. 2; 1909 Teil I Heft 1 u. 2, Teil II Heft 1 u. 2; 1910 Teil I Heft 1, sowie teilweise Heft 2.



| | Mark | | Mark |
|---|------|--|------|
| Ahlburg, Joh.: Die Grube „Schöner Anfang“ bei Breitenbach (Kr. Wetzlar). Ein Beitrag zur Tektonik der nordöstlichen Lahnmulde. Mit 2 Tafeln und 9 Textfiguren. Jahrgang 1909, T. 2, Heft 2 | 1,30 | Blanckenhorn, M.: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Ostheim v. d. Rh. in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | —,30 |
| Abmann, Paul: Die Fauna der Erbslooh-Grauwacke bei Densberg im Kollerwald. Mit 6 Tafeln. Jahrgang 1910, Teil I, Heft 1. | 4,20 | Bode, Arnold: Die Moränenlandschaft im Oderthal. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1905, Heft 1 | 1,— |
| Baertling, Richard: Der As am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. Mit 1 Tafel und 8 Textfiguren. Jahrgang 1905, Heft 1 | 2,80 | —, Arnold: Orthoptera und Neuroptera aus dem Obereen Lias von Braunschweig. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1904, Heft 2 | 1,80 |
| Barsch, O.: Die Pseudo-Cannel-Kohle. Mit 2 Tafeln und 3 Figuren im Text. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | 1,80 | —, Arnold: Die Untersuchungen im westlichen Randgebiete des Harzes auf dem Blatte Hahausen im Jahre 1903. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| Behrend, Fritz: Über einige Carbonfunde aus der Familie der Sphenopteriden. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | 2,50 | Boehm, Johannes: Über Limulus Decheni Zincken. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1905, Heft 2 | —,70 |
| Berg, G.: Vergleichende Studien an den rotliegenden Eruptivgesteinen im Westteil der mittelsudetischen Mulde. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,50 | Cronacher, Rudolf: Der Ehrenberg bei Ilmenau. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 2 | 2,60 |
| —, G.: Die Magneteisenerzlager von Schmiedeburg im Riesengebirge. Mit 1 Tafel, Jahrgang 1902, Heft 2 | 3,— | Dammer, Bruno: Das Rotliegende der Umgegend von Altenburg in Sachsen-Altenburg. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 2 | 1,80 |
| —, G.: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Friedland. Jahrgang 1904, Heft 4. Siehe Zimmermann, E. | | —, Br.: Über einige neue Fundpunkte interglazialer Ablagerungen in der Lüneburger Heide. Jahrgang 1907, Heft 3 | —,30 |
| —, G.: Zur Geologie der weiteren Umgebung von Schönbürg in Schlesien. Bericht über die Aufnahme d. Blätter Schönbürg u. Landeshut i. Schl. im Jahre 1905. Jahrgang 1905, Heft 4 | —,50 | —, Br.: Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Löss zwischen Weissenfels und Zeitz. Mit 3 Figuren. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 2 | —,30 |
| —, G.: Mikroskopische Untersuchung von Gneisen und kontaktmetamorphen Schieferen der Umgegend von Hirschberg i. Thür. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1907, Heft 3 | 1,60 | Dathe, E.: Gliederung und spezielle Entwicklung der Cuseler Schichten zwischen Waldenburg und Friedland und bei Abendorf (Blatt Schönbürg) i. Schl. Bericht über die Aufnahme der Blätter Schönbürg, Waldenburg und Friedland im Jahre 1905. Jahrgang 1905, Heft 4 | —,30 |
| —, G.: Zur Geologie des Braunauer Landes. Mit 1 Karte. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 1 | 1,— | Denckmann, A.: Über eine Exkursion in das Devon- und Culmgebiet nördlich von Letmathe. Ein Exkursionsführer. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1906, Heft 1 | 1,30 |
| —, G.: Die Bildung des Schlesierrates bei Charlottenbrunn. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | 1,00 | —, A.: Zur Geologie des Siegerlandes u. des Sauerlandes. Bericht über die Aufnahme des Blattes Hohenlimburg in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,50 |
| Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | 5,50 | —, A.: Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten. Jahrgang 1906, Heft 1 | —,60 |
| — über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | 11,— | —, A.: Über Devon und Carbon des Sauerlandes. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Hohenlimburg und Balve in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | 1,40 |
| — über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Aufnahmen im Jahre 1905. Jahrgang 1905, Heft 4 | 2,70 | —, A.: Über das Nebongestein der Ramsbecker Erzlagorstätten. Jahrgang 1903, T. 2, Heft 2 | —,30 |
| Blanckenhorn, M.: Zur Kenntnis der vulkanischen Erscheinungen und der Stratigraphie am Nordwestrande der Rhön. Bericht über die Aufnahme des Blattes Hünfeld in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,40 | Dietz, Eugen: Ein Beitrag zur Kenntnis der deutschen Zechsteinschnecken. Mit 3 Tafeln. Jahrgang 1909, Teil I, Heft 3 | 3,50 |
| —, M.: Oberpliocän mit Mastodon arvernensis auf Blatt Ostheim vor der Rhön. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1901, Heft 3 | —,75 | Eck, H.: Salzschlief unweit Fulda. Beiträge zur Kenntnis der geognostischen Verhältnisse seiner Umgebung und seiner Heilquellen. Jahrgang 1901, Heft 2 | 2,75 |

| | Mark | | Mark |
|---|------|--|------|
| Erdmannsdoerffer, O.H.: Über Bau u. Bildungsweise des Brockenmassivs. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1905, Heft 3 | 1,30 | Gagel, C.: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. Jahrgang 1905, Heft 2 | —,50 |
| —, O.H.: Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg und ihre Umwandlung im Kontakthof des Brockenmassivs. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1904, Heft 1 | 2,30 | —, C.: Über einige neue Spatangiden aus dem norddeutschen Miozän. Mit 2 Tafeln. Jahrg. 1902, H. 3 | 1,50 |
| —, O.H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 1. Über Bronzitefels im Radautal. Jahrgang 1904, Heft 3 | —,30 | —, C.: Über eine diluviale Süßwasserfauna bei Tarbeck in Holstein. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1901. Heft 2 | —,75 |
| —, O.H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 2. Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassivs. Jahrgang 1906, Heft 2 | 1,— | —, C.: Über die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression in Norddeutschland. Vortrag, gehalten in der Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft am 5. Dezember 1906. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1907, Heft 1 | 1,60 |
| —, O.H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 3. Über Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs. Mit 1 Taf. Jahrg. 1907, H. 1 | —,80 | —, C.: Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Ratzeburg u. Mölln. Jahrg. 1903, H. 1 | 1,— |
| —, O.H.: Stratigraphische und tektonische Verhältnisse der Silursschichten im nordöstlichen Gebirgsanteil von Blatt Harzburg. Bericht über die Aufnahme des Blattes Harzburg im Jahre 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, C.: Über einen Grenzpunkt der letzten Vereisung (des oberen Geschiebemergels) in Schleswig-Holstein. (Briefliche Mitteilung.) Jahrgang 1907, Heft 3 | —,30 |
| —, O.H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 4. Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. Mit 1 Tafel. Jahrg. 1903, T. 1, H. 1 | 1,20 | —, C.: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. II. Teil. Mit 1 Tafel, Jahrgang 1903, T. 2, Heft 2 | 1,20 |
| —, O.H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. 5. Über Andalusit führende Granite und Porphyroide vom Ostrand des Brockenmassivs. Jahrg. 1908, T. 2, Heft 1 | —,40 | —, C.: Beiträge zur Kenntnis des Untergrundes von Lüneburg. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 2 | 3,— |
| —, O.H.: Der Eckergneis im Harz. Ein Beitrag zur Kenntnis der Kontaktmetamorphose und der Entstehungsweise krystalliner Schiefer. Mit 2 Tafeln, Jahrgang 1909, T. 1, Heft 2 | 3,— | —, C.: Zur Geologie Schleswig-Holsteins. Kritische Bemerkungen zu den Arbeiten von K. O. Brichth und H. Spethmann über Schleswig-Holstein, sowie über die Anwendung der Penckschen Diluvialgliederung auf Norddeutschland. Jahrgang 1909, Teil 2, Heft 2 | 0,70 |
| Finckh, L.: Diluviale Talbildungen in der Gegend von Groß-Tychow und Seeger i. Pom. Bericht über die Aufnahme der Blätter Groß-Tychow und Seeger im Jahre 1905. Jahrg. 1905, Heft 4 | —,30 | Gans, R.: Die Bedeutung der Nährstoffanalyse in agronomischer und geognostischer Hinsicht. (Vergriffen). Jahrgang 1902, Heft 1 | 2,25 |
| Fliegel, G.: Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium zwischen Niederrhein und Erft. Bericht über die Aufnahme der Blätter Sechtem und Erp in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, R.: Konstitution der Zeolithen, ihre Herstellung und technische Verwendung. Jahrg. 1906, H. 1 | 1,— |
| —, G.: Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Mit 1 Karte im Text. Jahrgang 1907, Heft 1 | 1,— | —, R.: Zeolithen und ähnliche Verbindungen, ihre Konstitution und Bedeutung für Technik und Landwirtschaft. Jahrgang 1905, Heft 2 | 1,— |
| Fuchs, A.: Zur Kenntnis von Devon, Trias, Tertiär u. Quartär am Nordrande des linksrheinischen Schiefergebirges. Bericht über die Aufnahme der Blätter Godesberg, Rheinbach, Euskirchen und Altenahr in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | Gothan, W.: Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobotanischer Tatsachen. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1908, T. 2, Heft 2 | 2,70 |
| —, A.: Die unterdevonischen Rensselaerien des Rheingebietes. Mit 3 Tafeln. Jahrgang 1903, Heft 1 | 1,80 | —, W.: Über Braunkohlenhölzer des rheinischen Tertiärs. Mit 2 Tafeln. Jahrg. 1909, Teil 1, H. 3 | 1,50 |
| —, A.: Aufnahmen in den Jahren 1902—1904 im höheren Unterdevon des Blattes Feldberg (Oberreifenberg). Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | Groenwall, Karl A.: Geschiebestudien, ein Beitrag zur Kenntnis d. ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,60 |
| Gagel, C.: Über eocäne u. paleocäne Ablagerungen in Holstein. Vorl. Mitteilung. Jahrg. 1906, H. 1 | —,50 | Grube, O.: Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalks im südlichen Hannover u. Braunschweig. Jahrgang 1905, Heft 3 | 1,— |
| —, C.: Über das Alter u. die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs. Mit 3 Profilzeichnungen. Jahrgang 1906, Heft 3 | —,60 | —, O.: Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes, Voglers und Odfelds. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Dassel und Eschershausen in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | —,30 |
| —, C.: Aufnahmeergebnisse in Lauenburg. Bericht über die Aufnahme der Blätter Gudow, Seedorf, Zarrentin, Nusse und Siebeneichen im Jahre 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, O.: Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. Jahrgang 1907, Heft 3 | —,75 |
| —, C.: Einige Bemerkungen über die Obere Grundmoräne in Lauenburg. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,75 | —, O.: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser- und Leine-Gebiet und ihre Beziehung zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 1 | —,60 |
| —, C.: Über einige Bohrergebnisse und ein neues pflanzenführendes Interglazial aus der Gegend von Elmshorn. Mit 4 Tafeln. Jahrg. 1904, H. 2 | 3,— | —, O.: Präoligozäne und jungmiozäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | 1,50 |
| —, C.: Über die Lagerungsverhältnisse des Miozäns am Morsumkliff auf Sylt. Mit 3 Tafeln. Jahrgang 1905, Heft 2 | 1,80 | Guerich, G.: Bericht über die geologischen Aufschlüsse an der Bahnlinie Siegersdorf-Lorendorf bei Bunzlau in Schlesien. Jahrg. 1901, H. 3 | —,25 |
| —, C.: Briefliche Mitteilung, betr. die Lagerungsverhältnisse des Miozäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrgang 1905, Heft 2 | —,30 | —, G.: Der Schneckenmergel von Ingramsdorf und andere Quartärfunde in Schlesien. Mit 2 Fig. Jahrgang 1905, Heft 1 | —,50 |
| | | —, G.: Untersilur bei Jauer in Schlesien. Mit 8 Textfiguren. Jahrgang 1906, Heft 3 | —,30 |
| | | —, G.: Clymenienkalk von der Conrad-Mühle in Pölsnitz bei Freiburg in Schlesien. Mit 2 Fig. Jahrgang 1909, Teil 2, Heft 2 | 0,30 |

| | Mark | | Mark |
|--|------|---|------|
| Haack, Wilhelm: Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 3 | 3,30 | Hoyer, W.: Ein neuer Aufschluß anstehenden Buntsandsteins im norddeutschen Flachlande. Jahrgang 1903, Heft 2 | —,30 |
| Haarmann, Erich: Die geologischen Verhältnisse des Piesberg-Sattels bei Osnabrück. Mit 5 Tafeln. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 1 | 4,50 | —, W.: Heersumer Schichten und Korallencolith bei Ahlem, nordwestlich von Hannover. Jahrgang 1903, Heft 2 | —,60 |
| Harbort, Erich: Über die stratigraphischen Ergebnisse von zwei Tiefbohrungen durch die Untere Kreide bei Stederdorf und Horst im Kreise Peine. Mit 1 Textafel. Jahrg. 1905, H. 1 | —,60 | Jentzsch, Alfred: Ein Äs bei Borowke in Westpreußen. Jahrgang 1906, Heft 1 | —,30 |
| —, E.: Über die Verbreitung von Jura, Kreide und Tertiär im Untergrunde des Diluviums der Umgebung von Neustadt a. Rbg. und Nienburg a. W. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1910, T. 1, Heft 1 | 2,00 | —, Alfred: Der erste Untersenon-Aufschluß Westpreußens. Jahrgang 1905, Heft 3 | —,30 |
| Heinhold, Max: Über die Entstehung des Pyropissits. Jahrgang 1906, Heft 1 | 1,50 | —, Alfred: Die erste Yoldia aus Posen. Jahrgang 1905, Heft 1 | —,30 |
| Henkel, L.: Beitrag zur Kenntnis des Muschelkalkes der Naumburger Gegend. Jahrg. 1901, H. 3 | 1,— | —, A.: Das Alter der Samländischen Braunkohlenformation und der Senftenberger Tertiärflora. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 1 | —,30 |
| Heß von Wichdorff, Hans: Erster Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Kerschken im Jahre 1904 (Mit 7 Profilen u. 5 Landschaftsaufnahm.). Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, A.: Der Posener Ton und die Lagerstätte der Flora von Moltkegrube. Jahrgang 1910, Teil 1, Heft 1 | 0,30 |
| —, Hans: Eine typische Drumlinlandschaft i. Kreise Naugard in Pommern. Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Farbezin im Jahre 1903. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, A. u. Michael, R.: Über die Kalklager im Diluvium bei Zlottowo in Westpreußen. Mit 9 Abbildungen im Text. Jahrgang 1902, Heft 1 | —,50 |
| —, Hans: Über Drusenminerale im Granitporphyr von Beucha bei Leipzig. Jahrgang 1905, Heft 3 | —,30 | Kaiser, Erich: Beiträge zur Petrographie und Geologie der Deutschen Südsee-Inseln. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1903, Heft 1 | 2,— |
| —, Hans: Kontaktlagerstätten im Sormitzale, im Thüringer Walde. Mit 1 Übersichtskärtchen, 1 Skizze u. 5 Figuren. Vergriffen. Jahrg. 1903, Heft 2 | —,70 | —, Erich: Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Mit 1 Kartenskizze. Jahrgang 1907, Heft 1 | 1,20 |
| —, Hans: Die Porphyrite des südöstlichen Thüringer Waldes. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1901, Heft 1 | 2,— | —, Erich: Die hydrologischen Verhältnisse am Nordostabhang des Hainich im nordwestlichen Thüringen. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1902, Heft 3 | 1,— |
| —, Hans: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Borker Heide in Masuren. (Zweiter) Bericht über die Aufnahme des Blattes Kerschken im Jahre 1905. Mit 4 Abb. i. T. Jahrg. 1905, Heft 4 | —,60 | —, Erich und Naumann, Ernst: Zur Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestlichen Thüringen. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen a. d. Blättern Langula und Langensalza in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | —,50 |
| —, Hans: Über ein Vorkommen von Alunit-ähnlichen Kaolinitknollen im Oberoligoän von Leipzig. Mit 5 Abbild. u. 1 Profil. Jahrg. 1907, Heft 3 | —,30 | —, Erich und Siegert, Leo: Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande. Jahrgang 1905, Heft 3 | —,50 |
| —, Hans: Über einige in Raseneisenmerz umgewandelte fossile Hirschgewoie aus einem Raseneisensteinlager der Provinz Posen. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1907, Heft 3 | —,70 | Kallhardt, Friedr.: Geologische Beschreibung der Umgegend von Spahl in der Rhön mit besonderer Berücksichtigung der Eruptivgesteine. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1909, Teil 2, Heft 1 | 2,00 |
| —, Hans: Aus dem Thüringer Schiefergebirge (Frankenwald). I. Ein deutsches Pickeringit-Vorkommen. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1907, Heft 3 | —,80 | Kaunhowen, F.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Ortelsburg (Ostpreußen). Bericht über die Aufnahme auf Blatt Theerwisch im Jahre 1903. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| —, Hans: Über die radialen Aufpressungserscheinungen im diluvialen Untergrund der Stadt Naugard in Pommern und ihre Beziehungen zu dem Naugarder Stau-Os. [Ein Beitrag zur Osar-Forschung.] Mit 5 Profilen und 1 Übersichtskärtchen. Jahrgang 1909, T. 1, Heft 1 | —,40 | —, F.: Geologische Beobachtungen in den ostpreußischen Kreisen Angerburg und Lützen. Bericht über die Aufnahme auf Blatt Orlowen im Jahre 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| —, Hans: Die Tropfsteinhöhle im Zechstein-Bryozoenriff bei Thal in Thüringen und ihre genetischen Beziehungen zu den dortigen Schwespa'gängen. Mit 1 Kartenskizze und 4 Abbildungen. Jahrgang 1909, Teil 1, Heft 3 | 0,30 | —, F.: Beobachtungen über Diluvium, Tertiär und Kreide in Ostpreußen. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,40 |
| —, Hans, u. Range, Paul: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). Mit 1 Tafel. Jahrgang 1906, Heft 1 | —,80 | —, F.: Das geologische Profil längs der Berliner Untergrundbahn und die Stellung des Berliner Diluviums. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1906, Heft 3 | 1,25 |
| Hintze, Alfred: Beiträge zur Petrographie der älteren Gesteine des deutschen Schutzgebiets Kamerun. Jahrgang 1907, Heft 2 | 2,50 | —, F.: Geologische Untersuchungen in dem Gebiete längs der Bahn Lützen—Arys—Johannisburg, Ostpreußen. Mit zahlreichen Profilen im Text. Jahrgang 1906, Heft 3 | 1,— |
| Holzappel, E.: Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,60 | —, F. und Krause, Paul Gustaf: Beobachtungen an diluvialen Terrassen und Seebecken im östlichen Norddeutschland und ihre Beziehungen zur glazialen Hydrographie. Jahrg. 1903, Heft 3 | —,40 |
| —, E.: Neuere Beobachtungen in der Aachener Gegend. Bericht über die Aufnahme der Blätter Aachen, Stolberg, Lendersdorf, Eschweiler, Herzogenrath im Jahre 1903. Jahrg. 1904, H. 4 | —,40 | Keilhack, K.: Einige Aufnahmeergebnisse aus dem mittleren Fläming. Bericht über die Aufnahme der Blätter Görzke, Belzig, Brück, Stackelitz, Klepzig, Niemeck, Hundeluft und Coswig in den Jahren 1901 bis 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,40 |
| —, F.: Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfauna des rheinischen Stringocephalen-Kalkes. Mit 4 Tafeln. Jahrgang 1908, T. 2, Heft 1 | 2,60 | —, K.: Die geschichtliche Entwicklung der Lehre von der Entstehung der Grundwasser. Festschrift Jahrgang 1902 | —,70 |
| | | —, K.: Geologische Beobachtungen während des Baues der Brandenburgischen Städtobahn. Mit 3 Tafeln. Jahrgang 1903, Heft 1 | 2,— |

| | Mark | | Mark |
|---|------|---|------|
| Keilhack, K.: Ergebnisse von Bohrungen, I. Gradabteilung 1—20. Jahrg. 1903, H. 4 | 8,— | Leppla, A.: Zur geologischen Kenntnis des Taunus- vorlandes. Bericht über die Aufnahme der Blätter Hochheim und Wiesbaden in den Jahren 1902 bis 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| II. Gradabteilung 21—37. Jahrg. 1904, H. 4 | 5,— | —, A.: Die Tiefbohrungen am Potsberg in der Rhein- pfalz. Jahrgang 1902, Heft 3 | —,50 |
| III. Gradabteilung 38—50. Jahrg. 1905, H. 4 | 5,— | —, A.: Über Unterdevon des Rheintals. Bericht über die wissenschaftl. Ergebnisse d. Aufnahmen a. d. Blättern Kaub, Preßberg, Algenroth in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1903, Heft 4 | —,30 |
| IV. Gradabteilung 51—64. Jahrg. 1906, H. 4 | 4,75 | Linstow, O. v.: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1905, Heft 3 | —,80 |
| V. Gradabteilung 1—83. Jahrg. 1907, H. 4 | 9,50 | —, O. v.: Bemerkungen über die Echtheit eines in Pommern gefundenen Triasgeschiebes. Brief- liche Mitteilung. Jahrgang 1902, Heft 3 | —,30 |
| —, K.: Über die Aufschlüsse des neuen Tagebaues Marga bei Senftenberg. Mit 2 Tafeln und Profil im Text. Jahrgang 1908, T. 2, Heft 2 | 1,40 | —, O. v.: Über Bohrgänge von Käferlarven in Braunkohlenholz. Briefliche Mitteilung. Jahrgang 1905, Heft 3 | —,30 |
| —, K.: Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1909, Teil 1, Heft 3 | 0,60 | —, O. v.: Über jungglaciale Feinsande des Fläming. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1902, Heft 2 | 1,— |
| Klautzsch, A.: Die geologischen Verhältnisse des Großen Moosbruches in Ostpreußen unter Ber- ücksichtigung der jetzigen Pflanzenbestände. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1906, Heft 2 | 2,— | —, O. v.: Die organischen Reste der Trias von Lüne- burg. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 2 | 1,50 |
| —, A.: Der jüngste Vulkanausbruch auf Savaii, Samoa. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,50 | —, O. v.: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittle- ren Elbe. Mit 2 Profilen im Text und 1 Tafel. Jahrgang 1904, Heft 2 | 1,30 |
| —, A.: Geologisch-petrographische Mitteilungen aus deutschen Kolonien. I. Die Gesteine des Waria- gebietes und das dortige Goldvorkommen (Kaiser Wilhelms-Land, Neu-Guinea). Mit 1 Taf. Jahrgang 1908, T. 2, Heft 2 | —,70 | —, O. v.: Über Ockerkalko in der Nähe von Kem- berg bei Wittenberg. Jahrg. 1908, T. 1, Heft 1 | —,30 |
| —, A. u. Soenderop, F.: Geologische Mitteilungen aus dem Grenzgebiet zwischen Ermland und Masuren. Bericht über die Aufnahme der Blätter Ribben, Aweyden, Sorquitten, Sensburg, See- hesten in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, O. v.: Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt). Jahrgang 1908, T. 1, Heft 1 | —,70 |
| Koehne, W.: Vorläufige Mitteilung über eine Ober- coblenz-Fauna in Sphärosideritschiefern im südlichen Sauerlande. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,30 | —, O. v.: Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. Mit 1 Karte u. 2 Textfig. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 2 | —,30 |
| Koenen, A. v.: Über Buntsandstein des Solling. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | —,30 | —, O. v.: Die Tertiärbildungen auf dem Gräfen- hainichen-Schmiedeberger Plateau (Dübener Heide z. T.). Mit 2 Tafeln und 3 Textfiguren. Jahrgang 1903, T. 2, Heft 2 | 2,50 |
| —, A. v.: Über vorglaziale Bildungen im Gebiete der Sackberge und des Hils nebst 1th u. Selter Briefl. Mitteil. über die wissenschaftl. Ergeb- nisse d. Aufn. 1907. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 1 | —,30 | —, O. v.: Studien über verschiedenaltige Tone des Diluviums. Mit 1 Textfigur. Jahrgang 1908, T. 2, Heft 2 | —,40 |
| Kolbe, H. J.: Über problematische Fossilien aus dem Culm von Steinkunzendorf in Schlesien. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 1 | —,70 | —, O. v.: Zwei Asteriden aus märkischem Septarien- ton (Rupelton) nebst einer Übersicht über die bisher bekannt gewordenen tertiären Arten. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1909, T. 2, H. 1 | 1,00 |
| Kolesch, Karl: Über die Grenzen zwischen Unterm und Mittlerem Buntsandstein in Ost- Thüringen. Mit 1 Tafel im Text. Jahrg. 1908, T. 1, Heft 3 | —,50 | Lotz, H.: Ein neuer Fundpunkt des Pentamerus rhenanus F. Roemer (Conchidium hassiacum Frank). Briefliche Mitteilung. Jahrg. 1902, H. 1 | —,25 |
| Korn, J.: Über Oser bei Schönlanke. Mit 1 Taf. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 3 | —,80 | Menzel, Hans: Beiträge zur Kenntnis der Quartär- bildungen im südlichen Hannover. 1. Die Inter- glazialschichten von Wallensen in der Hils- mulde. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 2 | 1,60 |
| Krause, Paul Gustaf: Über Endmoränen im westlichen Samlande. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1904, Heft 3 | 1,— | —, Hans: Beiträge zur Kenntnis der Quartär- bildungen im südlichen Hannover. 2. Eine jung- diluviale Konchylienfauna aus Kiesablagerungen des mittleren Leinetales. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,40 |
| —, Paul Gustaf: Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Mit 6 Taf. u. 2 Taf. i. T. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 2 | 8,— | —, Hans: Beiträge zur Kenntnis der Quartär- bildungen im südlichen Hannover. 3. Das Kalk- tufflager von Alfeld an der Leine. Jahrgang 1905, Heft 1 | —,50 |
| —, Paul Gustaf: Beobachtungen an diluvialen Terrassen. Jahrgang 1903, Heft 3. Siehe Kaunhosen, F. | | —, Hans: Über die Gliederung und Ausbildung der jungtertiären und quartären Bildungen im südlichen Hannover und Braunschweig. Bericht über die Aufnahme der Blätter Alfeld, Eschers- hausen, Salzhemmendorf, Gronau und Sibesse in den Jahren 1901 bis 1904. Jahrg. 1904, Heft 4 | —,50 |
| —, Paul Gustaf: Über einen fossilführenden Hori- zont im Hauptterrassendiluvium des Nieder- rheins. Mit 1 Tafel im Text. Vergriffen. Jahrgang 1903, Teil 2, Heft 1 | 0,60 | —, Hans: Über das Vorkommen von Cyclostoma elegans Müller in Deutschland seit der Dilu- vialzeit. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,30 |
| Krech, Karl: Beitrag zur Kenntnis der oolithischen Gesteine des Muschelkalks um Jena. Mit 3 Taf. Jahrgang 1909, T. 1, Heft 1 | 3,80 | —, Hans: Beiträge zur Kenntnis der Quartär- bildungen im südlichen Hannover. 4. Das Kalk- tufflager von Lauenstein. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 3 | —,30 |
| Krusch, P.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gegend von Dortmund und Witten. Bericht über die Aufnahme der Blätter Hörde, Witten, Dortmund und Kamen in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | —, P.: Pflanzenreste aus dem Posener Ton. Mit 4 Tafeln. Jahrgang 1910, Teil 1, Heft 1 | 2,60 |
| —, P.: Der Südrand des Beckens von Münster zwischen Menden und Witten auf Grund der Ergebnisse der geologischen Spezialaufnahme. Mit 3 Tafeln. Jahrgang 1908, T. 2 Heft 1 | 5,— | | |
| Lang, Otto: Zur Kenntnis der Verbreitung nieder- hessischer Basaltvarietäten. Jahrg. 1905, Heft 2 | 2,50 | | |
| —, Otto: Die Schlingenbildung des Fuldatales bei Guxhagen. Jahrgang 1904, Heft 3 | —,30 | | |

| Mark | Mark |
|---|------|
| Mestwerdt, A.: Die Gliederung des Kohlenkeupers etc. Jahrgang 1906, Heft 2. Siehe Stille, H. | |
| Meunier, Fernand: Beitrag zur Syrphiden-Fauna des Bernsteins. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 2 | —,80 |
| —, Fernand: Beitrag zur Fauna der Bibioniden, Simuliden und Rhyphiden des Bernsteins. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 3 | 1,— |
| —, Fernand: Eine neue Blattinaria aus der Oberen Steinkohlenformation (Ottweiler Schichten, Rheinpreußen). Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,70 |
| —, Fernand: Monographie der Leptiden und der Phoriden des Bernsteins. Mit 5 Tafeln. Jahrgang 1909, Teil 2, Heft 1 | 3,40 |
| Meyer, Erich: Aufnahmeergebnisse aus dem südlichen Fläming. Bericht über die Aufnahme der Blätter Straach und Hundeluft in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| —, Erich: Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, Heft 3 | 1,50 |
| —, Erich: Das Fallungsgebiet des Fläming bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1909, Teil 2, Heft 2 | 2,00 |
| Michael, R.: Über das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przewiczow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,40 |
| —, R.: Über neuere Aufschlüsse untercarbonischer Schichten am Ostrande des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,60 |
| Michael, R.: Zur Geologie nördlich der Gegend von Tarnowitz. Bericht über die Aufnahme des Blattes Tarnowitz in den Jahren 1903 u. 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| —, R.: Die Gliederung der oberschlesischen Steinkohlenformation. Jahrgang 1901, Heft 3 | 1,— |
| —, R.: Geologische Mitteilungen über die Gegend von Gilgenburg und Greierswalde in Ostpreußen. Jahrgang 1902, Heft 1 | —,30 |
| —, R.: Über die Verbreitung des Keupers im nördlichen Schlesien. Jahrgang 1907, Heft 2 | —,30 |
| —, R.: Über das Vorkommen einer tertiären Landschneckenfauna im Bereich der jüngsten Schichten der Kreidescholle von Oppeln. Jahrgang 1901, Heft 3 | —,30 |
| —, R.: Über die Kalklager im Diluvium . . . Jahrgang 1902, Heft 1. Siehe Jentzsch, A. | |
| Monke, H.: Beiträge zur Geologie von Schantung. I. Obercambrische Trilobiten von Yen-tay-yai. Mit 7 Tafeln. Jahrgang 1902, Heft 1 | 5,— |
| —, H.: Zweimalige Vereisung und Interglacial südlich der Elbe. Bericht über die wissenschaftl. Ergebnisse d. Aufnahme a. d. Blättern Bevensen und Ebstorf in den Jahren 1901 u. 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | —,30 |
| Mordziol, Carl: Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden d. Mainzer Beckens. Jahrgang 1907, Heft 1 | —,30 |
| —, Carl: Über das jüngere Tertiär und das Diluvium rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Mit 1 Tafel und 8 Textfiguren. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 2 | 3,— |
| Mueller, Gottfried: Die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Jahrg. 1903, Heft 2 | —,50 |
| —, G. und Weber, C.: Über ältere Flußschotter bei Bad Oeynhaus und Alfeld und eine über ihnen abgelagerte Vegetationsschicht. Jahrgang 1902, Heft 3 | 30,— |
| Naumann, Ernst: Aufnahmeergebnisse im Südwesten des Hainichs. Bericht über die Aufnahme der Blätter Henningsleben, Milla und Treffurt in den Jahren 1903 u. 1904. Jahrg. 1904, Heft 4 | —,50 |
| —, Ernst: Über Gebirgsstörungen am Nordwestende des Thüringer Waldes. Bericht über die Aufnahme des Blattes Creuzburg im Jahre 1905. Jahrgang 1905, Heft 4 | —,60 |
| —, Ernst: Beitrag zur Gliederung des Mittleren Keupers im nördl. Thüringen. Jahrg. 1907, H. 3 | 1,— |
| —, Ernst: Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises im Saaletale bei Jena. Mit 2 Fig. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 1 | —,50 |
| —, Ernst und Picard, Edm.: Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. Mit 1 Textfigur. Jahrgang 1907, Heft 1 | —,30 |
| —, Ernst u. Picard, Edm.: Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. Mit 1 Übersichtskarte. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | 1,20 |
| Naumann, Ernst: Zur Kenntnis der Trias und des Diluviums im nordwestlichen Thüringen. Bericht usw. Jahrg. 1902, H. 4. S. Kaiser, E. | |
| Passarge, S.: Die Kalkschlammablagerungen in den Seen von Lychen, Uckermark. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1901, Heft 1 | 3,— |
| Picard, E.: Aufnahmeergebnisse aus Hinterpommern. Bericht über die Aufnahme auf Blatt Schönebeck in den Jahren 1903 u. 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| —, E.: Beitrag zur Kenntnis der Glossophoren der mitteldeutschen Trias. Mit 6 Tafeln. Jahrgang 1901, Heft 4 | 6,— |
| —, E.: Die Gattung Pinna in der Trias. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,30 |
| —, E.: Zur Kenntnis der obersten Saaleterrasse auf Blatt Naumburg a. S. Jahrgang 1905, Heft 3 | —,30 |
| —, E.: Über Ablagerungen der Ilm und Saale etc. Jahrgang 1907, Heft 1. S. Naumann, Ernst | |
| —, E.: Weitere Mitteilungen über d. diluviale Flußnetz in Thüringen. Jahrgang 1903, T. 1, H. 3. S. Naumann, Ernst. | |
| —, E.: Über den Unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1909, Teil I, Heft 3 | 2,50 |
| Potonié, H.: Zur Frage nach den Ur-Materialien der Petrolea. Jahrgang 1904, Heft 2 | —,80 |
| —, H.: Eine rezente organogene Schlamm-Bildung des Cannelkohlen-Typus. Briefliche Mitteilung. Jahrgang 1903, Heft 3 | —,30 |
| —, H.: Zur Genesis der Braunkohlelager der südlichen Provinz Sachsen. Mit 9 Abb. im Text. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | —,50 |
| —, H.: Das Auftreten zweier Grenztorfhorizonte innerhalb eines und desselben Hochmoorprofils. Mit 6 Textfiguren. Jahrgang 1903, T. 2, Heft 2 | —,50 |
| —, H.: Die Tropen-Sumpflachmoor-Natur der Moore des Produktiven Carbons. Nebst der Vegetations-schilderung eines rezenten tropischen Wald-Sumpflachmoores durch Dr. S. H. Koorders. Jahrgang 1909, T. 1, Heft 3 | 1,80 |
| Quaas, A.: Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf b. Kujan (Oberschlesien) und über die Frage des geologischen Alters der „subsudetischen“ Braunkohlenformation in Oberschlesien; und: Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przewiczow, östlich Oswiecim (Westgalizien). Jahrg. 1906, H. 2 | —,30 |
| Raab, O.: Neue Beobachtungen aus dem Rüdersdorfer Muschelkalk und Diluvium. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1904, Heft 2 | 1,40 |

| Mark | | Mark |
|------|--|------|
| | Range, Paul: Der Untergrund des Pathologischen Instituts der Königlichen Charité zu Berlin. Jahrgang 1907, Heft 3 | ,30 |
| | -, Paul: Über Quellmoore in Masuren . . . Jahrgang 1906, Heft 1. S. Heß von Wichdorff. | |
| | Reinach, A. v.: Das Alter der fossiliferen Tertiärablagerungen am Rhein. Briefliche Mitteilung. Jahrgang 1904, Heft 3 | ,30 |
| | -, A. v.: Neuere Aufschlüsse im Tertiär des Taunusvorlandes. Jahrgang 1903, Heft 1 | ,30 |
| | -, A. v.: Der Schläferskopfstollen bei Wiesbaden. Jahrgang 1901, Heft 3 | ,30 |
| | -, A. v.: Über Gebirgsbau und Stratigraphie des Taunus. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | ,50 |
| | Riedel, O.: Über Gletschertöpfe im Bitterfelder Kohlenrevier. Jahrgang 1902, Heft 2 | ,30 |
| | Scheibe, R.: Kontaktgesteine im Kleinen Thüringer Wald auf Blatt Schleusingen und über Granit, Rotliegendes und Zechstein südwestlich Mehliß auf Blatt Schwarzta (Mehliß). Bericht über die Aufnahmen in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | 1,- |
| | -, R.: Grundgebirge des Thüringer Waldes im Vesser- und Nahetal. Bericht über die wissenschaftl. Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Schleusingen in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | ,30 |
| | Schleifenbaum, W.: Das Schwefelkies-Vorkommen am Großen Graben bei Elbingerode im Harz. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1905, Heft 3 | 1,30 |
| | Schlunck, Johannes: Die Jurabildungen der Weserkette bei Lübbecke und Preußisch-Oldendorf. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1904, Heft 1 | 1,10 |
| | Schmeisser: Die Geschichte der Geologie und des Montanwesens in den 200 Jahren des preußischen Königreichs, sowie die Entwicklung und die ferneren Ziele der Geologischen Landesanstalt und Berg-Akademie. Festrede. Jahrgang 1901 | 1,- |
| | Schmidt, W. E.: Die Fauna der Siegener Schichten des Siegerlandes, wesentlich nach den Aufsammlungen in den Sommern 1905 und 1906. Jahrgang 1907, Heft 3 | ,90 |
| | Schmierer, Th.: Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Görzke, Alten-Grabow und Nedlitz in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | ,30 |
| | -, Th.: Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligocäns. Mit 1 Tafel. Jahrg. 1910, Teil 1, Heft 1 | 1,50 |
| | -, Th. und Soenderop, F.: Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). Briefliche Mitteilung. Jahrgang 1902, Heft 3 | ,30 |
| | Schneider, O.: Über den inneren Bau des Gollenberges bei Köslin. Jahrgang 1903, Heft 3 | ,30 |
| | -, O.: Das Gestein des Seebachfelsens bei Friedrichroda im Thüringer Walde. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1903, Heft 4 | 2,50 |
| | -, O.: Grundmoränenlandschaft und Talbildungen hinter der pommerschen Hauptendmoräne. Bericht über die wissenschaftl. Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Polzin in den Jahren 1901 und 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 | ,30 |
| | -, O.: Diluviale Talbildungen zwischen Belgard u. Polzin i. Pom. Bericht über die Aufnahme der Blätter Boissin und Bulgrin im Jahre 1905. Jahrgang 1905, Heft 4 | ,30 |
| | -, O. u. Soenderop, F.: Marines Mittel-Oligocän und (?) Alt-Tertiär bei Belgard in Pom. Jahrgang 1906, Heft 2 | ,30 |
| | Schneiderhöhn, H.: Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwald. Mit 3 Tafeln und 4 Textfiguren. Jahrgang 1909, Teil 2, Heft 2 | 2,50 |
| | Schoendorf, Friedrich: Aspidosoma Schmidtii nov. spec. Der erste Seesteru aus den Siegener Schichten. Mit 1 Tafel und 1 Textfigur. Jahrgang 1908, T. 1, Heft 3 | ,85 |
| | Schroeder, Henry: Dathosaurus macrourus nov. gen. nov. sp. aus dem Rotliegenden von Neurode. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1904, Heft 2 | 1,60 |
| | -, Henry: Hyaena aus märkischem Diluvium. Jahrgang 1904, Heft 2 | ,30 |
| | -, Henry: Rhinoceros Mercki Jäger von Heggen im Sauerlande. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1905, Heft 2 | 1,40 |
| | -, Henry: Schichten der Parkinsonia subfurcata in Norddeutschland. Jahrgang 1905, Heft 1 | ,40 |
| | -, H.: Marine Fossilien in Verbindung mit permischem Glazialkonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. [Briefliche Mitteilungen.] Jahrgang 1908, T. 1, Heft 3 | ,30 |
| | -, H. und Stoller, J.: Marine- und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau. Jahrgang 1905, Heft 1 | ,30 |
| | -, H. u. Stoller, J.: Diluviale marine und Süßwasser-Schichten bei Uetersen-Schulau. Mit 3 Tafeln. Jahrgang 1906, Heft 3 | 4,30 |
| | -, H. und Stoller, J.: Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge bei Cottbus. Jahrgang 1905, Heft 3 | ,50 |
| | Schuch, F.: Geologische Beobachtungen im Hümmling. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1906, Heft 2 | 1,75 |
| | -, F.: Zur Kenntnis des Diluviums und Alluviums an der Ems und Hase. Bericht über die Aufnahme der Blätter Meppen und Haren in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | ,30 |
| | -, F.: Das Wasser und seine Sedimente im Flutgebiete der Elbe. Jahrgang 1904, Heft 3 | 1,- |
| | -, F.: Das Keldinger Moor. Bericht über die wissenschaftl. Ergebnisse der Aufnahmen a. d. Blättern Hamelwörden, Himmelpforten u. Stade in den Jahren 1901 und 1902. Mit 1 Karte. Jg. 1902, H. 4 | 1,- |
| | -, F.: Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1908, T. 2, Heft 1 | 1,20 |
| | Schulte, L.: Aufnahmeergebnisse aus der Uckermark. Bericht über die Aufnahme der Blätter Lychen, Himmelpfort, Dannenwalde und Fürstenberg in den Jahren 1902 bis 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | ,30 |
| | Seyfried, v.: Zur Kenntnis der vulkanischen Gebilde und der Tektonik im Südwesten der Rhön. Bericht über die Aufnahme der Blätter Schlüchtern und Oberzell in den Jahren 1903 und 1904. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1904, Heft 4 | ,80 |
| | Sichtermann, Paul: Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme. Mit 5 Tafeln. Jahrgang 1907, Heft 2 | 4,75 |
| | Siegert, Leo: Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Mit 10 Fig. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 3 | ,50 |
| | -, Leo: Beiträge zur Stratigraphie des Perms . . . Jahrg. 1905, H. 3. S.: Kaiser, Erich. | |
| | -, Leo: Das Grenzgebiet zwischen der Mansfelder und der Halleschen Mulde in der Gegend von Halle a. S. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1903, T. 2, Heft 2 | 1,50 |
| | -, Leo: Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluß an die Konferenz der Direktoren der deutschen Geologischen Landesanstalten im Jahre 1903. Mit 1 Tfl. Jahrgang 1903, Teil 2, Heft 1 | 2,00 |

| | Mark | | Mark |
|--|------|--|------|
| Soellner, J.: Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Mit 4 Tafeln. Jahrgang 1901, Heft 1 | 5,— | Tornau, Friedrich: Der Flötzberg bei Zabrze. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des oberschlesischen Steinkohlenbeckens, mit einer geologischen Karte, Profilen, Skizzen und Bohrtabellen. Mit 5 Tafeln. Jahrgang 1902, Heft 3 | 7,50 |
| Soenderop, F.: Fossilführende Diluvialschichten etc. Jahrg. 1902, Heft 3. Siehe Schmierer, Th. | | Tornow, M.: Die Geologie des Kleinen Thüringer Waldes. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1907, Heft 3 | 2,60 |
| —, F.: Geologische Mitteilungen aus dem Grenzgebiet zwischen Ermland . . . Jahrgang 1904, Heft 4. Siehe Klautzsch, A. | | Voelzing, K.: Der Traß des Brohltales. Mit 5 Tafeln, Jahrgang 1907, Heft 1 | 4,50 |
| —, F.: Marines Mittel-Oligocän . . . Jahrgang 1906, Heft 2. Siehe Schneider, O. | | Voit, F. W.: Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch Südwest-Afrika. Mit 19 geologischen Kartenskizzen und Profilen im Text sowie mit einer Übersichtskarte und 1 Tafel. Jahrgang 1904, Heft 3 | 2,— |
| Stille, Hans: Über den Gebirgsbau und die Quellenverhältnisse bei Bad Nenndorf am Deister. Jahrgang 1901, Heft 3 | —,60 | Wagner, R.: Das ältere Diluvium im mittleren Saaletale. Mit 1 Tafel, Jahrgang 1904, Heft 1 | 4,— |
| —, Hans: Zur Geschichte des Almetales südwestlich Paderborn. Mit 6 Textfig. Jahrg. 1903. Heft 2 | —,60 | Wagner, Wilhelm: Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen vor der Rhön. Mit 2 Tafeln und 3 Textfiguren. Jahrg. 1909, Teil 2, Heft 1. | 3,— |
| —, Hans: Zur Kenntnis der Kreidegräben östlich der Egge. Bericht über die Aufnahme des Blattes Willebadessen in den Jahren 1903 und 1904. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 | Wahnschaffe, Felix: Über das Vorkommen von Gletschertöpfen auf dem Sandstein bei Gommern unweit Magdeburg. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1902, Heft 1 | 1,25 |
| —, Hans: Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Mit 6 Textfiguren. Jahrgang 1905, Heft 1 | —,75 | —, F.: Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete im April 1907. Jahrgang 1907, Heft 3 | 1,40 |
| —, Hans: Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Mit 2 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Jahrgang 1902, Heft 2 | 1,50 | —, F.: Der Dünenzug bei Wilhelmshagen-Woltersdorf. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1909, T. 1, Heft 3 | 1,25 |
| —, Hans: Über die Verteilung der Fazies in den Scaphitenschichten der südöstlichen westfälischen Kreidemulde nebst Bemerkungen zu ihrer Fauna. Mit 3 Tafeln und 1 Texttafel. Jahrgang 1905, Heft 1 | 1,50 | Weber, C.: Über ältere Flußschotter bei Bad Oeynhaus . . . Jahrg. 1902, Heft 3. S. Mueller, G. | |
| —, H.: Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. Mit 1 Textfigur. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 1 | —,75 | Wieggers, Fritz: Neue Beiträge zur Geologie der Altmark. I. Das Tertiär im Kreise Gardelegen und einige Bemerkungen über das Diluvium. Jahrgang 1907, Heft 2 | 1,— |
| —, H. und Mestwerdt, A.: Die Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. Jahrgang 1906, Heft 2 | —,60 | —, Fritz: Diluviale Flußschotter aus der Gegend von Neuhaldeleben. Mit 2 Profilen u. 1 Texttafel. Jahrgang 1905, Heft 1 | —,75 |
| Stoller, J.: Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. 1. Motzen, Werlte, Ohlsdorf-Hamburg. Jahrgang 1903, T. 1, H. 1 | —,60 | —, Fritz: Über Glazialschrammen auf der Culmgrauwacke bei Flechtingen. Jahrgang 1904, Heft 3 | —,30 |
| —, J.: Über die Zeit des Aussterbens von <i>Brasenia purpurea</i> in Europa, speziell Mittel-Europa. Jahrgang 1903, T. 1, Heft 1 | 1,— | —, Fritz: Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Calvörde. Bericht über die Aufn. der Blätter Calvörde, Uthmöden, Mieste u. Letzlingen in den Jahren 1903 u. 1904. Jahrg. 1904, Heft 4 | —,50 |
| —, J.: Über einen vorgeschichtlichen Bohlweg . . . Jahrgang 1904, Heft 2. Siehe Wolff, W. | | Wolff, W.: Zur Kenntnis von Tertiär und Diluvium am Niederrhein. Bericht über die Aufnahme des Blattes Euskirchen im Jahre 1903. Jahrgang 1904, Heft 4 | —,30 |
| —, J.: Marine- und Süßwasser-Ablagerungen . . . Jahrgang 1905, Heft 1. Siehe Schroeder H. | | —, W. u. Stoller, J.: Über einen vorgeschichtlichen Bohlweg im Wittmoor (Holstein) u. seine Altersbeziehungen zum Moorprofil. Jahrg. 1904, H. 2 | —,30 |
| —, J.: Diluviale marine und Süßwasser-Schichten etc. Jahrg. 1906, Heft 3. Siehe Schroeder, H. | | Wollemann, A.: Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). Mit 5 Tafeln, Jahrgang 1906, Heft 2. | 4,— |
| —, J.: Wirbeltierskelette . . . Jahrgang 1905, Heft 3. Siehe Schroeder, H. | | —, A.: Die Fauna des mittleren Gaults von Algermissen. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1903, Heft 1 | 1,50 |
| —, J.: Über das fossile Vorkommen der Gattung <i>Dulichium</i> in Europa. Mit 10 Textfiguren. Jahrgang 1909, T. 1, Heft 1 | —,30 | —, A.: Nachtrag zu meinen Abhandlungen über die Bivalven und Gastropoden der Unteren Kreide Norddeutschlands. Mit 5 Tafeln. Jahrg. 1908, T. 2, Heft 1 | 4,— |
| —, J.: Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide. Mit 1 Tafel. Jahrg. 1909, T. 2, H. 2 | 1,— | Wunstorff, Wilhelm: Die Fauna der Schichten mit <i>Harpoceras dispansum</i> Lyc. vom Gallberg bei Salzgitter. Mit 4 Tafeln. Jahrg. 1904, Heft 3 | 3,— |
| Stromer, Ernst: Über Alttertiär in Westafrika und die Südatlantik. Jahrgang 1909, T. 1, H. 3 | 0,30 | —, Wilhelm: Transgressionen im oberen Jura am östlichen Deister. Jahrgang 1902, Heft 2 | —,30 |
| Tietze, O.: Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Mit 1 Tafel. Jahrgang 1906, Heft 1 | 1,50 | | |
| —, O.: Das Steinkohlengebirge von Jbberbüren. Mit 2 Tafeln. Jahrgang 1903, T. 2, Heft 2 | 3,— | | |
| —, O.: Über einen Os südlich Breslau. Mit 4 Textfiguren. Jahrgang 1909, T. 1, Heft 1 | —,30 | | |

Zeise, O.: Geologisches vom Kaiser-Wilhelm-Kanal. Mark
 Mit 4 Tafeln. Jahrgang 1902, Heft 2 3,50

Ziervogel, H.: Die Lagerungsverhältnisse des
 Tertiärs südwestlich von Cöthen im Herzogtum
 Anhalt. Mit 3 Tafeln. Jahrg. 1910, T. 1, Heft 1 3,60

Zimmermann, E.: Ein neuer Fund diluvialer
 Knochen bei Pöbneck in Thüringen. Jahrgang
 1901, Heft 2 —50

—, E.: Zur Kenntnis und Erkenntnis der metamor-
 phischen Gebiete von Blatt Hirschberg und
 Gefell. Jahrgang 1901, Heft 3 —,80

Zimmermann, E.: Der Bau der Gegend bei Gold-
 berg. Bericht über die wissenschaftlichen Er-
 gebnisse der Aufnahmen auf den Blättern
 Goldberg und Schönau in den Jahren 1901 und
 1902. Jahrgang 1902, Heft 4 —,50

—, E.: Kohlenkalk und Culm des Velberter Sattels
 im Süden des westfälischen Carbons. Mit 1 Tafel
 und 25 Textfiguren. Jahrgang 1909, T. 2, Heft 2 2,50

—, E. und Berg, G.: Die geologischen Verhältnisse
 der Umgegend von Friedland bei Waldenburg
 in Schlesien. Kurzer Bericht über die Auf-
 nahme der Blätter Friedland und Waldenburg
 in den Jahren 1903 und 1904. Jahrg. 1904, Heft 4 —,30