Jahrbuch
der
Königl. Preussischen
geologischen
Landesanstalt
und
Bergakademie

Do
1588
XXIX
1908
Teil I

J. Anderson
Buchbinderei
DANZIG
Frauengasse 21

Dio 1588 (N)

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT ZU DANZIG
BIBLIOTHEK

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

Jahrbuch

der

Königlich Preufsischen Geologischen Landesanstalt

zu

Berlin

für das Jahr

1908.

BIBLIOTHEK DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Band XXIX, Teil I.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGJI
Dział B Nr. 76.
Dnia 18. 10. 19. 46.

Berlin.

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

1909.

7

POLITE[illegible]GDAŃSKA
BIBL[illegible]GŁÓWNEJ
III 15008

Inhalt.

Seite

Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. IV. Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. Von Herrn O. H. Erdmannsdörffer in Berlin. (Hierzu Tafel 1) 1

Zur Geologie des Braunauer Landes. Von Herrn G. Berg in Berlin. (Hierzu eine Karte, Tafel 2) 23

Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehung zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. Von Herrn O. Grupe in Berlin 39

Das Alter der Samländischen Braunkohlenformation und der Senftenberger Tertiärflora. Von Herrn Alfred Jentzsch in Berlin 58

Über die Zeit des Aussterbens der Brasenia purpurea Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa. Von Herrn J. Stoller in Berlin 62

Über Ockerkalke in der Nähe von Kemberg bei Wittenberg. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin 94

Über vorglaziale Bildungen im Gebiete der Sackberge und des Hils nebst Ith und Selter. (Briefliche Mitteilung.) Von Herrn A. v. Koenen in Göttingen 98

Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands. 1. Motzen, Werlte, Ohlsdorf-Hamburg. Von Herrn J. Stoller in Berlin 102

Löß und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt). Von Herrn O. v. Linstow in Berlin 122

Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe. Von Herrn Hans Stille in Berlin. (Mit 1 Textfigur) 145

Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises im Saaletale bei Jena. Von Herrn Ernst Naumann in Berlin. (Mit 2 Textfiguren) 167

Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung. Von Herrn P. G. Krause in Berlin. (Hierzu Tafel 3—8 und 2 Tafeln im Text) 185

Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt. Von Herrn O. v. Linstow in Berlin. (Mit 1 Kartenskizze und 2 Textfiguren) 327

Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Lösse zwischen Weißenfels und Zeitz. Von Herrn Br. Dammer in Berlin. (Mit 3 Figuren) 337

Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. Von Herrn C. Mordziol in Gießen. (Hierzu Tafel 9 und 8 Textfiguren) 349

Inhalt.

Seite

Die Pseudo-Cannel-Kohle. Von Herrn O. Barsch in Berlin. (Hierzu Tafel 10 und 11) 431

Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück. Von Herrn W. Haack in Göttingen. (Hierzu Tafel 12 und 13) 458

Über Oser bei Schönlanke. Von Herrn J. Korn in Berlin. (Hierzu Tafel 14) 532

Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen. Von Herrn H. Potonié in Berlin. (Mit 9 Abbildungen im Text) 539

Zur Kritik des Interglazialbegriffes. Von Herrn L. Siegert in Berlin. (Mit 10 Figuren) 551

Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. Von den Herren E. Naumann und E. Picard in Berlin. (Hierzu 1 Übersichtskarte, Tafel 15) 566

Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ost-Thüringen. Von Herrn K. Kolesch in Jena. (Mit 1 Tafel im Text) 589

Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover. 4. Das Kalktufflager von Lauenstein. Von Herrn H. Menzel in Berlin . . 604

Über frühglaziale Bildungen auf Blatt Gronau. [Briefliche Mitteilung, Nachtrag.] Von Herrn A. v. Koenen in Göttingen 610

Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Von Herrn O. Grupe in Berlin. (Hierzu Tafel 16) 612

Über einige Carbonfarne aus der Familie der Sphenopteriden. Von Herrn F. Behrend in Berlin. (Hierzu Tafel 17 und 18) 645

Marine Fossilien in Verbindung mit permischem Glazialkonglomerat in Deutsch-Südwestafrika. [Briefliche Mitteilung.] Von Herrn H. Schroeder in Berlin 694

Aspidosoma Schmidti nov. spec. Der erste Seestern aus den Siegener Schichten. Von Herrn F. Schöndorf in Hannover. (Hierzu Tafel 19 und 1 Textfigur) 698

Sach- und Orts-Register 709

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Petrographische Mitteilungen aus dem Harz.

Von Herrn **O. H. Erdmannsdörffer** in Berlin.

IV. Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges.

(Hierzu Tafel 1.)

Schon in der ersten Mitteilung über die Eruptivgesteine, die lagerförmig den sogenannten »Kieselschieferdiabaszügen« der Schichten am Nordwestabfall der Bruchberg-Ackerkette eingeschaltet sind, hebt M. Koch[1]) hervor, daß diese in einem gewissen äußeren Gegensatz zu den typisch divergentstrahlig-körnigen Gesteinen stehen, wie sie im Wissenbacher Schiefer des Mittelharzes oder des benachbarten Oberharzer Diabaszuges und in den Graptolithenschiefern des Ostharzes verbreitet sind: »Vorwaltend sind es mittel- bis feinkörnige Gesteine von mehr rein körniger, Gabbro-ähnlicher als divergentstrahliger Struktur.« Auffallend ist ferner ihre Neigung zur Variolitbildung — die zu einer vorübergehenden Stellung dieser Gesteine ins Oberdevon Veranlassung war[2]) — und das auf einen bestimmten Horizont beschränkte Auftreten von Gesteinen, »welche den anderen Vorkommen gegenüber durch grobes Korn, drusige Struktur und reichliche Zeolithbildung auffallen.«

Eine ausführlichere Beschreibung einzelner Diabastypen des Bruchberg-Ackersilurs verdanken wir demselben Forscher, der in seinen kürzlich erschienenen[3]) »Mitteilungen über Olivindiabase

[1]) Dieses Jahrbuch für 1898, S. XXXI.
[2]) ibid. S. XXXV—XXXVI.
[3]) Festschrift z. 70. Geburtstag von H. Rosenbusch. Stuttgart 1906, S. 184.

aus dem Oberharz« speziell Olivindiabase und primäre Hornblende führende »Proterobase und Olivinproterobase« sowie eine große Zahl interessanter randlicher Strukturmodifikationen schildert.

Ich fand Gelegenheit, mich mit diesen Gesteinen zu beschäftigen, als ich zum Zwecke der Abfassung der Erläuterungen zu Blatt Riefensbeek auch die Eruptivgesteine einer näheren Untersuchung unterzog. Einzelne vorläufige Mitteilungen über die allgemeinen Ergebnisse dieser Studien habe ich in der Februarsitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft gemacht [1]).

Waren schon gewisse, auch im äußeren Habitus hervortretende Eigentümlichkeiten geeignet, Bedenken über die Natur mancher dieser Gesteine als »echte Diabase« zu erwecken, so wurden mir diese Zweifel zur Gewißheit, als ich in den Olivin führenden Diabasen und Proterobasen als spärlichen, aber doch allgemein vorhandenen Gemengteil den Ägirin fand. Durch dieses Mineral schien auch eine Brücke geschlagen zu den analcimreichen Gesteinen des Bruchberg-Ackers und eine magmatische Verwandtschaft zwischen diesen alkalireichen Typen und den mehr kalkreichen »Diabasen« angedeutet, zumal da Vergleichsstudien ergaben, daß Ägirin in andern analcimführenden Gesteinen gleicher Art keineswegs fehlt. (Dillenburg, Neutitschein.)

Wenn wir nun auch, wie im Folgenden im einzelnen ausgeführt werden soll, gezwungen sind, den Bruchberg-Ackergesteinen eine andere, außerhalb der Diabasfamilie im landläufigen Sinne gelegene Stellung im petrographischen System anzuweisen, so gilt doch für sie alle insgesamt, einschließlich der analcimführenden Glieder, das, was Koch über das Verhältnis der olivinfreien zu den olivinführenden Gesteinen sagt: sie sind geologisch zusammengehörige, ein und derselben Eruptivformation angehörige Bildungen.

Eine in alle Einzelheiten gehende Beschreibung der Bruchberg-Ackerdiabase zu geben, bin ich nicht in der Lage; es sollen vielmehr die Verhältnisse nur soweit geschildert werden, als sie für ihre systematische Stellung von Bedeutung sind. Über die strukturell abweichenden Entwicklungsformen (Variolite etc.) wolle man bei Koch nachlesen.

---

[1]) Monatsbericht 2 der Deutschen Geolog. Gesellschaft 1907, S. 16—22.

1. Die analcimführenden Gesteine der höheren Kieselschiefer-Diabaszüge.

Die Gesteine dieser Züge sind an der ganzen Bruchberg-Ackerkette am besten in den Tälern zu beobachten, wo sie in den Wasserrissen als glattgescheuerte Felsen anstehen oder in großen, runden Blöcken oft kilometerweit unterhalb des Anstehenden gefunden werden. Günstige Beobachtungspunkte sind:

die Rauhe Schacht, direkt an der Mündung der Schachtkappe;
die obersten Wasserrisse des Kleinen Mollentals;
das Kleine Morgenbrodtstal etwa 100 m oberhalb des Beginns des Morgenbrodtstaler Grabens. In den Schuttmassen an der Mündung dieses Tales finden sich massenhaft Blöcke dieses Vorkommens;
das Kleine Gerlachstal unterhalb der Schusterklippe.

An der Schachtkappe beobachtet man im Liegenden des etwa 12 m mächtigen Lagers deutliche Knotenbildung in den harten Wetzschiefern. Das genügt indessen nicht, um im Verein mit der grobkörnigen Struktur intrusive Lagerung zu beweisen.

Das Gestein bietet besonders da, wo seine großen kugeligen Verwitterungskörper isoliert im Bachlauf liegen (z. B. Sösetal), einen sehr charakteristischen Anblick durch die zahlreichen, bis 6 cm langen, kreuz und quer gelagerten, seltener auch büschelig zusammentretenden Augitprismen, die mit schwarzbrauner oder -grüner Farbe aus dem helleren, bräunlichen oder graugrünen Gesteinsgrund heraustreten. In andern Vorkommen (Rauhe Schacht) erreichen die Augite keine solchen Dimensionen, das Gestein macht dann durch sein gleichmäßig grobes bis mittleres Gefüge fast den Eindruck eines echten Tiefengesteines. Die von Koch angegebene drusige Struktur habe ich nicht beobachten können.

Bei der Verwitterung nimmt das Gestein eine eigentümliche narbige Oberfläche an und zerfällt leicht in einen lockeren, groben Grus.

Am Aufbau dieser Gesteine beteiligen sich: Plagioklas, Alkalifeldspat (?), Augit, Biotit, Hornblende, Analcim, Titaneisen, Titanmagnetit, Apatit, Chlorit, Carbonate, Muskovit, Prehnit und Natrolith.

Der Plagioklas bildet gedrungene Tafeln nach M, die mitunter auch etwas nach der a-Achse gestreckt sind. Wo er an den Analcim der Zwickelfüllung stößt, ist er stets sehr deutlich idiomorph, gegen den Augit verhält er sich teils idio- teils allotriomorph. Die gewöhnlichen Zwillingsgesetze sind allgemein vorhanden, ebenso eine deutliche Zonarstruktur. In den zentralen Teilen der Durchschnitte fehlt oft das Albitgesetz ganz, so daß das Karlsbader allein oder in Verbindung mit dem Periklingesetz hier vorherrscht; die randlichen Teile sind dagegen stets sehr reichlich mit Albitstreifung versehen.

Die Zusammensetzung der Plagioklase wechselt innerhalb weiter Grenzen. Sehr häufig beobachtet man einen dem Labrador genäherten Andesin (Ab_{55} An_{45} mit 24,5° P und M); auch kalkärmerer Andesin tritt auf (1 : 15°, 2 : 5°, 2′ : 4°); die randlichen Teile gehen bis zum basischen Oligoklas herab. Die kalkreichste Mischung, die ich beobachtete, gehörte nach dem optischen Verhalten konjugierter Doppelzwillinge zum Bytownit (Ab_1 An_3). Im allgemeinen herrschen die dem Labrador Ab_1 An_1 angenäherten Typen vor. Die natronreicheren treten dabei nicht nur in den randlichen Teilen der basischeren Plagioklase, sondern auch als selbständige Individuen auf. Sekundären Albit habe ich nicht mit Sicherheit nachweisen können.

Zu erwähnen ist schließlich noch eine in den Plagioklasen dieser Gesteine allgemein vorhandene bräunliche bis rötliche Bestäubung, die vorwiegend die randlichen Teile einnimmt, kleine Individuen aber auch ganz erfüllen kann. Woraus sie besteht, habe ich nicht feststellen können: sie ist so feiner Art, daß sie der auflösenden Kraft selbst der stärksten Immersionssysteme widersteht.

Die zentralen Teile der Plagioklase unterliegen leicht der Verdrängung durch andere Mineralien, unter denen Carbonate und

Chlorit, Analcim und Prehnit die verbreitetsten sind. Als Verwitterungsprodukt der Plagioklase bildet sich Muskovit.

Der Augit tritt oft in deutlichen Prismen auf, die von (110), (100) und (010) begrenzt werden, und nicht selten nach (100) tafelig entwickelt sind. Andererseits bildet er z. T. auch die Ausfüllungsmasse zwischen den Feldspattafeln. Eine Sanduhrstruktur ist allgemein vorhanden, ebenso eine deutliche Dispersion der Bisektricen. Die Färbung ist das bekannte Rötlich- oder Violettgrau der titanreichen Augite, der Pleochroismus ist jedoch nur sehr gering. Die Auslöschungsschiefe c : c beträgt in den oft ganz farblosen Terminalkegeln 40°, in den Seitenkegeln 45°. Verwachsung mit Biotit in der bekannten Weise, daß die Basis des Glimmers auf den Prismenflächen des Pyroxens liegt, kommt vor, kann aber auch ganz fehlen.

Die Verwitterung des Augits liefert Carbonate, chloritische Produkte, Eisenerze und Titanmineralien (Titanit, Anatas?).

Amphibole treten in den Analcim führenden Gesteinen an Menge und Bedeutung stark hinter den Pyroxenen zurück; sie sind mit geringfügigen Ausnahmen als sekundär zu betrachten. Immerhin bieten sie auch so einiges Auffällige.

Als wahrscheinlich primär fasse ich kleine, scharf prismatisch begrenzte, tief dunkelbraune Kristalle auf, die vereinzelt in einer Gesteinsprobe vom Kleinen Mollental auftreten.

Ihrer Verknüpfung mit Chlorit nach als sicher sekundär zu betrachten ist die Hornblende, die in kompakten, regellos geformten Fetzen in einem losen Block im Sösetal vorkommt. Sie ist durch ihren Pleochroismus bemerkenswert:

a hellbraun,
b bräunlichrot (indischrot),
c gelblich olivgrün.

Die eigentümlichen Farbentöne, das Absorptionsschema $b > c > a$ und die niedrige Doppelbrechung weisen eine gewisse Ähnlichkeit mit Kataforit auf, doch ist die Intensität der Absorption viel zu gering, als daß man beide Mineralien identifizieren könnte.

Sekundär sind ferner seltene, in Chlorit eingelagerte Fasern einer hellgrünen Hornblende.

Der Biotit kommt in Verwachsung mit Augit, wie oben angeführt, in einzelnen Gesteinsproben vor; allgemein vorhanden ist er in Verwachsung mit den Eisenerzen. Farbe, Pleochroismus, Achsenwinkel sind die des normalen Biotits. Sekundäre Entstehung von Biotit aus Chlorit, wie sie aus verwandten Gesteinen beschrieben wird, fehlt hier.

Wahrscheinlich sekundär ist dagegen ein sehr häufiges und fast stets mit Chlorit vergesellschaftetes glimmerartiges Mineral mit starker negativer Doppelbrechung, kleinem, in der Symmetrieebene gelegenem Achsenwinkel und einem intensiven Pleochroismus mit hellgelbbraun für a und dunkelgrasgrün für b und c. Dünne, oft zierlich hexagonal begrenzte Blättchen dieses Minerals sind mit Chlorit von ähnlicher, oft ins blaugrüne spielender Farbe teils parallel verwachsen, teils innig, aber regellos vermengt oder in helminthartigen Gruppen angeordnet; auch die oben erwähnte eigentümlich gefärbte Hornblende steht mit ihnen in naher Beziehung.

Es ließ sich kein sicherer Anhaltspunkt für das Muttermineral dieses Umwandlungsproduktes gewinnen. In andern analcimfreien Gesteinen ist es mit anscheinend gleichfalls sekundärem Arfvedsonit verknüpft.

Titaneisen und Titanmagnetit sind beide vorhanden, aber ohne chemische Untersuchung bei fehlender Kristallgestalt nicht immer zu unterscheiden. Beide treten oft in Wachstumsformen auf. Umwandlung in Leukoxen ist allgemein verbreitet.

Apatit wechselt an Menge und Größe der Individuen sehr. Bisweilen beobachtet man nur vereinzelte, dicke, gerundete Säulen, oft aber zahlreiche schlankprismatische Kristalle. Die Gesamtmenge ist jedoch, wie auch die chemische Analyse zeigt, nie bedeutend.

An sekundären Mineralien treten außer den schon kurz gestreiften noch auf:

Chloritische Produkte. Sie zeigen sich in äußerst verschiedener Form der Aggregation, des Pleochroismus, der Doppel-

brechung usw. und stellen wohl sicher keine einheitliche Mineralspezies dar. Im einzelnen soll hierauf nicht näher eingegangen werden: ich bezeichne sie weiterhin mit dem mehr konventionellen Namen Chlorit.

Carbonate. Kalkspat wiegt bei weitem vor. Selten sind als Umwandlungsprodukte von Pyroxen scharf begrenzte Rhomboederchen von Dolomit.

Der Analcim tritt in zwei Arten auf: Einmal als Ausfüllung der Zwickel zwischen den Plagioklasen und Augiten, und das ist sein Hauptverbreitungsgebiet, zweitens im Innern und auf Sprüngen der Plagioklase.

Seine Diagnose gelingt leicht auf Grund seiner niedrigen Lichtbrechung, seiner würfeligen Spaltbarkeit, der Isotropie bezw. der anomalen Doppelbrechung.

Aus dem Gestein vom kleinen Mollental hat M. Koch den Analcim isoliert. Seine Analyse ergab das Resultat unter I (unter II die Zusammensetzung aus der Formel berechnet).

	I	II
SiO_2	54,67	54,47
Al_2O_3	23,19	23,29
Fe_2O_3	0,11	
FeO	0,22	
MgO	0,11	
CaO	0,37	
Na_2O	13,33	14,07
K_2O	0,28	
H_2O	7,47	8,17
	99,75	100,00

Anal. Haefke. Spec. Gew. 2,266.

Die Umwandlung des Analcims durch die Verwitterungsagentien liefert in vielen Fällen ein trübkörniges isotropes Aggregat unbekannter Natur. Fast ebenso oft beobachtet man eine Verdrängung durch Chlorit. Sie beginnt vom Rande der an den Analcim stoßenden Plagioklase her und schreitet derart fort, daß geschlossene feinfaserige Büschel von Chlorit nach dem Innern zu

wachsen, den Analcim mehr und mehr verdrängen und schließlich seinen ganzen ursprünglichen Platz einnehmen. Die Front der Büschel wird dabei meist von einem schmalen Saum feinfaserigen Kalkspats gebildet, der auch Klüfte im Analcim erfüllen kann. Figur 3 auf Tafel 1 erläutert diesen Vorgang. Seltener ist eine Verdrängung des Analcims durch langfaserigen Kalkspat allein.

Von grundsätzlicher Bedeutung für die systematische Stellung dieser und verwandter analcimführender Gesteine ist die Auffassung von der Entstehung des Analcims. Daß er ein sekundäres Produkt sei, wird von allen Beobachtern ohne weiteres zugegeben. Seine Herkunft aber erklärt man auf zwei verschiedene Arten: einerseits aus dem Natrongehalt der Plagioklase, andererseits aus der Umwandlung von als ursprünglich im frischen Gestein vorhanden angenommenem Nephelin. Auf den Plagioklas führen den Analcim die meisten Autoren[1]) zurück, u. a. Rohrbach, Brauns, Heineck, Dörmer, Macpherson, Reiser, während Tschermak, Corstorphine, Reinisch (?) und Rosenbusch den Nephelin als sein Muttermineral ansehen.

Besonders wichtig sind für diese Frage die Arbeiten von Brauns; so schildert er in einer Arbeit über den Diabas von Friedensdorf bei Marburg[2]), in welcher Weise die in diesen Gesteinen bei der Verwitterung zirkulierenden Natronlösungen den Plagioklas angreifen, und wie Analcim — dieser Vorgang ist auch von Lemberg experimentell nachgeahmt worden — Prehnit und Kalkspat seinen Platz einnehmen oder auch auf Klüften im Gestein sich absetzen. Besonders soll der sekundäre Albit das erforderliche Natron geliefert haben, »welcher gleichsam in Analcim sich auflöst, indem die Kristalle an einem Ende dünner werden und in Analcim verfließen«.

Für die Ableitung des Analcims aus dem Plagioklas existieren aber eine große Anzahl von Schwierigkeiten, von denen Rosenbusch die wichtigsten hervorhebt: Die Unmöglichkeit, die Ana-

[1]) Neues Jahrb. für Min. 1892, S. 1.

[2]) Vergl. die Literaturzusammenstellungen in Rosenbusch, Mikrosk. Physiographie,

lyse eines analcimreichen Gesteines auf ein ursprüngliches Gemenge von Augit, Hornblende und Plagioklas zu berechnen, ohne die Zuführung von Natron bei der Verwitterung, einen Vorgang, der den normalen Verwitterungsverhältnissen genau entgegengesetzt sein würde; die Notwendigkeit der Annahme, daß das Gestein im frischen Zustande eine sehr stark poröse Struktur besessen habe; die auffallende Erscheinung, daß ein kalkreicher Plagioklas bei der Zersetzung ganz vorwiegend Natronzeolithe geliefert haben solle[1]) u. a.

Ich selbst habe nun bei meinen Gesteinen ebenfalls nicht den Eindruck gewinnen können, daß das Natron zur Analcimbildung dem Plagioklas entnommen sei. Man findet allerdings Stellen, an denen scheinbar ein ganz allmählicher Übergang zwischen diesen beiden Mineralien stattfindet, indem an einem Ende Analcim, am andern Plagioklas zu beobachten ist und zwischen ihnen keine scharfe Grenze, sondern ein völliges Verschwimmen des einen im andern. Solche Stellen werden dadurch erzeugt, daß die ebene Grenzfläche eines Plagioklaskristalls gegen den zwickelausfüllenden Analcim von den beiden Schlifffläche unter einem sehr spitzen Winkel getroffen wird, so daß im Schliff ein dünner Keil von Analcim auf dem Feldspat liegt — die scheinbare Übergangszone.

Auch da, wo der Analcim pseudomorphosenartig im Innern der Plagioklaskristalle auftritt, stößt er stets mit scharfen Grenzen gegen diese ab, die vielfach gerade an solchen Stellen völlig frisch und unversehrt erscheinen[2]). Eine Beziehung zwischen der Menge des Analcims und dem Erhaltungszustand des Plagioklas, die Rohrbach in seinen Tescheniten beobachten zu können glaubte, kann ich nach meinen Untersuchungen nicht erkennen. Die Menge des Analcims ist keineswegs dem Verwitterungszustand des Gesteins,

[1]) Dieser Widerspruch ist um so prägnanter, als gerade die natronreichen Teile der Feldspate noch durchweg erhalten sind.

[2]) »Das Verhältnis von Analcim zu Feldspat . . . ist hier sehr klar, indem Plagioklas und Analcim hier stets von einander völlig unabhängig sind. Frische Krystalle von Plagioklas liegen in einer Grundmasse von Analcim und nur sehr selten geht der letztere auf Sprüngen in ersteren hinein, eine Erscheinung welche aber stets wie eine Infiltration aussieht.« (Corstorphine, Tschermak's min. u. petr. Mitt. XIV, S. 464.)

insbesondere des Plagioklases proportional, dieser wird vielmehr, wie bereits erwähnt, bei diesem Vorgang in Muskovit übergeführt.

Zweifellos sind die Plagioklase durch Natronlösung angegriffen und z. T. analcimiert worden; aber die Herkunft derselben eben aus dem Plagioklas selbst scheint mir nicht erwiesen zu sein; im Gegenteil, es ist zu berechnen, daß der geringe Natrongehalt der kalkreichen Schalen des Plagioklases — nur diese sind verändert — zur Bildung der ihren Raum und den der zahlreichen Zwickel zwischen ihnen einnehmenden Analcimmengen überhaupt nicht ausreichen kann.

Ich stimme Brauns in seiner Annahme völlig bei, daß für die Reaktion zwischen den Natronlösungen und dem Plagioklas keine erhöhte Temperatur angenommen zu werden braucht, wie man aus den Lemberg'schen Experimenten schließen könnte. Der Vorgang der Analcimierung braucht also nicht einmal in die Thermalperiode des Gesteins verlegt zu werden — wofür es freilich an Analogieen nicht fehlen würde — sondern die Länge der Einwirkungsdauer, wohl auch das Gesetz der chemischen Massenwirkung kann zur Erklärung der Umsetzung unter normalen Verhältnissen herangezogen werden[1]). Für die Herkunft der Lösungen müssen wir aber ein extrem natronreiches Mineral verantwortlich machen, das allein die intensive Durchtränkung des Gesteins mit seinen Lösungsprodukten bewirken konnte. Ich sehe deshalb im Nephelin das Muttermineral des Analcims unserer Gesteine. Dieser, der ursprünglich als jüngster Gemengteil die Zwickel zwischen den andern ausfüllte, ging unter der Einwirkung der Verwitterungsagentien in Analcim über. Dabei bildeten sich reichlich überschüssige Natronlösungen, die im Gestein zirkulierten und an Stelle der ihnen gegenüber wenig widerstandsfähigen kalkreichen Teile der Plagioklase Analcim abschieden oder auch solchen in Klüften absetzten.

Diese Annahme erhält eine ganz wesentliche Stütze durch die Auffindung von frischem Nephelin im Teschenit von Bluschowitz

[1]) Vergl. auch Dölter, Tscherm. min. und petr. Mitt., XXV, 1906, S. 98.

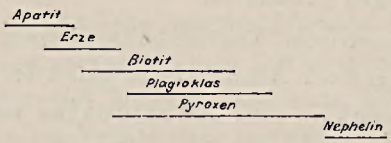
durch Rosenbusch[1]). Wie diese schlesischen Gesteine waren auch unsere Harzer Analcimdiabase ursprünglich Plagioklas-Nephelingesteine[2]).

Der bei der Verdrängung des Plagioklases durch den Analcim frei werdende Kalk setzt sich im Gestein teils als Kalkspat, teils als Prehnit wieder ab. Dabei scheint bald das eine, bald das andere Neubildungsprodukt vorzuherrschen; es sind sogar manche Gesteine völlig frei von Prehnit. Gewöhnlich spielt dieser eine ähnliche Rolle wie der Analcim, indem er Zwickel ausfüllt oder das Innere der Plagioklase einnimmt. Dabei wird er sehr häufig von Analcim begleitet, der in einzelnen Fällen als sicher älter konstatiert werden konnte. Das wechselnde Verhalten dieser Neubildungsprodukte mag mit lokalen Ursachen — Konzentration der Lösungen, CO_2-Gehalt, Form der bei der Analcimierung abgeschiedenen Kieselsäure u. a. zusammenhängen.

Natrolith tritt untergeordnet in faserigen Büscheln neben dem Analcim auf und dürfte auf ähnliche Weise wie dieser entstanden sein.

Auf das anscheinend völlige Fehlen des Epidot als Zersetzungsprodukt sei noch besonders hingewiesen.

Die Ausscheidungsreihenfolge der Mineralien ist durch das lange Nebeneinanderherlaufen der Bildungszeiten von Augit und Plagioklas besonders gekennzeichnet, wie folgendes Schema zeigt:



Wo die Hornblende — soweit sie überhaupt als primär aufzufassen ist — ihren Platz hat, läßt sich an dem mir vorliegenden Material nicht entscheiden.

[1]) Mikrosk. Physiographie. 4. Aufl. 2. Teil, S. 431.

[2]) Vergl. Tschermak, Felsarten a. d. Kaukasus. Tscherm. min. und petr. Mitt. 1872, S. 111. »Alle Teschenite dürften als umgewandelte Nephelinite anzusehen sein«.

II. Die Gesteine der tieferen »Kieselschiefer-Diabaszüge«.

Äußerlich sind diese Gesteine oft recht verschieden: Mittelkörnige, meist aber feinkörnige bis dichte, variolitische, diabasporphyritische und mandelsteinartige Typen wechseln miteinander ab. Über ihre geologische Stellung hat Koch Mitteilungen gegeben[1]); ebenso hat er die sehr variabeln mikrostrukturellen Verhältnisse in den Hauptzügen beschrieben. Dagegen bedürfen seine Angaben über die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine noch einiger für ihre systematische Stellung wichtiger Ergänzungen.

1. Die hornblendeführenden Gesteine. (M. Koch's Proterobase und Olivinproterobase.)

Die Fundpunkte sind bei Koch angegeben. Die Gesteine bestehen aus: Plagioklas, Augit, Ägirin, Hornblende, Biotit, Ilmenit, Apatit, Titanit und sekundären Produkten.

Der Plagioklas tritt in randlich braun bestäubten, gedrungenen Leisten auf, die sich gegen Augit und Hornblende vorwiegend allotriomorph verhalten; auch hier ist eine deutlich zonare Struktur vorhanden, wobei die zentralen Teile oft im Gegensatz zu den randlichen arm an Albitstreifen sind. Die Zusammensetzung schwankt meist von $Ab_1 An_3$ in den zentralen Teilen bis etwa $Ab_1 An_1$ am Rande, doch kommen auch saurere Mischungen vor: in einem Gestein z. B. sehr gleichmäßig $Ab_7 An_3$. Die Zersetzung führt zu glimmerigen Produkten.

Einzelne isometrische Durchschnitte müssen ihrer typischen Gitterstruktur wegen als Alkalifeldspat gedeutet werden, doch ist unsicher, ob Mikroklin oder Anorthoklas vorliegt.

Der herrschende Pyroxen ist ein Titanaugit von sanduhrförmigem Bau, ähnlich dem der Analcimgesteine. Er tritt in langen, fast stets von (110), (100) und (010) im Gleichgewicht begrenzten Prismen auf, die nicht selten die Flächen von $(\bar{1}11)$ als Terminalendung besitzen; von ihnen laufen die terminalen Anwachskegel mit $c : c = 40^0$ und schwachem oder geringem Pleo-

[1]) Vergl. auch die Erläuterungen zu den Blättern Riefensbeek und Osterode.

chroismus aus. Die Seitenkegel haben die Auslöschung $c : c = 47^0$ und sind meist deutlich pleochroitisch:

a farblos bis hellgelb,
b hellgelblichbraun,
c hellrötlichgrau bis hellviolett.

Die Stärke der Bisectricendispersion ist beträchtlich.

Auf einzelnen Pyroxenkristallen und zwar vorwiegend auf den terminalen Enden (z. B. auf der Fläche $(\bar{1}11)$), weniger häufig als dünner Überzug auf den Flächen der Prismenzone, sitzt der Ägirin. In relativ frischen Gesteinen ist er gar nicht selten: in einem Schliff von normaler Größe wurden beispielsweise 15 Augite mit Ägirinrand gezählt. Man vergleiche die Figur 2 auf Tafel 1.

Die Grenze beider Pyroxenarten ist stets völlig scharf, es findet kein Übergang statt; terminale Kristallbegrenzung zeigt er nicht, in Querschnitten tritt die Pyroxenspaltbarkeit deutlich hervor.

Die Richtung a weicht in keinem der beobachteten Durchschnitte mehr als $2 - 3^0$ von der Vertikalaxe ab. Doppel- und Lichtbrechung sind beträchtlich stärker als beim Augit. Der Pleochroismus des Minerals ist:

a bläulichgrün,
b gelbgrün, $\quad a > b > c$
c hellgelblichgrün.

Daß Ägirin in genau der gleichen Weise auch in den Teschenite Österreichisch-Schlesiens und den Hornblende- und Glimmerdiabasen Dillenburgs vorkommt, habe ich an anderer Stelle schon erwähnt[1]). Die Art des Zusammenauftretens mit dem Augit erinnert ungemein an die Verhältnisse theralithischer Gesteine, z. B. die der Crazy Mountains in Montana.

Die Hornblende tritt, wie Koch beschreibt und abbildet, teils in Verwachsung mit Augit, teils in selbständigen, bis 3 mm langen Prismen auf, die begrenzt werden von (110) und dem oft sehr groß entwickelten (010). Ägirin und Hornblende sitzen ge-

[1]) Monatsbericht Nr. 2 der Deutschen geolog. Gesellsch. Februar 1907. S. 17 und 19.

legentlich an dem gleichen Augitkristall fest. Sehr bezeichnend ist ein allgemein vorhandener randlicher grüner Farbenton, der in verschiedener Breite, oft auch ganz fehlend, sich durch allmählichen Übergang aus der braunen Farbe des zentralen Teiles der Hornblende entwickelt. Dadurch entstehen eine Menge oft eigentümlicher Mischfarben von grün und braun in den nur schmalen Übergangsteilen. Die normale braune Hornblende besitzt im allgemeinen folgende Absorptionsfarben:

a hellgelbbraun,
b rötlichbraun, oft sehr intensiv gefärbt,
c dunkelbraun, oft mit Stich ins olivgrüne.

Das Schema ist $c \geqslant b > a$.

Die grüne Randhornblende zeigt in ihren reinsten Abarten folgenden Pleochroismus:

a bräunlichgelb (stärker wie bei der braunen Hornblende),
b intensiv bräunlich (oliv)grün,
c blau bis grau-grün.

Im allgemeinen ist $c \geqslant b > a$; in manchen Schnitten, besonders solchen, die Mischfarben zeigen, ist deutlich zu beobachten, das $b > c$ ist; es wurde gelegentlich b selbst in Schliffen von normaler Dicke fast völlig absorbiert[1]).

Die Ebene des großen Achsenwinkels liegt stets in der Symmetrieebene. $c : c$ ist in der braunen Hornblende ca. -20^0, in der grünen -27 bis -30^0. Die Doppelbrechung der letzteren ist deutlich schwächer, die Dispersion der Bisektricen dagegen stärker als in der braunen.

Es muß hervorgehoben werden, daß in unfrischen Gesteinen die Intensität der Absorption ganz beträchtlich abnimmt, daß also zur Untersuchung speziell der Amphibole nur ganz frisches Material verwendet werden darf.

[1]) Ähnliche Hornblenden scheinen nach der Beschreibung von E. Reuning (N. Jahrb. f. Min. Bbd. 24, S. 442) in dem Oberdevondiabas von Burg bei Herborn vorzukommen: ihr Absorptionsschema ist gewöhnlich $c > b \geqslant a$, aber »bei einigen Schnitten wurde a hellgelbbraun b fast grauschwarz bis blauschwarz, $b \geqslant c$ gefunden.« $c : c < 16^0$, mäßige negative Doppelbrechung.

Die braune Hornblende gehört ihren Eigenschaften nach zum basaltischen Amphibol und dürfte auch dem BRÖGGER'schen Barkevikit nahe stehen. Die grünbraunen und blaugrünen Abarten scheinen dagegen in die überaus mannigfache und noch wenig bekannte Reihe der Amphibole zu gehören, die als Übergangsglieder zwischen Barkevikit oder basaltischer Hornblende und Arfvedsonit oder Riebeckit gelten und von denen ROSENBUSCH[1]) eine Anzahl Typen zusammengestellt hat, die ihren physikalischen Eigenschaften nach gut zu den unserigen zu passen scheinen.

Eine eigentümliche Hornblende fand ich in Verwachsung mit Pyroxen in einem olivinführenden Gestein vom Wolfstal. Ihre Auslöschungsschiefe c:c beträgt 21—24°, ihre Absorption ist:

	im Zentrum:	am Rand:
für	a gelbbraun,	etwas dunkler gelbbraun,
	b rötlichgraubraun,	tief dunkelbraun, fast schwarz,
	c grünbräunlich mit starkem Stich ins Gelbe.	

Das Absorptionsschema $b > c > a$ und die ungewöhnlichen Farbentöne erinnern auffallend an Kataforit, doch paßt hierzu die geringe Auslöschungsschiefe schlecht.

Die Hornblenden dieser Gesteine sind ziemlich stark der Verwitterung ausgesetzt, ein Umstand, der ihr genaues optisches Studium außerordentlich erschwert. Es entsteht dabei ein Gemenge von Kalkspat, Eisenerz und Chlorit.

Über die Entwicklung und das Auftreten des Olivins vergleiche man die KOCH'sche Arbeit. Sein Vorkommen speziell in den randlichen Partieen der Lager entspricht ganz dem der Teschenite nach ROHRBACH und tritt in der gleichen Weise auch bei anderen basischen Gesteinen auf.

Biotit ist in Verwachsung mit Ilmenit allgemein, mit Pyroxen nur örtlich vorhanden und in diesen Fällen primär. Doch kommt auch sekundärer Biotit ebenso wie das S. 6 beschriebene grüne glimmerartige Mineral vor.

Titanit tritt vereinzelt in scharfen Kristallen als primärer

[1]) Mikr. Physiogr. 4. Aufl. I, 2. S. 233—234.

Gemengteil auf. Seine Durchschnitte sind aber so selten, das in den mir zu Gebote stehenden Präparaten nicht zu erkennen war, ob er in der langprismatischen oder der Briefkuvertform entwickelt ist.

Ilmenit ist in langen Leisten reichlich vorhanden mit viel Leukoxen.

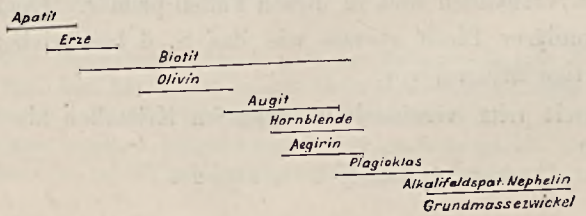
Apatit ist in zahllosen feinen Nädelchen im Gestein verstreut, ohne daß seine Gesamtmenge bedeutend wäre.

Bei der Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den Teschenite fällt der Mangel an Analcim besonders auf. Nur in einem Vorkommen, dem bereits erwähnten Olivindiabas vom Wolfstal, konnte ich als vereinzelte Zwickelausfüllung den stark getrübten Analcim nachweisen. Es scheinen aber manche strukturelle Eigenschaften dafür zu sprechen, daß Analcim auch in anderen Gesteinen dieser Gruppe, wenn auch in geringerer Menge, vorhanden gewesen und nur durch den überwuchernden Chlorit verdrängt worden sei.

Die Struktur der Gesteine wird von Koch als intersertal bezeichnet. In der Tat schiebt sich in die Feldspat- und Augitzwickel oft eine Mesostasis ein, von der jedoch meist nur fiederartig angeordnete, sehr schmale leistenförmige Plagioklase (saurer Andesin bis Oligoklas) erhalten sind. Der Rest besteht in der Regel, wie Koch angibt, aus chloritischen Zersetzungsprodukten mit Kalkspat, Erzstäbchen und wahrscheinlich Aktinolith.

Erwähnenswert ist jedoch, daß auch die Hornblende bisweilen in einer zweiten Generation in der Grundmasse auftritt, z. B. an Stellen, wo diese, um größere Mandelräume angeordnet, einen breiteren Raum als gewöhnlich einnimmt. Es liegen neben den Feldspäten dann auch reichliche schmale und lange braune Hornblendeprismen regellos in der chloritischen Hauptmasse verstreut.

Die Ausscheidungsreihenfolge der Gesteinsgemengteile wird durch folgendes Schema versinnbildlicht:



Zu den Zersetzungserscheinungen ist noch nachzutragen, daß der Chlorit, der in der Regel große Komplexe einnimmt, lokal aus nicht näher bekannten Ursachen von großen Büscheln einer stengeligen — nicht faserigen — hellgrünen Hornblende mehr oder weniger vollständig ersetzt wird, die mit $c:c = 20^0$ und ihrem geringen aber doch deutlichen Pleochroismus wohl in die Strahlsteingruppe zu stellen sein dürfte.

Eine durch die Natur seines Hornblende-Minerals abweichende Stellung nimmt das Gestein des untersten Lagers im Kleinen Mollental ein. Das mittelkörnige, schwarzgrüne Gestein führt vereinzelte, mit Kalkspat erfüllte Mandelräume. Es baut sich auf aus:

Plagioklas in gedrungenen, meist fast isometrischen Individuen, welche die bekannte Bestäubung besitzen, relativ wenig Albit-, dagegen viel Periklinlamellen und oft das Karlsbader Gesetz zeigen. Die optische Bestimmung ergab die Werte:

Auslöschung auf $P: -4^0$; in einem konjugierten Doppelzwilling $1:11{,}5^0$; $1':8^0$; $2:21^0$; ein Schnitt $\perp c$ gegen die Trace von $P: 8^0$; ein Schnitt $\perp P$ und $M: +25^0$. Danach schwankt die Zusammensetzung des Plagioklas in den Grenzen von Ab_3An_2 bis Ab_1An_1.

Ob der spärlich vorhandene Alkalifeldspat Mikroklin oder Anorthoklas sei, ist unsicher.

Der Pyroxen ist völlig verschwunden und wird durch Kalkspat allein oder mit untergeordneten Chlorit- und Titanmineralien ersetzt. Diese Pseudomorphosen zeigen langsäulige Form mit sehr scharf idiomopher Begrenzung durch (110) (100) (010) und Pyramidenflächen. Der Plagioklas ist durchweg jünger als der Pyroxen.

Biotit tritt in normaler brauner Farbe auf, vorwiegend aber ist die dunkelgrüne Glimmervarietät, die meist eng mit Eisenerz verbunden ist, nicht selten auch in den Augitpseudomorphosen.

Das Eisenerz ist ganz vorwiegend, wenn nicht ausschließlich ein Titanmagnetit. Apatit in schlanken bis über 6 mm langen Säulen ist häufig, selten Pyrit.

Manche der Zwickel zwischen den Plagioklasindividuen werden ausgefüllt durch Arfvedsonit, der in vielen Fällen als

primär angesehen werden muß, der Hauptmenge nach von jüngerem Alter als der Plagioklas, in dem er nur sehr vereinzelt als Einschluß auftritt.

Er besitzt den bezeichnenden Pleochroismus:

a tief blaugrün,

b braun- oder graugrün mit bläulichem Stich, oft am gleichen Individuum wechselnd,

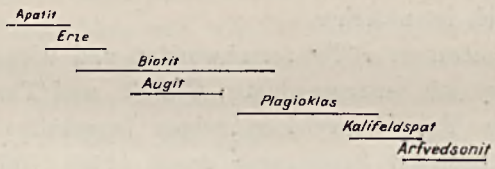
c hellbräunlichgrün,

$a > b > c$. Doppelbrechung sehr gering, die Auslöschungsschiefe $c : a$ wurde bis zu 9^0 gemessen. Querschnitte zeigen die Hornblendespaltbarkeit.

Nur selten ist die einfache Ausfüllung eines Feldspatzwickels mit Arfvedsonit zu beobachten. Meist wird der Raum durch ein inniges Gemenge des erwähnten grünen Glimmers mit Arfvedsonit in unregelmäßigen Fetzen oder bis 1,5 mm langen spitzigen Nadeln erfüllt. Es dürfte sich hier wohl um sekundäre Produkte handeln.

Die Verwitterung des Arfvedsonits führt zu Chlorit mit Titanmineralien (z. T. Anatas).

Die Ausscheidungsreihenfolge in diesem Gestein zeigt folgendes Schema:



b) Die hornblendefreien Gesteine.

In diese Abteilung gehört der größte Teil der Eruptivgesteine der unteren Kieselschiefer-Diabaszüge, teils mit, teils ohne Olivin und in strukturell sehr mannigfacher Ausbildung, wie Koch's Beschreibung zeigt (Variolite).

Es sei gleich vorweggenommen, daß die hauptsächlichste strukturelle Eigenart dieser Gesteine darin besteht, daß auch bei ihnen der Augit ganz vorwiegend älter ist als der Plagioklas, so daß es nicht wohl angeht — wenn auch infolge der langen Bildungsdauer des Augits örtlich das umgekehrte Ver-

hältnis vorliegen kann — die Struktur schlechthin als diabasisch-körnig zu bezeichnen[1]). Das zeigt ein Blick auf Koch's Abbildung 3 Tafel I, und ebenso die dieser Arbeit beigefügte Figur 1 auf Tafel 1.

Die Plagioklase dieser Gesteine wechseln in ihrer Zusammensetzung recht bedeutend. Verbreitet ist die Mischung $Ab_7 An_3$, noch häufiger $Ab_1 An_1$, seltener die saureren Feldspäte.

Der Augit tritt in langen Säulchen von oft tadellos vollkommener kristallographischer Umgrenzung auf. Helle, selbst farblose Arten ohne erkennbaren Sanduhrbau herrschen vor, ohne daß jedoch der deutlich gefärbte Titanaugit fehlte. Selten ist ein schwachgrünlicher Augit.

Die andern Gemengteile entsprechen denen der bereits beschriebenen Gesteine durchaus[2]). Die intersertale Struktur ist oft sehr typisch entwickelt.

Chemische Verhältnisse.

Die Eigentümlichkeiten der Gesteine ließen eine Anzahl von Analysen wünschenswert erscheinen, um nach Möglichkeit Sicherheit über ihre systematische Stellung zu erhalten. Sie wurden im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt angefertigt und stehen mit zwei älteren (I u. III), den Akten entnommenen in der nachfolgenden Tabelle:

I. Analcimreicher Diabas. Rauhe Schacht, Mündung der Schachtkappe.
II. Desgl. Kontrolanalyse.
III. Analcimreicher Diabas. Kl. Mollental.
IV. Arfvedsonitführender Diabas. Unterstes Lager im kl. Mollental (vergl. S. 17—18).
V. Olivindiabas mit Hornblende und Ägirin. (Olivin-proterobas Koch's). Osteröder Rinderstall.
VI. Diabas. Haseltal.

[1]) Koch, l. c., S. 189. Die ophitische Struktur, »die besonders bei den Teschenite oft sehr ausgeprägt ist, hat in der Litteratur eine größere Berücksichtigung gefunden als ihr zukommt, und die richtige Deutung dieser Gesteine erschwert.« (Rosenbusch, Mikr. Physiogr., 4. Aufl., II, S. 435.)

[2]) Vergl. auch M. Koch, l. c.

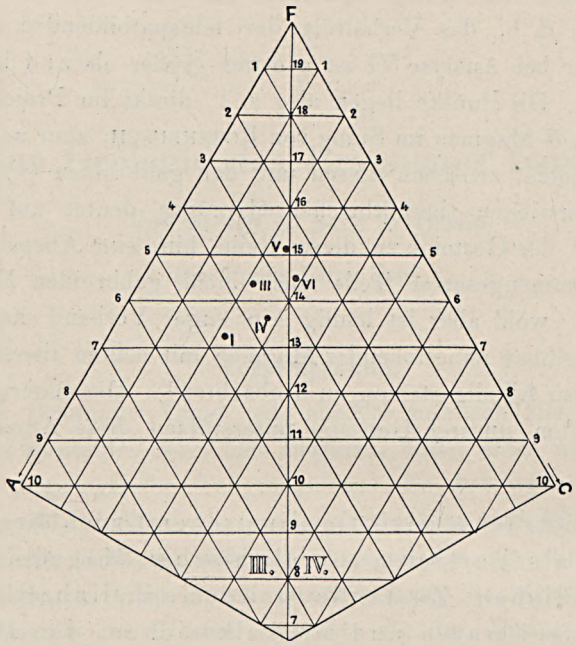
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	48,47	48,28	47,88	44,69	43,50	47,42
TiO_2	2,05	1,88	1,92	1,91	0,15	0,71
Al_2O_3	15,51	15,53	14,77	16,27	14,08	15,06
Fe_2O_3	2,52	2,50	3,01	2,16	6,86	3,36
FeO	8,46	9,01	8,32	7,16	7,54	8,20
MnO	—	—	—	—	—	0,58
MgO	3,83	3,80	5,99	5,00	6,80	6,19
CaO	6,36	6,07	7,68	8,98	10,07	9,58
Na_2O	6,26	6,10	5,51	4,65	3,38	3,82
K_2O	0,44	0,82	0,32	1,30	1,50	0,71
H_2O	4,38	4,51	3,88	3,86	3,83	3,61
CO_2	1,29	1,15	0,62	3,47	1,88	0,57
So_3	0,31	0,30	0,30	0,38	0,47	0,22
P_2O_5	0,23	0,32	0,24	0,18	0,32	0,24
	100,11	100,27	100,44	100,01	100,38	100,54
Anal.	Haefke	Klüss	Haefke	Klüss	Eyme	Eyme
Spec. Gew.	2,723	2,725	2,807	2,774	2,907	2,899

Nach der Osann'schen Methode ergeben sich aus diesen Analysenwerten die folgenden Konstanten[1]) und das unten stehende Projektionsbild:

	s	a	c	f	n	Reihe	m	Reihe
I.	57,97	4,7	2,1	13,2	9,55	α	7,72	v
III.	55,41	3,6	2,1	14,3	9,63	α	7,70	v
IV.	54,13	3,6	2,9	13,5	8,45	α	7,25	φ
V.	50,60	2,5	2,4	15,1	7,74	α	7,36	φ
VI.	53,70	2,6	2,9	14,5	8,90	α	7,62	v

[1]) Es erscheint vielleicht bedenklich die Berechnung für Gesteine durchzuführen, die bis 7,33 pCt. $H_2O + CO_2$ enthalten, obwohl die dabei entstehenden Fehler bei der Reduktion auf die Formelkonstanten beträchtlich vermindert werden. Daß diese aber gleichwohl den chemischen Charakter der Gesteine annähernd richtig wiedergeben, scheint mir aus folgenden Gründen wahrscheinlich zu sein:

Der Verwitterungsgang, speziell die Fortführung von Alkalien bei der Verglimmerung der Plagioklase und der Umwandlung von Nephelin in Analcim,



und somit die Veränderung in der Durchschnittszusammensetzung bewegt sich bei all unseren Gesteinen in der gleichen Richtung und verschiebt die Zahlen für c zu Ungunsten von a und f (vergl. auch Milch, Tscherm. min. u. petr. Mitt. XXIV, 1905, S. 222). Auch die hier vorgenommene Berechnung der Molekularproportionen erhöht im Vergleich mit andern Analysenberechnungen die Werte für c: während man nämlich in vielen Fällen zweifellos, oder doch mit großer Wahrscheinlichkeit berechtigt ist, die der CO_2 aequivalente Menge von CaO von der Gesamtsumme in Abzug zu bringen, — bei kalkreichem Nebengestein oder Kalkeinschlüssen (Brauns, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XLI, 1889, S. 506) oder bei direkter Sedimentierung von Kalk in die Hohlräume des Eruptivgesteins (Denckmann, geol. Bau des Kellerwaldes, Abh. geol. L.-A. XXXIV, S. 67, und Reuning, Diabasgesteine a. d. Westerwaldbahn, N. Jahrb. f. Min. Bbd. XXIV, S. 419) — ist im Bruchberg-Ackergebiet, wo die Diabase in einem so gut wie völlig kalkfreien System von Quarziten, Kiesel- und Wetzschiefern liegen, eine Zuführung des Kalkes von außen her in keiner Weise anzunehmen. Es wurde daher das CaO der Carbonate als autochthon, dem Gestein selbst entstammend angesehen, und bei der Analysenberechnung nur CO_2 und H_2O vernachlässigt. Danach halte ich es für sehr wohl möglich, daß der theralitische Charakter der Gesteine in ihrem ursprünglichen frischen Zustand noch deutlicher hervorgetreten ist als es jetzt bei ihrem Grünsteinhabitus der Fall ist.

Von den fünf Analysenpunkten fallen also vier in den Sextanten III, d. h. das Verhältnis der feldspatbildenden Kerne ist $a > c$; nur bei Analyse VI ist c etwas größer als a; f ist durchweg hoch. Die Punkte liegen also z. T. direkt im Projektionsfeld der echten ϑ-Magmen im Sinne von Rosenbusch, zum andern Teil im Grenzgebiet zwischen diesen und den gabbroiden (γ) Magmen. Dieses Vorwiegen theralithischen Gepräges deutet auf die Zugehörigkeit der Gesteine zu dieser Reihe hin: eine Abspaltung derartig zusammengesetzer Teile aus einem gabbroiden Magma ist unmöglich, wohl aber ist häufig ein enger Verband kalkreicher, also γ scheinbar nahestehender Magmen mit echten theralithischen und anderen Alkaligesteinen zu beobachten[1]). Die mineralogischen Eigenschaften unserer Gesteine unterstützen diese Annahme wesentlich.

Ich betrachte also die silurischen Bruchberg-Ackerdiabase als Vertreter theralithischer Magmen, die im ursprünglichen Zustande teils nephelinhaltig, teils nephelinfrei waren und mit kalkreichen, den Diabasen im eigentlichen Sinne chemisch genäherten Typen eng verknüpft sind. In ihrer Gesamtheit wären sie also, wenn man meinen Vorschlag[2]) annehmen will, als Theralithdiabase zu bezeichnen.

[1]) Böhmisches Mittelgebirge, Madeira, Kilimandjaro nach L. Finckh.
[2]) Monatsber. d. deutsch. geolog. Gesellsch. 1907, 2, S. 22.

Berlin, den 15. Juni 1907.

Zur Geologie des Braunauer Landes.

Von Herrn **G. Berg** in Berlin.

Hierzu eine Karte, Tafel 2.

Vorbemerkung.

Das Braunauer Land, ein ehedem politisch ziemlich selbstständiges Besitztum der Abtei Braunau, bildet einen nach Preußen hinein vorspringenden Teil Böhmens. Es hat weder im Nordwesten nach Friedland zu, noch im Südosten nach Wünschelburg zu natürliche Grenzen, während es gegen das eigentliche Böhmen scharf abgegrenzt ist durch den Steilhang des Quadergebirges, der weiterhin im Norden sowohl als im Süden meist die Grenze zwischen Böhmen und Schlesien bildet. Gehört es so morphologisch mehr nach Schlesien, so kann man dies noch vielmehr nach seiner geologischen Natur sagen. Ohne wesentliche Änderung streichen die Schichten des Rotliegenden von Wünschelburg aus über die Landesgrenze und durchziehen das ganze Land seiner Länge nach, um bei Friedland wieder deutsches Gebiet zu erreichen.

Bei der Kartierung des preußischen Anteiles der Mittelsudeten konnte daher der geologische Bau des Braunauer Landes unmöglich unberücksichtigt bleiben. Als nun die Kartierung der Wünschelburger Gegend (durch Herrn Geh. Bergrat Dr. Dathe) beendet war, und die geologische Aufnahme der Gegend von Friedland (durch Prof. Dr. Zimmermann und den Verfasser) vorgenommen wurde, erhielt Verf. den Auftrag, durch eine Übersichtsbegehung des Braunauer Landes die Beziehungen und den Zusammenhang der Rotliegend-Stufen des Blattes Friedland mit denen des Blattes Wünschelburg festzustellen.

Es wurden zu diesem Zwecke ein- und mehrtägige Begehungen meist von Braunau aus an insgesamt 12 Tagen durch das Gelände unternommen und dabei unter Aufsuchung aller natürlichen Aufschlüsse an den wichtig erscheinenden Punkten und unter Berücksichtigung der Geländeformen die beifolgende Karte entworfen.

Natürlich kann diese auf böhmischem Gebiet keinesfalls auch nur annähernd den Anspruch auf diejenige Genauigkeit machen, welche der Verkleinerung einer geologischen Spezialaufnahme zukommt, die den Darstellungen auf deutschem Gebiet zu Grunde liegt, aber dennoch dürfte das Gesamtbild der Karte die Verteilung der verschiedenen Gesteinsarten und Schichtenkomplexe richtig wiedergeben.

Als topographische Grundlage diente die deutsche Generalstabskarte im Maßstab 1 : 100000 (Blätter Friedland und Frankenstein.)

Der nachfolgende Text soll eine Erläuterung des in der Karte dargestellten geologischen Baues und eine Beschreibung der wichtigeren Gesteinsarten des Gebietes geben.

Landschaftsformen.

Die Grundeigenschaft der Landschaftsformen im Braunauer Lande ist die einer Stufenlandschaft. Die gleichmäßig nach SW. einfallenden Schichten und Eruptivdecken bilden je nach ihrer Widerstandskraft gegen die Verwitterung bald breite niedere Auen, bald langgestreckte Hügelzüge. Letztere haben fast ausnahmslos eine steile, dem Schichtenkopf entsprechende NO-Seite und eine flache, der sanft-einfallenden Schichtfläche entsprechende SW-Seite. Am deutlichsten von allen Steilrändern tritt der des Sterngebirges hervor mit den großartigen, durch die Erosion der Bäche in ihn eingefressenen Zirkustälern am oberen Ende der Ortschaften Märzdorf und Barzdorf. Ein gutes Beispiel einer nur wenig durch Täler gefurchten Schichtfläche dagegen bietet der Südabfall des Steinberges gegen Hauptmannsdorf.

Die gleichmäßige Folge nach NO. schauender Steilrandterrassen, welche der Gegend von Halbstadt und südöstlich bis

gegen Weckersdorf das Gepräge verleiht, verliert im Osten und Nordosten verschiedentlich ihre einfache, regelmäßige Natur. Bedingt wird dies durch ein weites südliches Vordringen der Eruptivgesteine im Gebiete des Kohlgrundes, durch das zum Teil jähe Auftreten und Auskeilen von Eruptivdecken bei Schönau und Johannesberg, vor allem aber durch die weite Ausbreitung gleichmäßiger Lettengesteine fast ohne zwischengelagerte Sandsteine und Konglomerate östlich und südlich von Braunau. Das ganze Gebiet von Straßenau, Rosenthal, Ottendorf, Weckersdorf, Märzdorf und Barzdorf ist mehr ein unregelmäßiges Hügelland als ein von gleichmäßigem Streichen der Bergzüge beherrschtes Stufenland.

Geologischer Bau.

Das normale Schichtprofil des Braunauer Landes, wie wir es etwa bei einer Begehung von Büttnergrund (dicht nördlich vom Kartenrande) über Wiesen, Halbstadt, Birkigt nach Hutberg antreffen, und wie es sich auch sonst mit größeren und kleineren Abänderungen stets wiederholt, ist folgendes:

Unterrotliegendes (nur in ganz kleinen Flächen bei Crainsdorf auf böhmisches Gebiet übertretend).

Mittelrotliegendes. Melaphyr und Verwandte ca. 200 m größte Mächtigkeit.

Quarzporphyr ca. 200 m.

Rote Letten mit verschiedenen Einlagerungen ca. 30 m.

Kalkstein 2—4 m.

Arkosen und stückige Konglomerate 10 m.

Graue und rote, sandige Letten (150—200 m) mit Kalklagern.

Konglomeratische Sandsteine 6—8 m.

Kalklager 1—2 m.

Oberrotliegendes. Kleinstückige Konglomerate ca. 50 m.

Dolomitische Arkose (Zechstein) ca. 20 m.

Kaolinsandstein (Buntsandstein) 150 m.

Kreideformation. Glaukonitischer Quader meist 5—8 m.

Plänersandstein mit Glaukonitbänken (20—30 m).

Plänerkalkstein ca. 100 m mit Quadereinlagerung bis 100 m.

Die wichtigsten Abweichungen, welche sich in verschiedenen Teilen des Gebietes von diesem Normalprofil einstellen, sind die folgenden:

Der Quarzporphyr keilt sich nach Südosten zu aus, vorher wird er bei Rudelsdorf und auf beiden Seiten des Tuntschendorfer Tales nahe beim Zollamt durch einen Tuff vertreten.

Die Arkosen und stückigen Konglomerate werden von Johannesberg bis Tuntschendorf und auch weiterhin nach Südosten zu durch eine Eruptivstufe ersetzt, an deren verwickeltem Aufbau sich Melaphyr und Porphyr, sowie Melaphyr- und Porphyrtuff beteiligen. Ganz im Südosten bei Reichenforst und Raten tritt fast nur Porphyrtuff auf, sowie ein dunkelgrauer Schieferton, der von untergeordneten Arkoselinsen begleitet wird.

Die kleinstückigen Konglomerate des Oberrotliegenden werden vom Schlegelhof an bis gegen Barzdorf durch rote sandige Letten ersetzt.

Der Turonpläner (Plänerkalkstein) führt im Südosten nahe seiner Basis und durch diese Bildung fast verdrängt eine mächtige Quadereinlagerung, den »Quader der Wünschelburger Lehne«, der vom Hutberg an sich bei der Bildung des Kreidesteilrandes beteiligt.

Die Tektonik des Gebietes ist im ganzen ziemlich einfach. Im weitaus größten Teile des Braunauer Landes streichen die Schichten gleichmäßig N. 45° W. und fallen ziemlich flach (im Mittel etwa unter 10°) nach SW. ein.

Eine örtliche Sattelung der Schichten findet sich im Nordteil des Braunauer Landes. Sie tritt auf der Karte besonders deutlich durch den großen nach Süd gerichteten Porphyrvorsprung des Kohlgrundes und Kohlberges hervor. Auch der bogenförmige Verlauf der Melaphyrdecke bei Tuntschendorf ist z. T. durch diese Sattelung bedingt. In dem Gebiete zwischen dem Kohlberg und Tuntschendorf ist der Sattel ebenfalls nachweisbar. Wir finden nämlich überall nördlich von einer Linie, die aus der Gegend des Ölberges über das Südende von Rosenthal bis zur 429 m-Höhe nahe der Grenzecke läuft, eine fast 1 km breite Zone, in der alle Schichten widersinnig, d. h. nach NO. einfallen. Weiter im Nord-

osten biegen die Schichten wieder zu normalem Einfallen um, so daß sich hier also eine Muldenachse ergibt, die etwa vom obersten Hermsdorfer Kalkofen über das Nordende von Straßenau gegen das Südende von Schönau hin sich erstreckt.

Ein zweiter Sondersattel wird ganz im Südosten durch das Kaltwassertal bezeichnet. Nordöstlich von diesem findet man widersinniges Einfallen der Schichten bis zur vorgelagerten Muldenlinie, durch die das Scheibauer Tal bedingt wird, und die sich nahe hinter dem oberen Ende dieses Ortes ausflacht.

Westlich vom Schlegelhof verschwinden Zechstein und Buntsandstein unter den gewaltigen Blockhalden am Fuß des Kreidesteilrandes. Der Zechstein tritt bei Barzdorf wieder zur Bildung eines selbständigen Ausstrichareales hervor. Ob hier eine Überdeckung dieser beiden Formationen infolge übergreifender Lagerung der Kreideschichten vorliegt, oder ob nur der schmale Ausstrichstreifen am großen Steilhang des Sterngebirges durch Quaderblöcke vollkommen zugerollt ist, das vermag nur eine sorgfältige Durchforschung dieser Blockhalden nach etwaigen Spuren der erwähnten Schichten zu entscheiden.

Bei der flachen Lagerung, die im ganzen das Braunauer Land beherrscht, ist die Form der Gebiete, in denen die einzelnen Schichten zu Tage treten, in überaus hohem Maße von der Oberflächengestaltung abhängig. Der hornförmige Vorsprung z. B., den das Gebiet der mittelrotliegenden Arkosen und Konglomerate westlich von Ruppersdorf bildet, ist dadurch bedingt, daß diese Schichten durch das dort verlaufende Tälchen unter den Letten angeschnitten sind. Ganz ähnlich entsteht jene kleine Insel von Buntsandstein südlich der Schindellehne als ein Fenster, welches die Erosion eines kleinen Tales in die Cenomandecke hineingenagt hat.

Die Eruptivgesteine des Braunauer Landes bestehen aus Melaphyren, Quarzporphyren und deren Tuffen. Sie gliedern sich in zwei getrennte Eruptivstufen. Die ältere von diesen ist als die Hauptstufe zu bezeichnen, da sie, dem untersten Mittelrotliegenden angehörend, sich durch die ganze mittelsudetische Mulde verfolgen läßt. Zu ihr gehört der Quarzporphyr des Kohlgrundgebietes und

der gesamte Quarzporphyr, der sich an der Reichsgrenze östlich und westlich davon hinzieht, sowie der Porphyrtuff östlich von Rudelsdorf und der untere Tuff zu beiden Seiten des Tuntschendorfer Tales beim Zollamte. Zu ihr gehört auch der Melaphyr im Liegenden dieses Porphyres, der Melaphyr von Crainsdorf und Flucht, bei Haindorf, am Hupprich und in dem südöstlich sich anschließenden Zuge. Die jüngere Eruptivstufe ist eine lokale Erscheinung des östlichen Braunauer Landes und bildet eine Einlagerung in der Arkosen-Stufe des Mittelrotliegenden. Ihr gehören die Melaphyrdecken und Tufflager an, die sich vom Bieberstein (nördlich von den Fuchshäusern) über den obersten Teil von Schönau bis zur Kubakoppe erstrecken. Zu ihr gehört das kleine Porphyrvorkommen bei den Fuchshäusern, der Melaphyr von Rudelsdorf, sowohl südlich als westlich von diesem Orte, sowie endlich der Porphyrtuff, der sich von Hof-Scheidewinkel über die Reichenforster Schmiede bis nach Rathen hinzieht.

Der Quarzporphyr ist besonders gut aufgeschlossen in dem großen Bruch am Nordhange des Steinetales bei Heinzendorf. Er ist dort völlig gebleicht und daher von fast reinweißer Farbe. Er ist sehr gleichmäßig, und infolge der etwas porösen Beschaffenheit ist er mild, so daß er zu Platten, Treppenstufen, Rinnsteinen und Gossen wie ein Granit oder ein Sandstein im Steinmetzbetrieb behauen werden kann, eine für Porphyr sonst recht seltene Eigenschaft. In der Gegend der Reichsgrenze ist der Porphyr meist härter und spröder und kann nur als Wegeschotter dienen, weiter im Liegenden ist er oft blasig, grellrot und in angewittertem Zustande erdig und mürbe. Der jüngere Porphyr bei den Fuchshäusern ist dem älteren ähnlich, doch ist er nirgends besonders gut aufgeschlossen, am besten noch westlich von der Landstraße Straßenau-Johannesberg.

Der ältere Porphyrtuff bei Rudelsdorf und Tuntschendorf ist massig, grellrot mit weißen Flecken und enthält kirschgroße, durch Verkieselung entstandene kuglige Gebilde, die übrigens auch im blasigen Porphyr ganz ähnlich zu finden sind.

Der jüngere Porphyrtuff ist etwas anders beschaffen. Er ist oft viel deutlicher körnig, z. T. fast arkoseartig, enthält viele lose

Feldspatkörnchen, sowie eckige oder schwachgerundete Brocken von Porphyr und verkieseltem feinkörnigen Tuffgestein; beide sind oft durch eine intensivgrüne Entfärbungsrinde ausgezeichnet. Öfters besteht er auch aus einer festgeschlossenen und dann manchmal recht porphyrähnlichen Masse.

Der Melaphyr ist meist von grünschwarzer oder dunkelrotbrauner Färbung und zeigt nicht selten kuglige Absonderung. Ganz im Norden des Gebietes nimmt das Gestein bisweilen eine lichtbraune bis graurote Farbe an und geht, wie Untersuchungen auf den Blättern Friedland und Waldenburg gezeigt haben, durch Abnahme der gefärbten Gemengteile und Zunahme des stets beträchtlichen Kaligehaltes in Porphyrit und sogar in eigentlichen Orthoklasporphyr über.

Ähnliche Übergangsbildungen scheinen auch im Gebiete des jüngeren Melaphyrs aufzutreten, wie einige Fundstücke nach ihrem makroskopischen Aussehen vermuten lassen, doch werden diese Gesteine von anderer Seite eingehend petrographisch untersucht, und es soll diesen Arbeiten durch solche Vermutungen nicht vorgegriffen werden. Erwähnt sei hier noch, daß der jüngere Melaphyr auf der Höhe südlich von der Baiermühle eine deutliche Kontaktwirkung an seiner Unterfläche durch Frittung der unterlagernden Lettenschichten erkennen läßt.

Der Melaphyrtuff ist fast ausnahmslos stückig. Die einzelnen scharfeckigen und meist etwas blasigen Melaphyrstücke sind erdig verwittert und werden durch ein äußerst feinkörniges Aschenzement zusammengehalten. In manchen Fällen besteht der Tuff nur aus diesem Aschenmaterial und macht dann, besonders im verwitterten Zustand, den Eindruck fester, braunroter, feinerdiger Schiefertone.

Die Stufe der Arkosen und Konglomerate des Mittelrotliegenden ist von ungemein wechselnder petrographischer Eigenart. Bezeichnend für alle Gesteine dieser Gruppe ist, daß sie scharfkörnig sind, und daß sie weitaus überwiegend, meist sogar vollkommen, aus zusammengeschwemmtem Eruptivgesteinsmaterial bestehen. Diese Eigenschaften machen es erklärlich, daß sie gelegentlich in umgelagerte Tuffe, Tuffite im Sinne der österreichischen

Geologischen Reichsanstalt, übergehen, und lassen es nicht verwunderlich erscheinen, wenn gelegentlich kleine Linsen und untergeordnete Einlagerungen eigentlicher Tuffe darin auftreten, z. B. bei Schönau und südlich von Heinzendorf. Es ist dies ganz erklärlich, wenn man bedenkt, daß sie mit der jüngeren Eruptivstufe zu einer stratigraphischen Einheit verbunden und gleichzeitiger Entstehung mit dieser sind. Porphyrbrocken und -gerölle mit intensiv grüner, durch Entfärbung entstandener Rinde, sowie grüne Jaspisgerölle (von verkieseltem feinerdigen Tuff) findet man hier noch viel häufiger als in den echten Tuffgesteinen der Eruptivstufe. Die eigentlichen Arkosen, die sich meist im Liegenden z. B. nördlich vom Bieberstein finden, sind sehr feldspatreich, führen etwas Glimmer und haben ein dichtgepacktes, auf den ersten Blick bisweilen fast granitartig erscheinendes Gefüge.

Eine besondere Bedeutung erhält die Stufe der Arkosen und stückigen Konglomerate dadurch, daß in ihrem Liegenden der wichtigste Kalkhorizont des Braunauer Landes sich findet. Vor allem ist der Ruppersdorfer Kalk berühmt durch die reichlichen und oft schön erhaltenen Reste von *Branchiosaurus*, *Xenacanthus* und *Amblypterus*, welche in ihm gefunden werden. Denselben Kalk mit derselben Fauna findet man auch einerseits bei Neudorf, andererseits bei Heinzendorf und am Ölberg. Petrographisch gleicht ihm vollkommen der Hermsdorfer Kalk und derjenige an der Baiermühle, die alle ein rotgraues, ebenplattig spaltendes, dichtes, bitumenarmes Gestein darstellen. Am Rudelsdorfer Kalkofen wurde ein Stück von gleicher petrographischer Art gefunden, doch ist nicht klar, von welchem der verschiedenen umliegenden Kalklager es hierher geschafft ist. Am Kalkofen westlich vom Hupprich fanden sich nur Lesesteine von der Art des Kalksteines bei Ottendorf, die vielleicht von Hofscheidewinkel herbeigebracht sein könnten. Bei der Reichenforster Schmiede wurden aber Kalkstücke gefunden, die dem Ruppersdorfer Kalk trotz dunklerer Farbe sehr ähnlich sind durch ihr dichtes, etwas plattiges Gefüge und das Auftreten vereinzelter Knochenreste.

Die Schichten im Liegenden des Kalkhorizontes bis zur älteren Eruptivstufe wurden auf der Karte mit derselben Signatur

wie die mittelrotliegenden Letten bezeichnet, da sie in der Tat der Hauptsache nach aus dünnschichtigen sandigen Letten bestehen. Dennoch sind sie keineswegs so gleichartig wie die Letten des oberen Mittelrotliegenden, sondern es finden sich in ihnen allenthalben vereinzelte Bänke von Sandsteinen und Arkosen, vereinzelt sogar von tuffartigen Gesteinen, wie man sowohl nördlich von Ruppersdorf als auch südlich von der Holzmühle unterhalb Heinzendorf beobachten kann.

Die Zone der Arkosen und kleinstückigen Konglomerate läßt sich übrigens außerhalb des Braunauer Landes noch weit nach NW. verfolgen. Immer nahe im Hangenden der Haupteruptivstufe läuft sie bis in die Gegend von Landeshut hin. Bei Conradswaldau umschließt sie sogar wieder reichlich kleine Tufflinsen (Stbr. an der Straße nach Grüßau), und in ihrem Liegenden findet sich auch hier ein Kalk, der durch das Auftreten einzelner Knochenrestchen, Fischschuppen und Zähnchen sich dem Ruppersdorfer verwandt zeigt.

Die Lettenzone des Mittelrotliegenden wurde auf Blatt Wünschelburg durch Herrn Geh. Rat Dathe in zwei Zonen getrennt, eine untere mit vorwiegend braunen Farbtönen, feinerem Korn, sowie mit vielen weißen Sandsteineinlagerungen und eine obere von vorwiegend roter Farbe und lettig-sandigem Material, in welcher die weißen Sandsteinlagen sehr zurücktreten. In der kurzen Zeit, die auf die Begehung des Braunauer Landes verwendet werden konnte, war eine Trennung dieser beiden Zonen nicht möglich. Vermutlich läuft die Grenze unterhalb der Endehäuser vorbei nach dem unteren Ende von Märzdorf, folgt dann dem Steinetal, dem Orte Voitsbach und dem Tälchen westlich vom Ölberg, um endlich durch die unteren Enden der Dörfer Dittersbach und Wiesen bei Neudorf die deutsche Grenze wieder zu erreichen.

Bemerkenswert ist in der unteren dieser beiden Abteilungen das Kalklager von Hof Scheidewinkel, Ottendorf und Lederhose. Es ist ein schwarzer, feinblätteriger Kalk mit eigenartig wellig und buckelig gebogenen Schichtflächen, dessen beträchtlicher Bitumengehalt sich beim Schlagen durch den Geruch deutlich zu

erkennen gibt. Auch in ihm sind Reste von *Amblypterus* gefunden worden. Paläontologisch berühmt und schon z. T. von Göppert untersucht ist die reiche Walchienflora, die an verschiedenen Stellen unweit im Hangenden dieses Kalkes zu finden ist, die sog. Ottendorfer Flora, mit der diejenige in den hangenden Teilen der Ölbergschichten vermutlich identisch ist.

In der oberen Abteilung des Mittelrotliegenden ist ein hellgrauer, dünnblättriger Kalkschiefer bemerkenswert, dessen Schichtflächen oft dicht belegt sind mit rotgefärbten Abdrücken einer Estherie. Er wurde auf Blatt Wünschelburg durch Geheimrat Dathe ausgeschieden und findet sich genau so mit denselben Estherien in großer streichender Erstreckung westlich von Voitsbach und südlich von Hauptmannsdorf wieder. Sehr ähnlich ist ihm auch ein Estherien führender Kalkschiefer bei sign. 422 östlich von der Rosenthaler Kirche. Wenn man die Muldung der Schichten in jenem Gebiet berücksichtigt, so erscheint eine Identität desselben mit dem eben beschriebenen Kalkschiefer nicht unmöglich, doch könnte auch ein tieferer Horizont vorliegen, z. B. derjenige des Kalkes von Ottendorf, mit dem dieses Gestein allerdings nur sehr geringe Ähnlichkeit hat.

Ein hangender Kalk findet sich im Mittelrotliegenden meist dicht unter dem Oberrotliegenden. Dieser, wegen seines wichtigsten Fundortes »Hauptmannsdorfer Kalk« genannt, sieht im Handstück dem Ruppersdorfer etwas ähnlich, da er ebenfalls graurot, dicht und sehr fest ist; auch ebenplattige Spaltung zeigt er, freilich meist in wesentlich geringerem Grade als der Ruppersdorfer. Versteinerungen wurden, soviel bekannt ist, in ihm noch nicht gefunden. Bemerkenswert ist, daß er meist nur kurze, bald sich auskeilende Linsen bildet und sogar gelegentlich nur durch eine Reihe von Kalksteinknollen im Gestein ersetzt wird.

In seinem Liegenden wird er begleitet von einer konglomeratischen Sandsteinlage mit einzelnen stückigen Geröllen, die oft so scharfeckig sind, daß man stellenweise fast von einer sandigen Breccie sprechen könnte. Diese Sandsteinlage läßt sich weithin von Hauptmannsdorf nach SO. verfolgen, oft im Gelände durch eine sanfte, aber deutliche Stufe markiert. Sie kann uns

dazu dienen, die Grenze des Mittelrotliegenden gegen das Oberrotliegende festzulegen, auch da, wo letzteres in einer lettigen, vom Mittelrotliegenden schwer zu unterscheidenden Fazies entwickelt ist.

Dem Hauptmannsdorfer Kalkhorizont gehört übrigens auch das Lager zwischen Märzdorf und Barzdorf, das Kalkvorkommen zwischen Weckersdorf und Märzdorf sowie das Lager am Kalkofen bei Halbstadt an.

Das Oberrotliegende ist dort, wo es als Konglomerat ausgebildet ist, vom Mittelrotliegenden überall scharf getrennt und durch seine Oberflächenform namentlich im Norden bei Halbstadt und Hauptmannsdorf leicht kenntlich. Es bildet einen Steilhang, der sich bei Friedland als Kirchberg steil hinter der Stadt erhebt, dann den Steinefluß bis Halbstadt begleitend, dessen schroffen Südwesthang bildet, in so auffälliger Weise mit dem sanften nordöstlichen Talabhang kontrastierend, und der weiter der Straße von Halbstadt nach Braunau über Hauptmannsdorf bis in die Breite des Schlegelhofes folgt. Auf dieser ganzen Strecke und ebenso auch südlich, von Barzdorf bis Ober-Rathen, besteht das Oberrotliegende aus kleinstückigen, monogenen Konglomeraten. Dazwischen, vom Schlegelhof bis hinter Märzdorf, wird es durch sandige, rote Letten vertreten, die vom Mittelrotliegenden nicht sehr verschieden sind. Spuren einer Konglomerateinlagerung findet man hier nur südlich vom oberen Ende des Dorfes Märzdorf. Überall zeigt uns das oberrotliegende Konglomerat, daß sein Material nur einen geringen Transport erlitten hat. Dies beweist die unvollkommene Rundung der Konglomeratgerölle, das Vorkommen mürber, bei langem Transport sicherlich zerreiblicher Gneise und Glimmerschiefer, und das Vorkommen wohlerhaltener Quarzdihexaeder in den häufig eingelagerten Sandsteinbänken.

Das Konglomerat ist streng monogen, aber während es im nördlichen Teile lediglich aus Quarzporphyrmaterial besteht, ist es südlich von der Lettenunterbrechung ebenso ausschließlich aus Gneisen des Adler-Gebirges aufgebaut. Ein ähnlicher auffälliger Wechsel des Sedimentationsmaterials tritt übrigens weiter im Nordwesten nochmals ein. Bei Ober-Zieder und Grüßau besteht das

Konglomerat lediglich aus stückigen Geröllen von Riesengebirgsgesteinen, und die Grenze dieser Partie gegen das Porphyrkonglomerat zeichnet sich ebenfalls durch reichliche Lettenführung aus. Die Aufschlüsse zeigen uns fast überall prachtvolle Deltaschichtung und oft sackförmige Ausstrudelungen, erfüllt mit grobem Schotter in feineren Konglomeraten und Sandsteinen.

Aus alledem geht hervor, daß diese Konglomerate als gewaltige Schuttkegel oder Deltabildungen aufzufassen sind, die sich von räumlich-beschränkten Stellen (Talmündungen) aus in das Rotliegendbecken vorschoben und es, soweit die Strömung ausreichte, mit groben Schottern füllten, während sich dazwischen feinere Sedimente, sandige Letten, absetzten (zu genau denselben Ergebnissen ist übrigens Petrascheck bei der Untersuchung des Oberrotliegenden in der Gegend von Trautenau gekommen). In gutem Einklang mit der Auffassung der Konglomerate als Schuttkegel steht es, daß dieselben am Schlegelhof nicht gegen den Letten durch allmähliche Abnahme der Mächtigkeit ausspitzen, sondern daß sie in auskeilender Wechsellagerung mit ihm liegen und gelegentlich (z. B. am Hutteich) durch Abnahme der Konglomeratgerölle und Zunahme des Bindemittels in ihn übergehen.

Die dolomitische Arkose, die nächstfolgende Stufe der Schichtenreihe, verdient ihren Namen besonders im nördlichen Teile des Gebietes. Es ist ein feldspatreicher grober Sandstein, z. T. auch ein sandiges Konglomerat, das durch reichliches dolomitisches Kalkzement sehr fest verkittet ist. Ganz ähnlich ist auch die Ausbildung bei Wünschelburg; bei Barzdorf ist die Verkalkung geringer, und es finden sich nur dichtgepackte, kalkige Knörpel in einem dunkelroten Sandsteine. Überall, im Norden sowohl als im Süden, entstehen durch Vorwalten des Dolomitzementes und Zurücktreten des Sandgehaltes untergeordnete Partieen, die aus reinem dolomitischen Kalkstein bestehen. Diese Kalknester schwellen oft besonders an der Basis zu mächtigen Partieen an. Sie sind meist kristallin und führen Hornsteinknauern, die im Süden bei Wünschelburg meist rot, im Norden bei Friedland meist schwarz gefärbt erscheinen.

Gewisse Analogieen machen es sehr wahrscheinlich, daß in

dieser dolomitischen Arkose der Vertreter des Zechsteins vorliegt. Besonders im Gebiete nahe nördlich vom Rande unserer Karte ist die Ähnlichkeit des Gesteines mit dem Zechsteinkonglomerat der Gegend von Löwenberg eine überraschende. Bezüglich der näheren Erörterung dieser Analogieen muß indessen hier auf den Aufnahmebericht der Blätter Friedland und Waldenburg[1]) und vor allem auf den Aufnahmebericht und die Erläuterungen des Blattes Schömberg[2]) verwiesen werden.

Als Buntsandstein muß konsequenter Weise der weiter im Hangenden folgende Kaolinsandstein aufgefaßt werden, und in der Tat zeigt er eine große Ähnlichkeit mit den Schichten dieser Formation, besonders wenn man zum Vergleich deren Ausbildung bei Löwenberg (also in der nächst benachbarten Mulde) heranzieht, wo sie von der Ausbildung in Norddeutschland ein wenig abweicht. Man findet hier wie dort dieselbe massige Bankung, dieselbe Kreuzschichtung, dieselben einzelnen Lettenbänke, dieselben Lagen wohlgerundeter Gerölle und dieselben Tongallen, die oft auf gewissen Schichtflächen gehäuft erscheinen. Zu oberst lagert meist ein schneeweißer, etwas plattig brechender Sandstein, der ebenfalls ganz ähnlich im Löwenberger Gebiet wiederkehrt.

Es wurde schon darauf hingewiesen, daß es leider nicht möglich sei, mit Sicherheit zu bestimmen, ob das Verschwinden von Zechstein und Buntsandstein unter dem Kreidesteilhang durch eine Transgression oder durch eine Verrollung verursacht wird. Das letztere wird wahrscheinlich dadurch, daß sich einzelne rote Sandsteinstücke im Blockmeer am Fuß des Sterngebirges fanden. Die bedeutende Höhe dieses imposanten Absturzes läßt ein verborgenes Durchstreichen von Zechstein und Buntsandstein unter dem Schutt wohl möglich erscheinen. Allerdings ist ein Teil der großen Höhe dadurch bedingt, daß im Sterngebirge außer dem Cenoman auch der Turonquader am Steilrand teilnimmt.

Die Kreideformation bietet, soweit sie am Aufbau des hier besprochenen Gebietes beteiligt ist, folgendes Normalprofil,

[1]) Dieses Jahrb. 1904, S. 769.
[2]) Dieses Jahrb. 1905, S. 717.

wie man es z. B. im Gebiet der Buche sehr deutlich beobachten kann:

(unten) Cenoman: Quarzgeröllage,
brauner, glaukonitreicher Quader,
blaugrauer Mergelsandstein,
hellgrauer, kalkiger Letten,
grauer bis brauner Plänersandstein,
Glaukonitbank,
hellgelber Plänersandstein,
Spur einer Glaukonitbank,
Turon: tonig-kalkige Plänerletten
(z. T. ziemlich grobkörniger Quader),
(oben) fester Plänerkalkstein.

Im nördlichen Teile des Gebietes, wo der Turonquader fehit, wird der Kreidesteilrand vom oberen Plänersandstein gekrönt, und der turone Plänerkalkstein bildet ein Stück weiter südwestlich eine zweite Geländestufe.

Vom Hutberg an aber bestehen die obersten zackigen Zinnen des Sterngebirges aus Turonquader.

Der cenomane Quadersandstein hat nur geringe Mächtigkeit; in dem guten Aufschluß, den ein Bahneinschnitt bei Bodisch bildet, sogar nur 3 m. Er ist ziemlich feinkörnig und glaukonitreich. Eine genaue faunistische Untersuchung konnte natürlich nicht vorgenommen werden, doch haben sich die drei gewöhnlichsten Fossilien des weiter nördlich gelegenen, genauer untersuchten Gebietes von Raspenau: *Exogyra columba*, *Pecten asper* und *Vermicularia concava* auch hier gefunden.

Der Plänersandstein ist, wie schon Michael für die Gegend von Cudowa, Petrascheck für benachbarte Gebiete nachgewiesen hat, dem obersten Cenoman, der Stufe des *Actinocamax plenus*, zuzurechnen. Der von diesen Autoren erwähnten Grenz-Glaukonitbank entspricht indessen nicht die untere, sondern die Spur der oberen Bank, da die Fauna des hellgelben Plänersandsteines noch ganz den Charakter der Plenuszone trägt. Besonders häufige Fossilien sind in unserem Gebiet *Pecten orbicularis*, *Inoceramus*

bohemicus, *Serpula septemsulcata* und Bruchstücke von *Avicula neptuni*. (Gütige Bestimmungen des Herrn Dr. Joh. Böhm.)

Der Turonquader des Sterngebirges ist von ungleichem, etwas scharfem Korn. Es beteiligen sich an seinem Aufbau viele rötliche Quarze und auch vereinzelte grellrote Feldspatkörner. Es entspricht dies genau der Natur des oberen Quaders der Wünschelburger Lehne, dessen unmittelbare Fortsetzung er bildet und mit dem er zweifellos identisch ist.

Diluviale Bildungen wurden dem Zweck der Kartierung entsprechend nicht weiter beachtet und untersucht. Sie sind auch für den Bau des Geländes nur von untergeordneter Bedeutung. Als besonders deutlich wurde eine Terrassenbildung am linken Steineufer bei Braunau ausgeschieden, die von nuß- bis faustgroßen Geröllen reichlich überstreut ist.

Die Alluvionen wurden besonders deshalb auf der Karte zur Darstellung gebracht, weil sie die Talrinnen und Talbecken markieren und dadurch auf einer Karte ohne Höhenschraffur die Darstellung der Geländeform teilweise zu ersetzen vermögen.

Literatur.

Göppert, vergl. Palaeontographica XII, bes. S. 9.

Roth, Erläuterungen zur geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge. Berlin 1867.

Weithofer, Böhmische Carbon- und Permablagerungen. Sitzungsber. der Akad. der Wissensch. Wien. Math.-naturwissensch. Klasse 1898.

Dathe, vergl. Zeitschr. der deutschen geologischen Gesellsch. 1900, S. 75. Enthält Gliederung des Rotliegenden.

Frech, Über das Rotliegende an der böhmisch-schlesischen Grenze. Centralbl. für Min. usw. 1900.

Gürich, Erläuterungen zu der geologischen Übersichtskarte von Schlesien. Breslau 1890.

Katzer, Geologie von Böhmen. 2. Ausg. Prag 1902.

Petrascheck, Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt. 1904, S. 511 und Verhandl. ders. 1905, S. 348.

— Die Zone des *Actinocamax plenus* in der Kreide des östlichen Böhmens. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt. 1905, S. 399.

— Die Schichtenfolge im Perm bei Trautenau. Verhandl. der K. K. geol. Reichsanstalt. 1906, S. 381.

Schmidt, Herbing und Flegel, Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges. Breslau 1904.

— Über das jüngere Paläozoikum an der böhmisch-schlesischen Grenze. Jahrb. der K. K. geol. Reichsanstalt. 1905, S. 217.

Schmidt, Die Zweischaler des niederschlesischen und böhmischen Rotliegenden. Neues Jahrb. für Min. usw. 1905, I, S. 44.

Schade, Die Gesteine des Bezirkes Braunau aus: Das Riesengebirge in Wort und Bild XII. 1892.

Braunauer Heimatskunde. Braunau 1894.

Zimmermann und Berg, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Friedland bei Waldenburg i. Schles. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. und Bergakad. 1904, S. 769.

Berg, Zur Geologie des Braunauer Landes und der angrenzenden Teile Preußens. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch. 1904. Briefl. Mitt. Nr. 34.

— Vergleichende Studien an den rotliegenden Eruptivgesteinen im Westteil der mittelsudetischen Mulde. Jahrb. der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1907, S. 237—252.

Berlin, den 19. April 1907.

Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehung zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

Schon in meiner Arbeit »Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes«[1]) habe ich die Entwicklung der Zechsteinbildungen in der Umgebung von Stadtoldendorf (Kreis Holzminden) kurz beschrieben. Der bei Meimerhausen nordwestlich Freden zu Tage tretende Gips wurde früher von H. Roemer[2]) dem Buntsandstein zugerechnet, hat dann aber später durch Wermbter[3]) die zutreffende Deutung als Zechstein erfahren. Weitere Zechsteinschichten in Gestalt von Dolomiten wurden durch v. Koenen[4]) in diesem Gebiete des Leinetals südöstlich Freden beim Vorwerk Hausfreden und nordwestlich Gandersheim festgestellt. Neue, bislang unbekannte Zechsteinvorkommen befinden sich dann noch am NO.-Rande des Sollings in der Nähe von Lauenberg (Kreis Einbeck)[5]).

Alle diese Zechsteinbildungen beanspruchen als die einzigen, die in der ausgedehnten Triaslandschaft des mittleren Weser-Leine-Gebietes zu Tage streichen, besonderes Interesse, zumal sich an ihr

[1]) Inaug.-Dissert. Göttingen 1901.

[2]) Zeitschrift der Deutsch. geol. Ges. III, 1851, S. 485.

[3]) Wermbter, Der Gebirgsbau des Leinetals zwischen Greene und Banteln. Neues Jahrb. f. Min., BB. VII, 1890.

[4]) Blätter Freden und Einbeck der Geolog. Spezialkarte von Preußen.

[5]) Vergl. das jüngst erschienene Blatt Lauenberg der Geolog. Spezialkarte von Preußen.

Auftreten ohne weiteres die Frage nach ihrem Alters- und Lagerungsverhältnis zu dem Zechsteinsalzlager knüpft, das an so zahlreichen Orten ihrer näheren und weiteren Umgebung erbohrt ist und in seiner Kaliregion vielfach ausgebeutet wird, sowie auch nach ihren Beziehungen zu den nächstbenachbarten und bekannten Zechsteinbildungen des Harzrandes, des thüringisch-hessischen und im Westen des waldeckischen Gebietes. Unter diesen Gesichtspunkten möchte ich die erwähnten Zechsteinvorkommen behandeln.

Beschreibung der Zechsteinbildungen.

Der Zechstein in der Umgebung von Stadtoldendorf nimmt Teil an der Zusammensetzung des Buntsandsteinsattels, der sich in nordwestlicher Richtung bis zur Weser erstreckt und durch die Bausandstein-Einsenkung des Odfeldes nördlich Stadtoldendorf in seine beiden Teile, Homburgwald und Vogler, zerfällt. Er bildet hier bei flacher Lagerung als das Liegende des Unteren Buntsandsteins den O.-Rand des SW.-Flügels des Voglers und in besonders breiter Ausdehnung die westlichen und südlichen Ränder des gleichen Flügels am Homburgwalde, von denen aus er jedoch am Fuße des Kohlenberges, der Kleinen und Großen Homburg sich mitten in den Unteren Buntsandstein bis in die Nähe der Sattellinie hineinzieht. Die NO.-Flügel, gegen die SW.-Flügel mehr oder weniger verworfen, setzen sich aus Mittlerem und den oberen Schichten des Unteren Buntsandsteins zusammen, während im Süden der Zechstein durch eine Störung von ca. 1000 m Sprunghöhe gegen jüngere Trias, zunächst Röt und Wellenkalk, abgeschnitten wird.

Die Zechsteinschichten bestehen aus Gips, Letten und Dolomiten bezw. dolomitischen Kalken.

Der Gips ist das älteste Glied und tritt in breiten, zusammenhängenden Felsmassen vom SW.-Fuße des Homburgwaldes bis zum Kohlenberge im N. zu Tage, während er sonst nur in Form einzelner, vielfach in Erdfällen als schroffe Felswände sichtbarer Partieen aus den ihn bedeckenden Zechsteinschichten und Gehängeschuttmassen des Buntsandsteins herausragt. Die bei dieser großen Ausdehnung des Gipses zahllos auftretenden Erdfälle bewirken eine

ungemein starke Kupierung des Terrains und geben der Landschaft ein eigenartiges Gepräge.

Am Vogler wird der Gips nur an einer einzigen Stelle, am N.-Hang des Bützeberges, sichtbar.

Der Gips ist durchweg massig und homogen und besitzt eine ziemlich gleichmäßige, feinkörnige Struktur. Zuweilen ist er auch als recht fester, glänzender Alabaster entwickelt, wie z. B. im sog. »Marmorbruch« am Fuße des Tills. Am südwestlichen Ausgange des Homburgwaldes wird er in verschiedenen Brüchen ausgebeutet und in den dabei befindlichen Gipsfabriken gebrannt und zu Baumaterial, wie Dielen, Platten u. dergl., verarbeitet. In diesen 30—40 m hohen Brüchen ist jedoch zu beobachten, daß der Gips überall zu unterst in harten, dunklen Anhydrit übergeht, wie er überhaupt in seiner Gesamtheit als nachträgliche Umbildung des Anhydrits aufzufassen ist.

Die größte Ausbreitung von den Zechsteinschichten besitzen die Zechsteinletten, die in einer wohl bis zu 20 m anschwellenden Mächtigkeit über dem Gips lagern und andererseits das unmittelbar Liegende des Bröckelschiefers bilden. Sie sind recht plastisch und zeichnen sich meist durch eine hellere, graue, bläuliche oder hellrote Färbung aus. Durch diese auch aus den sonstigen Zechsteingebieten bekannte Beschaffenheit unterscheiden sie sich wesentlich von dem verhärteten und dunkelroten Bröckelschiefer und bedingen eine scharfe Grenze des Zechsteins gegen den Buntsandstein, die überdies orographisch durch eine stets auffällige Terrainabflachung hervortritt. Den besten Aufschluß zeigt eine Böschung am Wege nach Wickensen nördlich der Kleinen Homburg. Hier finden sich auch dünne Sandsteinschiefer den Letten eingelagert.

Die Zechsteinletten bilden überall einen wichtigeren Quellhorizont. Die Spalten und Klüfte, auf denen vorzugsweise das Wasser im Buntsandstein zirkuliert, schließen sich in den zähen Letten und geben über ihnen das Wasser ab, welches allerdings vielfach alsbald wieder in den Gipsuntergrund versickert.

Das dritte Glied des Zechsteins bilden Dolomite bezw. dolomitische Kalke, die als Einlagerungen der Letten aufzufassen sind,

aber ziemlich regellos auftreten. Sie finden sich teils nur in Form einzelner Knollen und Blöcke inmitten der Letten, teils setzen sie in etwas größerer Schichtenmächtigkeit und bei meist starker und wechselnder Neigung der Schichten einzelne kleine Kuppen zusammen, so besonders in den »Möncheköpfen«, am W.-Fuße der Großen Homburg und am Bützeberg südöstlich Holenberg.

Diese Unregelmäßigkeit im Auftreten des Zechsteindolomits ist zum guten Teil, wie schon das unregelmäßige Einfallen seiner Schichten zeigt, durch den Auslaugungsvorgang im Steinsalz und Gips bedingt, auf den ich weiter unten zu sprechen komme, und den damit zusammenhängenden Einbruch des hangenden Gebirges; sie wird aber noch verstärkt durch die besondere Art der Entwicklung des Dolomits. Dieser bildet nämlich keinen durchgehenden Horizont innerhalb der Letten, sondern ist in einzelne zusammenhanglose Partieen aufgelöst, die von winzigen Knollen und Brocken bis zu mehrere Meter dicken Bänken anschwellen können.

Auffallend ist bei der geringen Ausdehnung des Vorkommens auch die petrographische Mannigfaltigkeit des Dolomits. Es sind zum Teil klotzige Rauchwacken, die aber nicht selten mehr und mehr ihren kavernösen Habitus verlieren und dann in gleichmäßig dichte Kalke übergehen. Nachträgliche Umwandlungen machen sich öfters an diesen Gesteinstypen bemerkbar, indem manche durch Umkristallisation eine zuckerig-kristalline Struktur, andere durch Verwitterung eine mürbe, zerreibliche Beschaffenheit und zugleich helle Färbung angenommen haben.

Die zweite Hauptform der Ausbildung ist die des Plattendolomits (in petrographischem Sinne), die besonders die in der Umgebung der Homburgen in wirklichem Schichtenverbande auftretenden Dolomite auszeichnet. Ein Aufschluß am Wege nach Wickensen zeigt über 0,40 m mächtigen hellgrauen mergeligen Kalken ca. 2,50 m feste, meist schwärzlich graue dolomitische Kalke in Form von Platten, die bis zu 0,30 m Dicke anschwellen und durch dünne mergelige Zwischenlagen getrennt werden. Diese Gesteine sind mehr oder weniger bituminös und enthalten vielfach rundliche Anhäufungen von Schwefelkieskriställchen, die infolge der Verwitterung kleine Flocken und Überzüge von Brauneisen hinter-

lassen. An den übrigen Stellen besitzt der plattige Dolomit im allgemeinen eine hellere Färbung und weniger große Härte und tritt stets in recht dünnen, durchschnittlich nur 2—3 cm starken Platten auf.

Nach dem Ergebnis von Analysen, die im Laboratorium der Geologischen Landesanstalt ausgeführt worden sind, handelt es sich bei den Gesteinen niemals um echte Dolomite, sondern höchstens um dolomitische Kalke[1]). Die Analysen ergaben nämlich für die Rauchwacke (I), den schwärzlichen (II) und den hellfarbigen Plattendolomit (III) folgenden Gehalt an $CaCO_3$ und $MgCO_3$:

	I	II	III
$CaCO_3$ . . .	79,7 pCt.	53,4 pCt.	61,1 pCt.
$MgCO_3$ . . .	4,8 »	11,2 »	6,5 »

Die noch fehlenden Bestandteile dürften in der Hauptsache Tonerde und Kieselsäure sein, die allerdings einen für Zechsteingesteine auffallend hohen Prozentsatz bilden. Der Quarz bildet übrigens auch einen schon für das bloße Auge erkennbaren und bemerkenswerten Bestandteil mancher Dolomite.

Die Zechsteinschichten in der Umgebung von Freden treten an zwei verschiedenen Punkten auf, bei Meimerhausen nordwestlich Freden und beim Vorwerk Hausfreden südöstlich Freden. Die Vorkommen liegen beide am SW.-Fuße desselben nordwestlich streichenden Buntsandsteinzuges, während sie auf der anderen, südwestlichen Seite von Alluvium und Diluvium bedeckt werden, unter welchen sich die sie von jüngeren Triasschichten trennenden Leinetalstörungen[2]) verbergen.

Am nordwestlichen Ausgange von Meimerhausen streicht ein 15—20 m hoher, massiger Gipsfelsen zu Tage, in dessen unmittelbarer Nähe durch die Bohrung II der Gewerkschaft Hohenzollern das Salzlager im Untergrunde erbohrt wurde. Über dem

[1]) Gleichwohl behalte ich den einmal eingebürgerten Ausdruck »Zechsteindolomit« und »Plattendolomit«, zumal in stratigraphischem Sinne, bei.

[2]) Eine solche Leinetalstörung wurde auch seiner Zeit in der Bohrung bei Meimerhausen angetroffen; sie hatte hier das Wiederauftreten von Buntsandstein unter dem Salzlager zur Folge.

Gips und anscheinend normal unter dem nach oben zu folgenden Unteren Buntsandstein liegen in einem aus den Zechsteinletten hervorgegangenen fetten, tonigen Boden des Ackers Brocken und Blöcke einer mehr oder weniger zerfressenen, oft recht dunkel gefärbten Rauchwacke.

Die Zechsteinschichten beim Vorwerk Hausfreden bestehen zum weitaus größten Teile aus Dolomiten, die im Gegensatz zu dem Vorkommen von Meimerhausen eine weit größere Schichtenmächtigkeit von mehreren Metern aufweisen und infolgedessen einen auffälligen Rücken bilden. Sie besitzen teils die Beschaffenheit echter löcheriger Rauchwacken von oft erheblicherem Umfange, teils sind sie zu einem mürben, hellfarbigen Gestein verwittert. Über ihnen liegen am Hange Letten, die zu einem bräunlichen, zähen Boden sich zersetzt haben. Ein kleines Tal trennt den Zechstein vom Unteren Buntsandstein und enthält möglicherweise eine wenn auch unbedeutende Verwerfung.

Weiter talaufwärts kommen noch einmal zwischen Heckenbeck und Gandersheim an einer Stelle der Straßenböschung ein paar Rauchwackenblöcke am Fuße des Buntsandsteinrückens zum Vorschein.

Bei den Zechsteinvorkommen von Lauenberg am NO.-Rande des Sollings handelt es sich gleichfalls um zwei von einander getrennte Partieen. Das eine Vorkommen liegt südöstlich Lauenberg am Fuße des Großen Wolfsstieges, einer Bergkuppe des Buntsandsteinzuges der Ahlsburg, die durch eine SO.-NW.-Verwerfung von der südwestlich vorgelagerten Muschelkalk- und Keuperlandschaft abgeschnitten wird[1]). Während sonst nur die Schichten der drei Abteilungen des Buntsandsteins an ihrem Aufbau beteiligt sind, kommt an der erwähnten Stelle an der Verwerfung entlang unter dem Bröckelschiefer des Unteren Buntsandsteins eine Partie Oberen Zechsteins zum Vorschein. Es sind plastische, hellrote und bläuliche Letten, die allerdings in den meisten Fällen von Buntsandsteinschutt verhüllt sind, und, an zwei Stellen sichtbar, einzelne ihnen eingelagerte graue und z. T. stark bituminöse Rauchwackenblöcke.

[1]) Vgl. Blatt Lauenberg der Geolog. Spezialkarte.

Die andere Zechsteinscholle befindet sich unmittelbar an der westlichen Seite des Dorfes Lauenberg am Fuße der Ruine Löwenburg und erscheint hier bei stark gestörter Lagerung, nach Norden hin von Lehm überdeckt, keilförmig in dem sie östlich und westlich umgebenden Bausandstein des Sollings eingeschlossen. Wenn auch isoliert auf der anderen Seite des Diessebaches liegend, gehört sie doch samt den angrenzenden Fetzen von Unterem Buntsandstein in geologischem Sinne dem Zuge der Ahlsburg an, gegen die das Sollinggebiet um einen Betrag von 700—800 m sich gesenkt hat. Die Zechsteinletten waren in größerer Mächtigkeit bei dem Bau eines ca. 10 m tiefen Brunnens zu Tage gefördert und zeigten mannigfache, bunte Färbung. Im allgemeinen waren sie recht plastisch und enthielten graue und grünliche Sandsteinbrocken, sowie braune Dolomitscherben. Weiterhin stehen plötzlich im Wege bei fast saigerem Einfallen klotzige, bis über 1 m dicke Rauchwackenbänke in einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 10 m an. In einigen Partieen sind die sonst recht harten Rauchwacken zu einem mürben, zerreiblichen Gestein zersetzt, einer Verwitterungsform, wie sie in besonders reichlichem Maße die einige Meter davon in einer Mergelgrube aufgeschlossenen Dolomite zeigen, die zum größten Teile zu lockerem Grus aufgelöst sind und bei ihrem weit vorwiegenden Kalkgehalt als treffliches Mergelmittel gewonnen werden.

Fossilien treten in den beschriebenen Dolomiten anscheinend nirgends auf. Dagegen gelang es mir in zwei Tiefbohrungen des Sollings bei Ertinghausen im Salzton über dem Kalisalzlager eine größere Anzahl von allerdings schlecht erhaltenen Fossilien (Steinkernen) aufzufinden, die sich als *Schizodus* sp. und *Aucella (Liebea) Hausmanni* Goldf. bestimmen ließen. Es ist Zimmermann's Verdienst, durch seine ersten Funde die Aufmerksamkeit auf die Fossilführung des Grauen Salztons gelenkt zu haben[1]).

[1]) Zimmermann, Einiges über die norddeutschen Kalisalzlager und über marine Versteinerungen darin. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 56, Monatsbericht S. 47—52.

Die Altersstellung der Zechsteinschichten und ihre Beziehung zum Zechsteinsalzlager.

Bekanntlich unterscheidet man unter den norddeutschen Zechsteinsalzlagern[1]) zwei Haupttypen, den Staßfurter Typus, dem auch das südhannoversche Lager angehört und der gekennzeichnet ist durch die Ausbildung von Jüngerem Steinsalz, Hauptanhydrit, Salzton, Kaliregion und Älterem Steinsalz[2]), und den Werra-Typus, der verschiedene, meist zwei, Kalisalzflöze als Einlagerungen in einem mächtigeren Steinsalzlager enthält[3]). Ein weiterer bemerkenswerter Unterschied beruht darin, daß das Salzlager des Werragebietes in seinem Hangenden stets von dem 10—25 m mächtigen Plattendolomit begleitet wird, das südhannoversche bezw. Staßfurter Lager dagegen — nach den bisherigen Ergebnissen im großen und ganzen — nur von Zechsteinletten. Das Liegende der Lager bilden hier wie dort Anhydrite und Dolomite des Mittleren Zechsteins.

[1]) Während der Drucklegung dieses Aufsatzes erschien die Festschrift »Deutschlands Kalibergbau«, in der von Everding die deutschen Salzlagerstätten in ihrem Aufbau und ihrer Entstehung ausführlich behandelt werden.

[2]) Normalprofil des südhannoverschen Zechsteinsalzlagers:

Hangendes: Unterer Buntsandstein, an der Basis Bröckelschiefer, die zuweilen kleine Anhydritknollen enthalten.

1. Zechsteinletten, vielfach mit Anhydrit- bezw. Gips (Grenzanhydrit), selten mit Dolomiteinlagerungen.
2. Jüngeres Steinsalz, vielfach mit Einlagerung von rotem Salzton und pegmatitischem Anhydrit.
3. Hauptanhydrit.
4. Grauer Salzton.
5. Kaliregion.
6. Älteres Steinsalz.
7. Älterer Anhydrit.
8. Mittlerer Zechsteindolomit.

[3]) Einen dritten Typus oder wenigstens eine Abart des Staßfurter Typus stellt offenbar das nordhannoversche Salzlager dar, bei dem die Kalisalze als unregelmäßige Einlagerungen in einem mächtigen Steinsalzstock auftreten, in einem Steinsalz, das aber immerhin unserem Jüngeren Steinsalze seiner Hauptmasse nach entsprechen dürfte; wenigstens deuten die nordhannoverschen Grubenaufschlüsse, z. B. von Salzdetfurt, darauf hin, die unter solchem Steinsalzlager mit Carnallit- und Sylviniteinschlüssen zuletzt das Staßfurter Normalprofil: Hauptanhydrit — Salzton — Kaliregion (Carnallit) — Älteres Steinsalz ergeben haben.

Mit der Erklärung des verschiedenen Verhaltens der Zechsteinschichten im Hangenden der Salzlagerstätten hängt unmittelbar auch die stratigraphische Deutung und Horizontierung unserer südhannoverschen und braunschweigischen Dolomitvorkommen über Tage zusammen.

Schon am ganzen Südrande des Harzes entlang zeigt sich der Obere Zechsteindolomit nicht mehr als ein beständiger Horizont ausgebildet[1]); teils scheint er in manchen Gegenden ganz und gar zu fehlen, teils findet er sich innerhalb der Letten in Form einzelner, zusammenhangloser zelliger Rauchwacken oder in Form mächtigerer, geschichteter und dann meist plattiger Dolomite, die bei Frankenhausen zu einer Mächtigkeit von 10 m anschwellen und hier schon von BEYRICH als Vertreter des thüringischen und hessischen Plattendolomits aufgefaßt wurden[2]).

Dieselbe sporadische Entwicklung besitzt der Plattendolomit am W.-Rande des Harzes. Zwischen Seesen und Osterode dürfte er durch einzelne kavernöse dolomitische Kalke vertreten sein, die nach den Untersuchungen von KAISER und SIEGERT sich gelegentlich in den Letten finden. Erst von Osterode ab nach Süden machen sich mächtigere Dolomiteinlagerungen bemerkbar[3]), welche sowohl den Habitus der Rauchwacken wie des Plattendolomits (in petrographischem Sinne) oft in ein und demselben Vorkommen zeigen[4]).

[1]) Vergl. Erläuterungen der Blätter Lauterberg, Gerode, Nordhausen, Stollberg, Heringen, Sondershausen, Frankenhausen, Kellbra.

[2]) Erläuterungen zu Bl. Frankenhausen, S. 18.

[3]) Die SPEYER'schen Erläuterungen zu Bl. Gieboldehausen enthalten über den Oberen Zechstein nur ungenügende Angaben.

[4]) Die zwischen Osterode und Hörde in den Letten vielfach auftretenden Gipsstöcke gehören höchstwahrscheinlich sämtlich einer tieferen Zone derselben an, d. h. dem ehemaligen Salzlager, das hier am Harzrande an der Oberfläche wie auch weiterhin im Untergrunde bis weit in das Eichsfeld hinein zum großen Teil ausgelaugt worden ist. Dort, wo die Gipse auf der Grenze von Buntsandstein und Zechstein über den Dolomiten oder gar inmitten des Buntsandsteins zu lagern scheinen, handelt es sich jedenfalls um Lagerungsstörungen, hervorgerufen durch den infolge der Salz- und Gipsauslaugung bedingten unregelmäßigen Einsturz der hangenden Schichten.

In größerer Mächtigkeit fand ich sie besonders nordwestlich Hörden. Hier werden die Dolomite in einem Steinbruche abgebaut und bestehen aus einer 8—10 m mächtigen Folge von hellgrauen, bituminösen Gesteinen, die in einzelne Platten und Bänke abgesondert sind. Auch eine kleine Fauna entdeckte ich in den Schichten, die sich aus folgenden Arten zusammensetzt:

Schizodus obscurus Sow.
Schizodus Schlotheimi Gein.
Gervillia ceratophaga v. Schloth.
Gervillia antiqua v. Münst.
Liebea Hausmanni Goldf. sp.
Turbo helicinus v. Schloth.

Genau die gleiche petrographische und stratigraphische Ausbildung lernten wir bei den Dolomiten des Weser-Leinegebietes kennen, und es erscheint die Annahme als die einzig mögliche und natürliche, daß auch diese den nur lokal zum Absatz gelangten Plattendolomit repräsentieren und nicht etwa den Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins, der demgegenüber sich stets als durchgehenden und in der Regel weit mächtigeren Horizont kennzeichnet, abgesehen davon, daß allein schon die allgemeinen Lagerungsverhältnisse eine solche Deutung nicht zulassen.

In der sporadischen Entwicklung des hannoverschen Plattendolomits liegt aber zugleich die Erklärung dafür, daß er so selten in den Tiefbohrungen gefaßt wird. In neuester Zeit haben sich jedoch in dieser Beziehung einige positive Resultate ergeben, die, wie wir weiter unten sehen werden, seinen Horizont noch genauer festlegen. Denn da die beiden Salzlager, Staßfurter Typus und Werratypus, sich auch in ihrer Zusammensetzung unterscheiden, so ist mit der Feststellung des hannoverschen Plattendolomits an der Tagesoberfläche, wo die Salze ausgelaugt sind, noch nicht erwiesen, daß er gegenüber dem Salzlager genau die gleiche hangende Lage einnimmt wie sein Vertreter im Gebiete der Werra; er könnte z. B. lokal innerhalb des südhannoverschen Lagers entwickelt sein.

Vom Zechsteinsalzlager treten nämlich bei Stadtoldendorf und Meimerhausen im Liegenden der Dolomite mächtige Gipse auf,

die bereits die Zone des Hauptanhydrits repräsentieren. Es fehlt hier somit das gesamte Jüngere Steinsalz, welches in dem dem Homburgwalde benachbarten Elfas noch in einer Mächtigkeit von ca. 250 m durchteuft worden ist, während die Bohrungen bei Freden und Meimerhausen auch im Untergrunde kein Jüngeres Steinsalz, sondern nur Älteres Steinsalz mit stark gestörten bezw. sekundären Kalisalzeinlagerungen angetroffen haben[1]); erst die fiskalische Bohrung bei Winzenburg hat wieder normale Lagerungsverhältnisse und ein Jüngeres Steinsalzlager von 150—175 m Mächtigkeit festgestellt. Mit dem Jüngeren Steinsalz zugleich ist bei Stadtoldendorf auch ein Teil des Gipslagers der Auslaugung zum Opfer gefallen, und vielleicht auch die ehemals darunter gelegenen Kalisalze. Infolge dieses bedeutenden Auslaugungsprozesses sind die hangenden Schichten zum Teil unregelmäßig eingestürzt, besonders die Zechsteinschichten, sodaß oftmals der Plattendolomit ein wechselndes und steileres Einfallen zeigt.

Bei der Zerstörung des Jüngeren Steinsalzlagers müssen aber seine etwa vorhandenen unlöslichen Komponenten zurückgeblieben sein. Das ist in diesem Falle in erster Linie jener Rote Salzton, der in seiner Bedeutung als Leithorizont für das Jüngere Steinsalz des Staßfurter Typus zuerst von Zimmermann erkannt wurde und der, meist von »pegmatitischem« d. h. von Steinsalz in eigenartiger Weise durchwachsenem Anhydrit[2]) begleitet, auch in Südhannover eine ziemlich häufige Einlagerung im Jüngeren Steinsalz bildet. Es könnte danach der untere, unmittelbar über den Gipsen

[1]) Die arg gestörten Lagerungsverhältnisse im Salzbergwerke »Hohenzollern« behandelt v. Koenen in seinem Aufsatze »Über Wirkungen des Gebirgsdruckes im Untergrunde in tiefen Salzbergwerken«. (Nachrichten d. Kgl. Ges. d. Wissenschaften zu Göttingen 1905, Heft 1.) Die regellosen Einlagerungen von Kalisalzen im Älteren Steinsalze daselbst möchte ich für sekundär auf Spalten abgesetzte Salze halten. Dieselben dürften der ursprünglich darüber gelegenen und nachträglich ausgelaugten normalen Kaliregion entstammen, die im tieferen Untergrunde erhalten und durch die Querschläge im Hangenden des Älteren Steinsalzes angeschnitten worden ist.

[2]) Vergl. Zimmermann, Über den »Pegmatitanhydrit« und den mit ihm verbundenen »Roten Salzton« im Jüngeren Steinsalz des Staßfurter Typus. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1907, Monatsber. S. 136—143.

liegende Teil der Stadtoldendorfer Zechsteinletten diesem Roten Salzton entsprechen.

Infolge dieses Fehlens der oberen Schichten des Salzlagers ist aber, wie gesagt, die ursprüngliche Lagerung des Plattendolomits an den südhannoverschen Zechsteinlokalitäten nicht sicher zu ermitteln, und seine genauere Horizontierung war überhaupt nicht möglich, solange die Tiefbohrungen nicht zufällig einmal die sporadisch auftretenden Dolomite im Verbande mit dem vollkommen intakten Salzlager antrafen.

Von den früheren Bohrungen, die bekannt geworden sind, haben nur eine Bohrung bei Linse a. Weser, eine Flachbohrung in der Nähe des Schachtes von »Hohenzollern« und eine Bohrung am Helleberge südöstlich Freden[1]) Oberen Zechsteindolomit durchsunken, die ersteren beiden jedoch unter solch komplizierten Lagerungsverhältnissen, daß sie eine genauere Horizontbestimmung des Dolomits nicht zulassen, während das Resultat der dritten Bohrung nicht kritisch untersucht worden ist.

Dagegen haben in neuester Zeit unter den zahlreichen Tiefbohrungen Süd-Hannovers drei Bohrungen in dieser Beziehung interessante und entscheidende Ergebnisse geliefert. Es sind dies die Bohrung der Gewerkschaft »Hillerse-Sudheim« bei Levershausen (Kreis Northeim), die Bohrung der Gewerkschaft »Gertrudenhall« bei Sudershausen (Kreis Northeim) und der Schacht von »Siegfried I« bei Vogelbeck (Kreis Einbeck), die, im Buntsandstein des östlichen Leinetalflügels angesetzt, in den Zechsteinletten über dem Jüngeren Steinsalz, sowie auch z. T. im Roten Salzton inmitten des Jüngeren Steinsalzes Dolomitlagen und Dolomitbänke angetroffen haben[2]).

---

[1]) Die betreffende Bohrgesellschaft »Saschashall« stellte seiner Zeit die Bohrung ein in der irrtümlichen Auffassung, den liegenden Dolomit des Mittleren Zechsteins erreicht zu haben.

[2]) Eine neueste Bohrung bei Dörrigsen (Kreis Einbeck) am NO.-Fuße des Buntsandsteinrückens der Ahlsburg, an dessen südlicher Seite der Lauenberger Zechsteindolomit zu Tage streicht, hat im Untergrunde gleichfalls Zechsteinletten mit einzelnen grauen Dolomitschnüren im Liegenden des Bröckelschiefers angetroffen.

Die Profile der drei Bohrungen sind in kurzgefaßter Form[1]) folgende:

1. Bohrung bei Levershausen.

— 63 m Röt
— ca. 400 m Mittlerer Buntsandstein } Meißelbohrung.
— 689 m Unterer Buntsandstein
— 699 » Bröckelschiefer.
— 703 » Rote Zechsteinletten, an der Basis mit einer 0,15 m starken Bank eines gelblichgrauen, stark sandigen Dolomits.
— 720 » Rote Zechsteinletten, an verschiedenen Stellen mit eingelagerten bläulichgrauen und einige Zentimeter starken Dolomiten, die vielfach von sekundären Gipsadern durchsetzt sind. Von 712,5 m an sind die Letten von Gips und Steinsalz stärker durchwachsen.
— 754 » Jüngeres Steinsalz.
— 785 » Hauptanhydrit.
— 800 » Grauer Salzton.
— 811,05 m Kaliregion (Sylvinit und Carnallit).
— 870 m Älteres Steinsalz.
— 898,5 m Älterer Anhydrit.
— 900,2 » Stinkstein des Mittleren Zechsteins.

2. Bohrung bei Sudershausen.

— 247 m Mittlerer und Unterer Buntsandstein (Meißelbohrung).
— 473 » Unterer Buntsandstein.
— 492 » Bröckelschiefer, vielfach mit Anhydrit- bezw. Gipsknollen, sowie auch in manchen Partieen dolomitisch und mit einzelnen Dolomitknollen. Bei 477 m mit groben Quarzkörnern.
— 516 » Rote Zechsteinletten, durchweg verhärtet und bröckelig, in der ganzen Schichtenfolge verschiedentlich durchsetzt von Dolomitknollen und Dolomitflasern. Dieselben schwellen zwischen 495—505 m zu festeren und dickeren Dolomitbänken an, die z. T. stark sandig sind und dann an Stelle ihrer sonst dunkelgrauen Färbung eine hellgraue annehmen. Gips und besonders Steinsalz, z. T. in großen Kristallen, treten des öfteren, hauptsächlich zu unterst als unregelmäßige Einschlüsse in den Letten, seltener in den Dolomitlagen auf.
— 585,5 m Jüngeres Steinsalz (Oberer Teil).
— 586,75 m Jüngeres Steinsalz mit pegmatitischem Anhydrit.
— 623,5 m Roter Salzton:
— 590 m rote verhärtete Letten, die bei 584,5 m in dunkelgrauen Dolomit übergehen und von rotem, faserigem Steinsalz regellos durchwachsen sind;
— 590,6 m pegmatitischer Anhydrit mit rotem, faserigem Steinsalz;

[1]) Die genaue Gliederung und Beschreibung der einzelnen Stufen möchte ich, abgesehen von den in unserem Falle allein interessierenden Zechsteinletten und Zechsteindolomiten, an dieser Stelle unterlassen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

— ca. 600 m rotes Steinsalz mit roten und grünen verhärteten Letten verwachsen;
— 623,5 m rote und grüne verhärtete und bröckelige Letten vorwiegend, verschiedentlich mit Steinsalz verwachsen.
— 692 m Jüngeres Steinsalz (Unterer Teil).
— 748,4 m Hauptanhydrit.
— 793 m Grauer Salzton.

3. Schacht von »Siegfried I«[1]).

— 25 m (?) Diluvium.
— ca. 350 m Mittlerer Buntsandstein.
— 722 m Unterer Buntsandstein, an der Basis Bröckelschiefer, die bei 723 m grobkörnigen Sandstein enthalten, und Zechsteinletten. Letztere rot, verhärtet und mit harten, dunkelgrauen Dolomiten und hellgrauen sandigen Dolomiten.
— 830 m Jüngeres Steinsalz (Oberer Teil).
— 831,5 m Pegmatitischer Anhydrit.
— 846,5 » Roter Salzton mit harten, dunkelgrauen Dolomiten und hellgrauen sandigen Dolomiten.
— 920 m Jüngeres Steinsalz (Unterer Teil).
— 927 » Hauptanhydrit.

Wie wir sehen, sind die Dolomiteinlagerungen bei diesen Profilen nicht nur den Zechsteinletten über dem Salzlager eigentümlich, sondern es kommen solche auch in dem Roten Salzton inmitten des Jüngeren Steinsalzes, soweit er entwickelt ist, mehr oder weniger vor. Selbst die Bröckelschiefer enthalten in der Sudershäuser Bohrung einzelne Dolomitknollen, wie sie im hessisch-thüringischen Gebiet ja eine bekannte Erscheinung sind. Der Unterschied zwischen Bröckelschiefer und Zechsteinletten ist überhaupt in allen diesen Fällen wenig scharf, da letztere nicht die sie sonst an der Tagesoberfläche und in anderen Bohrungen auszeichnende plastische Beschaffenheit besitzen, sondern selbst auch etwas dolomitisch geworden zu sein scheinen und damit ein festeres Gefüge angenommen haben.

Was die petrographische Natur der Dolomite anlangt, so scheinen sie z. T., nach der Reaktion auf Salzsäure zu urteilen,

---

[1]) Während ich sämtliche Bohrkerne der beiden Bohrungen habe untersuchen können, war ich bei der Aufstellung des Schachtprofils von »Siegfried I« auf die wenigen aufbewahrten Proben und im übrigen auf die von der Direktion mir freundlichst zur Verfügung gestellten Daten angewiesen.

ziemlich reine Normaldolomite — von dunkler Färbung — zu sein. an deren Stelle aber hin und wieder stark sandige und hellfarbige Dolomite treten, die man fast als dolomitische Sandsteine[1]) bezeichnen könnte.

Da die Dolomite als wiederholte Einlagerungen in den Letten auftreten und keine in sich abgeschlossene, ununterbrochene Schichtenfolge bilden, so läßt sich eine scharfe Unterscheidung von Oberen Letten, Plattendolomit und Unteren Letten[2]) nicht machen. Vielleicht könnte man den allerobersten Teil der Letten bis zum ersten Auftreten von Dolomit als Obere Letten ansprechen in anbetracht dessen, daß diese Stufe auch in Hessen und Thüringen nie sonderlich mächtig entwickelt ist[3]). Dagegen umfassen in den dortigen Bohrungen die Unteren Letten in ihrem oberen Teile zwischen Plattendolomit und Salzlager eine recht ansehnliche Schichtenfolge, und zwar nach Frantzen bei Kaiseroda ebenfalls mit Dolomiteinlagerungen[4]). Es ist danach nicht ausgeschlossen, daß vielleicht auch die dem untersten Teile unserer Letten angehörenden Dolomite bereits der Zone der Unteren Letten entsprechen. Der Rote Salzton mit seinen gelegentlichen Dolomiteinschlüssen dürfte ohne weiteres wohl den Unteren Letten zuzurechnen sein.

Für die Horizontierung des hannoverschen Plattendolomits ergibt sich somit, daß die ihn repräsentierenden Dolomite im Hangenden des Salzlagers sich befinden, und daraus folgt des weiteren, daß die beiden Salzlager des Staßfurter bezw. südhannoverschen Typus und des Werratypus sich gegenseitig in ihrer ganzen Masse entsprechen. Man

---

[1]) Es sei hier bemerkt, daß nach v. Ammon auch in der Bohrung bei Mellrichstadt a. d. Rhön an der Basis des Plattendolomits eine 1 m mächtige hellgraue Sandsteinbank sich befindet. (Vergl. Geogn. Jahresh. 1900, S. 167—169.)

[2]) Unter Unteren Letten verstehe ich die gesamte Zone zwischen Plattendolomit und Mittlerem Zechstein, also mit Einschluß des Salzlagers.

[3]) Vergl. Frantzen, Der Zechstein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung und der Untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kaiseroda. Dieses Jahrb. f. 1894, S. 77, und v. Ammon, Über eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt a. d. Rhön. Geogn. Jahresh. 1900, S. 167.

[4]) Frantzen, a. a. O., S. 80—82.

müßte sonst die dem Roten Salzton inmitten des Jüngeren Steinsalzes etwa eingeschalteten Dolomite und damit auch den hangenden Teil des Jüngeren Steinsalzes selbst noch der Zone des Plattendolomits zurechnen, was aber ganz unwahrscheinlich ist.

Vielmehr möchte ich auf die Möglichkeit hindeuten, ob nicht dieser für das südhannoversche und Staßfurter Jüngere Steinsalz so bezeichnende Rote Salzton vielleicht dem »Dunkelroten Salzton« oder »Roten Letten« ident sein könnte, den Frantzen und v. Ammon aus den Bohrungen von Kaiseroda und Mellrichstadt als bemerkenswerte und mächtige Schicht anführen[1]) und der auch in anderen Bohrungen des Werragebietes einen konstanten Horizont zu bilden scheint[2]). Derselbe wird auch dort wie beim Staßfurter Typus stets von Anhydrit bedeckt, der nach den Angaben Frantzen's bei Kaiseroda »Salzknoten« enthält, also vielleicht gleichfalls hier eine »pegmatitische« Struktur besitzt, und ebenso befindet sich dort meist ein Oberes Steinsalzlager über ihm. Es sind dies alles stratigraphische Besonderheiten, die in gleicher Weise das Lager des Staßfurter Typus auszeichnen und die mich deshalb veranlassen, wenigstens auf die Möglichkeit dieser Identifizierung hinzuweisen.

Wie zutreffendenfalls die übrigen Zonen der beiden so verschieden zusammengesetzten Salzlager mit einander in Beziehung zu bringen sein würden, läßt sich vorläufig noch weniger vermuten, vor allem, welche Äquivalente der Hauptanhydrit und Graue Salzton des Staßfurter Typus im Werralager besitzen mögen. Jedenfalls beweist das gelegentliche tatsächliche Vorkommen von Plattendolomit über dem Jüngeren Steinsalz des Staßfurter Profils, daß mit dem hessisch-thüringischen Plattendolomit weder der Graue Salzton entsprechend der Auffassung v. Koenen's[3]) noch der Hauptanhydrit, wie Everding (a. a. O., S. 108—109) vermutet, zu identifizieren sind. Desgleichen erscheint mir auch die von Frantzen[4])

[1]) a. a. O. a. a. O., S. 82—83 bezw. S. 170.

[2]) Zimmermann, Geologie des Herzogtums SachsenMeiningen, S. 403.

[3]) v. Koenen, Zur Entstehung der Salzlager Nordwest-Deutschlands. Nachr. d. Königl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1905, Heft 4.

[4]) a. a. O., S. 86.

schon früher vorgenommene Parallelisierung, wonach die bei Kaiseroda durch den dunkelroten Salzton getrennten beiden Teile des Steinsalzlagers das Jüngere bezw. das Ältere Steinsalz des Staßfurter Profils vertreten sollen, nicht erwiesen.

Vergleich mit der Entwicklung des Oberen Zechsteins im Waldeckischen.

Von den Zechsteinbildungen der Nachbargebiete haben wir diejenigen des Harzrandes und des hessisch-thüringischen Gebietes in ihren Beziehungen zu unseren Zechsteinvorkommen kennen gelernt. Es erübrigt noch ein Vergleich mit den entsprechenden Schichten im südwestlich benachbarten Fürstentum Waldeck, die von Holzapfel[3]), Leppla[4]), Denckmann[5]) und zuletzt auch Stille[6]) untersucht und in ihrem Altersverhältnis klargestellt sind.

Der untere Teil des Oberen Zechsteins besteht nach Leppla auch dort aus bunten, stellenweise gipsführenden Letten, die verschiedentlich mit Kalken, dolomitischen Sandsteinen, untergeordnet auch Konglomeraten wechsellagern, und dürfte den Unteren Letten entsprechen, die ja auch in unserem Gebiete nach den Bohrergebnissen, vor allem im Roten Salzton, Dolomite und dolomitische Sandsteine bezw. sandige Dolomite enthalten können.

Darüber folgen als Vertreter des hannoverschen und hessisch-thüringischen Plattendolomits helle, durch Letteneinschaltungen des öfteren unterbrochene Dolomitbänke, die eine sehr schwankende Mächtigkeit, von 0—60 m, besitzen und stellenweise völlig verschwinden, also ein gleiches unbeständiges Verhalten zeigen wie unser Plattendolomit. Daß die Dolomite andererseits dem Stäte-

---

[1]) Holzapfel, Die Zechsteinformation am Ostrande des rheinisch-westfälischen Schiefergebirges. Inaug.-Diss., Görlitz 1879.

[2]) Leppla, Über die Zechsteinformation und den Unteren Buntsandstein im Waldeckischen. Dieses Jahrb. f. 1890, S. 40–82.

[3]) Denckmann, Die Frankenberger Permbildungen. Dieses Jahrb. f. 1891, S. 234 ff.

[4]) Stille, Über Schürfungen im Gebiete des Frankenberger Perm und dessen Vertretung weiter nördlich. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 54 und Erläuterungen zu Blatt Kleinenberg der Geol. Spezialkarte v. Preußen.

bergflöz der südlich folgenden Frankenberger Permbildungen entsprechen, hat Stille (a. a. O., S. 178) gezeigt.

Im Hangenden der Dolomite finden sich im Waldeckischen konglomeratische Bildungen, in der Hauptsache Konglomerate und grobkörnige Sandsteine, die aber nach Norden feinkörniger werden und im anschließenden westfälischen Gebiet den neueren Untersuchungen Stille's zufolge nur noch als grobkörnige, mit Schiefertonen wechsellagernde Sandsteine entwickelt sind. Während diese Schichten von Leppla an die Basis des Unteren Buntsandsteins gestellt wurden, sind sie nach den Darlegungen Stille's stratigraphisch noch dem Oberen Zechstein zuzurechnen [1]).

Anklänge an diese Strandfazies der Grenzschichten des waldeckischen Oberen Zechsteins zeigen in unserem Gebiete zunächst einmal gelegentliche und geringfügige Sandsteineinlagerungen im obersten Teile der Letten, wie bei Stadoldendorf und Lauenberg. Nun fand ich aber auch in einzelnen südhannoverschen Bohrungen inmitten des Bröckelschiefers derartige, wenn auch gering mächtige grobkörnige Bildungen, Schichten mit einzelnen gröberen Quarzkörnern und feste, grobkörnige Sandsteine [2]). In dem gleichen Horizonte treten, wie bekannt, grobkörnige Sandsteine und Konglomerate am Rande des Thüringer Waldes auf, sowohl über Tage [3]) wie in den dortigen Tiefbohrungen [4]). Es besitzen danach diese grobkörnigen Grenzbildungen, da sie bei der Entwicklungsweise des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins einzig in ihrer Art und auf die Grenzzone zwischen beiden Formationen beschränkt sind, trotz ihrer meist geringfügigen Mächtigkeit und ihrer nur ganz vereinzelten Ausbildung im Hannoverschen eine allgemeine strati-

[1]) Sie wurden auf dem Blatt Kleinenberg als »Grenzsandsteine« (zs) ausgeschieden.

[2]) Sie treten auf in Form grobkörniger Lagen in den Bohrungen bei Sudershausen und Dörrigsen, in Form gröberer, fester Sandsteine in den Bohrungen bei Fuhrbach (Eichsfeld), Moringen und im Schacht von »Siegfried I«.

[3]) Vergl. die Blätter Neustadt (S. 18), Triptis (S. 11), Ziegenrück (S. 30), Saalfeld (S. 41), Gera (S. 21), sowie auch Witzenhausen (S. 17), Allendorf (S. 28).

[4]) Nach einer freundl. Mitteilung von Herrn Prof. Zimmermann — vergl. auch Frantzen a. a. O., S. 76.

graphische Bedeutung, und es spricht wohl nichts dagegen, sie auch mit den durchaus analogen Grenzschichten im Waldeckischen in Beziehung zu bringen. Ihr Auftreten innerhalb des Bröckelschiefers würde dann allerdings erfordern, den grobkörnigen und konglomeratischen Grenzbildungen jener Gegend nicht nur die Oberen Letten, sondern Obere Letten und Bröckelschiefer des hannoverschen und thüringischen Gebietes gleichzusetzen.

Berlin, den 17. Juli 1907.

Das Alter der Samländischen Braunkohlenformation und der Senftenberger Tertiärflora.

Von Herrn **Alfred Jentzsch** in Berlin.

Vor 19 Jahren hatte Verfasser nachgewiesen[1]), daß die Braunkohlenformation des Samlandes miocän und nicht, wie bis dahin allgemein angenommen wurde, oligocän oder gar »unteroligocän« ist. Obwohl seitdem kein stichhaltiger Grund gegen meine Schlußfolgerung ausgesprochen wurde, ist doch die falsche ältere Auffassung noch immer in Lehrbüchern usw. stehen geblieben. Es kann deshalb nicht Wunder nehmen, wenn selbst in neuesten und gediegenen Arbeiten jene veraltete Auffassung noch vorkommt und zu schiefen Vergleichen führt.

Angesichts der Tatsache, daß die unter 54° 56′ bis 57′ bei Rauschen im Samlande anstehenden Schichten die nördlichste genauer bekannte Tertiärflora Europas umschließen, ist deren Altersstellung von allgemeinerer Bedeutung. Deshalb seien meine alten Gründe hier nochmals, jedoch unter Bezugnahme auf den neuesten Stand unserer Kenntnis vergleichbarer Horizonte, kurz zusammengestellt:

Die samländische Tertiärflora liegt im »Mittleren Letten« Zaddachs inmitten der als »Samländische Braunkohlenbildung« bekannten

[1]) Jentzsch, Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. Schriften der Naturf. Gesellsch. zu Danzig, Neue Folge, Bd. VII, Heft 1, S. 157—179, speziell S. 165—166.

Schichtenreihe, etwa 22—25 m über der als Unteroligocän festgestellten Meeresfauna von Gr.-Kuhren, d. h. etwa 9 m über der hangendsten Grenze der petrographisch als Meeresabsatz erscheinenden Schicht. Sie ist demnach jünger als unteroligocän; um wie viel sie aber jünger ist, läßt sich aus Verlauf und Gesteinsbeschaffenheit der Schichten nicht erkennen. So bleibt zur Altersbestimmung maßgebend der rein paläontologische Vergleich mit anderen, ihrem Alter nach bekannten Tertiärfloren.

Der von O. Heer beschriebenen Tertiärflora Samlands[1]) sind unter den deutschen Tertiärfloren am ähnlichsten diejenige der niederrheinischen Braunkohlen (Bonn-Neuwieder Becken) und diejenige von Salzhausen in der Wetterau. Daß diese Vergleichsschichten nicht unteroligocän, sondern miocän sind, habe ich bereits 1888 hervorgehoben. Auch die neueste Beschreibung jener Lagerstätten[2]) hält daran fest, so Fliegel[3]) für den Typus der niederrheinischen Kohlen und Steuer[4]), welcher die Kohlen der Wetterau »jünger als untermiocän« nennt, wobei er es unentschieden läßt, ob dieselben miocän oder gar pliocän sind, wie Lepsius und Kinkelin wollten.

Paläontologisch kann danach nicht bezweifelt werden, daß die samländische Kohle nicht oligocän ist, sondern dem Miocän angehört. Der einzige bemerkenswerte Unterschied, welcher ihre Flora von der niederrheinischen trennt, nämlich das Fehlen der dort in 3 Arten auftretenden Palmen, müßte, falls er berücksichtigt würde, der samländischen Flora eher ein noch jüngeres Alter zuweisen, wenn nicht die nördlichere Lage das Fehlen der Palmen erklärte.

Von der Flora der räumlich näher gelegenen subhercynischen Braunkohle weicht die samländische stark ab.

---

[1]) O. Heer, Miocäne baltische Flora, Königsberg, Pr. 1869, 4°, 104 Seiten mit 30 Tafeln.

[2]) Klein, Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau, Halle 1907, gr. 8°, 504 S.

[3]) Fliegel, ebenda S. 81—90.

[4]) Steuer, ebenda S. 99—103.

Die miocäne »samländische Fazies« der Braunkohlenbildung umfaßt, wie Verfasser seit langem gezeigt hat, einen großen Teil der Provinzen Ost- und Westpreußen, wo sie unterirdisch über 2000 qkm nachgewiesen ist[1]).

Sie umfaßt u. a. auch die Braunkohlenflora von Chlapau bei Rixhöft an der Nordspitze Westpreußens.

Ein Vergleich mit der Tertiärflora von Senftenberg — im südlichsten Teile der Mark Brandenburg — zeigt nun Folgendes: P. Menzel[2]) beschrieb von dort 59 Formen aus den Tonen und 11 aus der Braunkohle, im ganzen 70 Pflanzenformen und bestimmte danach völlig zutreffend die Senftenberger Flora als Miocän.

Er findet nun, daß die Senftenberger Flora

9 bezw. 17 Arten mit 2 verglichenen Pliocänfloren,

5—25 Arten mit 6 verglichenen Miocänfloren (darunter 5 mit dem Niederrhein, 12 mit der Wetterau) und

9 Arten mit der oligocänen Braunkohlenformation des Samlands gemein habe.

Danach stände die Senftenberger Flora eigentlich der samländischen näher als der niederrheinischen. Wenn sie trotzdem, und zwar völlig zutreffend, durch Menzel als Miocän bezeichnet wird, so liegt hierin an sich schon ein Widerspruch, mindestens eine Schwierigkeit.

Tatsächlich ist sogar die Ähnlichkeit mit der samländischen Fazies noch etwas größer. Denn da letztere außer dem Samland auch Rixhöft mit begreift, so erhöht sich die Zahl der mit Senftenberg übereinstimmenden Spezies von 9 auf 11. Es kommen nämlich sowohl bei Senftenberg wie in der samländischen Fazies vor:

---

[1]) Jentzsch, ebenda, S. 206—212 und die dem Werke beigelegte Übersichtskarte.

[2]) Menzel, Über die Flora der Senftenberger Braunkohlenablagerungen. Abhandl. der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, Heft 46, Berlin 1906.

	Samland	Rixhöft
Taxodium distichum miocenum Heer .	1	1
Sequoia Langsdorfi Brgt. sp. . . .	1	1
Glyptostrobus europaeus Brgt. sp. . .	1	1
Betula prisca Ett.	—	1
Alnus Kefersteini Göpp. sp.	1	1
Carpinus grandis Ung.	1	1
» *ostryoides* Göpp.	1	—
Rosa lignitum Heer	—	1
Rhamnus Rossmaessleri Ung.	1	—
Vitis teutonica A. Br.	—	1
Andromeda protogaea Ung.	1[1])	1
Zusammen 11 Arten:	8	9

Daneben werden noch 3 samländische Arten von *Pinus*, *Acer* und *Aralia* als zweifelhaft für Senftenberg angeführt. Die in Menzel's Vergleichstabelle bestehende Schwierigkeit wird nun, wie oben gezeigt, dadurch hinfällig, daß die samländische Flora nicht, wie Menzel noch glaubte, zum Oligocän, sondern zum Miocän zu rechnen ist. Alle von Menzel für den Vergleich (S. 145—146) herangezogenen Tertiärfloren sind nunmehr Miocän oder Pliocän, keine ist oligocän. So erscheint uns jetzt das weite Gebiet der Braunkohlenformation von Senftenberg bis zum Samlande als ein einheitliches Florenreich, welches jünger als die oligocäne Meerestransgression ist. Wie es dem Alter nach zum marinen Miocän Schlesiens steht, bleibe hier vorläufig unerörtert. Auch wird selbstredend zuzugeben sein, daß kleine Altersunterschiede zwischen Senftenberg und Rauschen bestehen mögen; diese sind aber so gering, daß vorläufig nicht einmal entschieden werden kann, welche der beiden so nahe verwandten Lokalfloren des Miocäns etwa die ältere sei?

[1]) Über den Nachweis der *Andromeda protogaea* im Samlande durch H. Engelhardt vergl. Jentzsch in Schriften Physikal. Ökon. Gesellsch., Königsberg XXIX, Sitzungsberichte, S. 4 vom 5. Jan. 1888.

Berlin, den 12. Dezember 1907.

Über die Zeit des Aussterbens der Brasenia purpurea Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa.

Von Herrn **J. Stoller** in Berlin.

Unter den quartären fossilführenden Schichten Norddeutschlands, welche Pflanzenreste an primärer Lagerstätte enthalten, befinden sich einige, deren Altersstellung zum Diluvium mit Analogieschlüssen zwar wahrscheinlich gemacht werden kann, aber doch mit direkten stratigraphischen Gründen dem Zweifler gegenüber einwandsfrei nur schwer oder gar nicht zu beweisen ist. Es handelt sich um solche pflanzenführende Quartärschichten, die meist nur von gering mächtigen Sanden mit schwacher oder keiner Geschiebeführung bedeckt sind. Da solche Sande nach ihrer petrographischen Zusammensetzung sowohl diluvialen als alluvialen Alters sein können, so ist die Unsicherheit in der allein aus dem Schichtprofil gefolgerten Deutung des Alters jener sie direkt unterlagernden Fossilienschichten leicht erklärlich.

Der paläontologische Beweis aber ist, soweit er sich auf Pflanzen[1]) als »Leitfossilien« stützen muß, in der Quartärgeologie Norddeutschlands nur indirekt zu erbringen und auch das bloß in günstigen Fällen. Denn soviel auch im Laufe der letzten zwanzig Jahre aus den vergletschert gewesenen Gebieten Europas von diluvialen Pflanzenresten bekannt geworden ist, so konnten sie doch mit verschwindenden Ausnahmen nicht bloß noch jetzt lebenden

[1]) Die folgenden Ausführungen beziehen sich nur auf Phanerogamen.

Gattungen, sondern auch noch jetzt lebenden Arten zugerechnet werden, so daß man annehmen kann, die Veränderung der meisten Pflanzenarten habe sich in der Diluvialzeit im allgemeinen auf Varietätenbildung und Hybridation beschränkt. Dies läßt sich aber in den allermeisten Fällen nicht einmal beweisen, denn der Phytopaläontologe kommt sehr selten in die glückliche Lage, zu gleicher Zeit mehrere und zwar spezifische, den Art- oder Varietätencharakter ausweisende Teile einer diluvialen Pflanze bei seiner Bestimmung vor sich zu haben. Dafür sind seine Untersuchungen von um so größerem Wert für den Pflanzengeographen, dem sie wichtige Anhaltspunkte für die periodischen Wanderungen vieler Pflanzen und ihre dabei eingeschlagenen Wege, kurz für die Verschiebungen der Artenareale in jener für die Organismen so einschneidenden Zeit an die Hand geben. Diese Verschiebungen bestanden bei den meisten Arten in einem Verlieren und Wiedererobern von Teilen des zeitweilig vom Inlandeis bedeckten Gebietes: sehr viele halten in der Gegenwart ihre früheren Wohnplätze fast in vollem Umfange wieder besetzt, einige sind nach dem Abschmelzen des letzten Inlandeises wohl wieder zurückgekehrt, gehen aber in diesem Gebiete heute — nach einer kurzen Blütezeit — ihrem Aussterben entgegen, und nur wenige Arten sind bisher überhaupt nicht mehr zurückgekehrt, sondern müssen dort als »ausgestorben« gelten, da sie sich mit Arealen begnügen, die vom ehemaligen Rande der Maximalvergletscherung Europas mehr oder weniger weit entfernt sind. Die mutmaßlichen Gründe hierfür darzulegen, ist hier nicht der Ort.

Unter den vielen bisher aus dem norddeutschen Diluvium bekannt gewordenen Phanerogamen hat die Cabombee *Brasenia purpurea* Michx. (= *Brasenia peltata* Pursh) bekanntlich eine besondere Bedeutung erlangt, weil sie dort bis in die neueste Zeit fast die einzige jetzt in ganz Europa ausgestorbene diluviale Art blieb. Ihre ovalen bis ellipsoidischen Samen sind in mehreren diluvialen Torflagern Norddeutschlands ziemlich häufig und können, da sie 2,5—4,0 mm lang und sehr charakteristisch sind, dem Untersuchenden kaum entgehen. Der Umstand, daß diese Pflanze in der

rezenten Flora Europas fehlt — die Größe und der eigenartige Habitus der Pflanze lassen es ausgeschlossen erscheinen, daß sie von den Botanikern sollte bisher nur übersehen sein —, hat sehr bald den Gedanken nahe gelegt, daß sie als »Leitfossil« für europäische diluviale Torflager könnte angesehen werden. Indessen, so wahrscheinlich dieser Gedanke auch war, man mußte doch, namentlich angesichts mancher stratigraphisch unsicheren Fundstellen, immerhin mit der Möglichkeit rechnen, daß sie erst in postglazialer Zeit in Europa ausgestorben sein könnte, und damit würde hier natürlich ihr Leitfossiliencharakter als »Diluvialpflanze« verloren gehen. Es erscheint deshalb vom geologischen Standpunkt aus nicht ohne Interesse, im Folgenden des näheren die Frage zu erörtern, wann *Brasenia purpurea* Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa, ausgestorben ist.

Die ziemlich allgemein verbreitete Annahme, daß *Brasenia purpurea* Michx. in Europa die letzte Eiszeit nicht überdauert habe, kann selbstverständlich auf rein paläontologischem Wege keineswegs sicher bewiesen, sondern allenfalls nur in geringerem oder höherem Grade wahrscheinlich gemacht werden, und zwar indem nachgewiesen wird, daß sie in allen bisher bekannt gewordenen sicher postdiluvialen Ablagerungen des Gebietes mit Wasser- und Sumpfpflanzen an primärer Lagerstätte nicht vorkommt, obgleich der Florencharakter vieler derselben in jeder Beziehung die biologische Möglichkeit des Vorkommens von *Brasenia* gewährleistet. Der Sicherheit eines positiven Beweises wird aber diese Wahrscheinlichkeit um so näher kommen, je mehr einleuchtende logische Gründe beigebracht werden können, die ebenfalls für jene Wahrscheinlichkeit sprechen.

Brasenia purpurea Michx. gehört biologisch in die Klasse der »Limnäenvereine«. Hierher gehören nach Warming-Gräbner[1]) »alle auf losem (sandigem, tonigem, schlammigem)

[1]) Warming-Gräbner, Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie, Berlin 1896, 2. Aufl. 1902.

Boden, in Süßwasser, besonders in ruhigem, wachsenden Vereine, deren Individuen entweder ganz untergetaucht sind oder höchstens Schwimmblätter haben (die Blüten werden fast immer über das Wasser gehoben). Dadurch unterscheiden sie sich von der Sumpfvegetation, deren Assimilationsorgane größtenteils über das Wasser gehoben werden. Aber scharfe Grenzen lassen sich zwischen diesen Vereinsklassen nicht ziehen . . .« »Die Tiefe, bis zu der die Pflanzen der Limnäenvereine hinabgehen, ist, jedenfalls bei den Blütenpflanzen, nie bedeutend . . .« »Die Limnäenvereine sind in größeren Seen besonders an eine wenig tiefe Zone längs des Ufers gebunden, wo sich ein reiches Tierleben vorfindet und wo die Verteilung ungefähr folgende ist: Am tiefsten kommen die *Characeae* vor (bis 8, selbst 12 m), weniger tief *Elodea* (6 m), *Potamogeton* (4—8 m), *Nymphaeaceae* (3—5 m), *Ranunculus* und *Myriophyllum* (2—3 m).«

Im Einklang hiermit zeichnen sich denn auch alle primären Lagerstätten der *Brasenia* durch das Vorkommen von Arten der Limnäenvereine und der Sumpfvegetation aus. Entsprechend ihrer Genesis bilden sie petrographisch Humusgesteine *s. l.*, bei denen teils der Charakter der Faulschlammbildungen (Gyttja, Lebertorf), teils der Charakter der Sumpftorfe (Darg, Dytorf) vorherrscht. In die nachstehende Liste Nr. 1 sind nur die Fundstellen von solchen *Brasenia*-führenden Torfen aufgenommen, welche sich an primärer Lagerstätte befinden, und zwar wurden in die erste Gruppe diejenigen gestellt, deren diluviales Alter stratigraphisch oder zoopaläontologisch sicher gestellt ist[1]), während die zweite Gruppe diejenigen Torflager umfaßt, deren diluviales (d. h. interglaziales) Alter mit stratigraphischen Gründen nicht völlig einwandsfrei nachgewiesen werden kann. Dabei sind die für die Beurteilung der Lagerstätten wichtigen autochthonen Konstituenten nach biologischen Gesichtspunkten geordnet, während die Reihen der letzten Rubrik solche allochthonen Accessorien enthalten, die

[1]) Daß die Torfe dieser Gruppe nur interglazialen Schichten angehören können, braucht wohl nicht besonders betont zu werden. Eine sichere Einreihung derselben in eine I. oder II. Interglazialzeit ist aber bei dem gegenwärtigen Stand der Diluvialgeologie immer noch nicht möglich.

für die Beurteilung des Klimas zur Zeit der Entstehung des betreffenden Torflagers von Wichtigkeit sind.

Es ist bemerkenswert, daß unter den Begleitpflanzen der diluvialen *Brasenia* nicht nur Vertreter der Hydrochariten- und Limnäenvereinsklasse vorhanden sind, also von Arten, die im ruhigen offenen Wasser leben, sondern daß die Sumpfvegetation ebenso stark vertreten ist, deren Konstituenten höchstens bis zu 2 m Wassertiefe vorkommen und die eigentliche Verlandungszone eines durch Vertorfung verlandenden Gewässers bilden. Daraus läßt sich schließen, daß *Brasenia* wohl hauptsächlich noch innerhalb der Verlandungszone an offenen Stellen, sogen. Seefenstern oder Bleken, wuchs, was übrigens auch nach der Größe und dem Habitus der rezenten Pflanze sowie ihrem Vorkommen wahrscheinlich erscheint. Bemerkenswert ist ferner, daß *Trapa natans* L. unter den Begleitpflanzen der *Brasenia* auftritt.

Für die weitere Untersuchung ist es wichtig, über die klimatischen Verhältnisse, unter denen die diluviale *Brasenia* in Mitteleuropa gelebt hat, unterrichtet zu sein. Das übereinstimmende Vorkommen von mehreren noch heute in Europa heimischen und nach ihren klimatischen Anforderungen gut charakterisierten Holzgewächsen in den Fundstellen der ersten Gruppe in der Liste Nr. 1 gibt uns hierzu den Schlüssel. Ohne aber hier zu weit ins einzelne zu gehen, und namentlich ohne die etwaigen kleineren klimatischen Abstufungen zu erörtern, welche für die einzelnen, geographisch von einander weit entfernten Lokalitäten im Vorkommen einer Art angedeutet sein mögen, welche andern Fundstellen fehlt, sollen hier nur diejenigen Arten berücksichtigt werden, die nach den Befunden sehr wahrscheinlich allgemein im Gebiet verbreitet gewesen sind, als *Brasenia* hier vegetierte. Bei dieser Einschränkung wird auch dem Umstand Rechnung getragen, daß die Lagerstätten möglicherweise nicht aus ein und derselben Interglazialzeit stammen.

Demnach müssen hier *Picea excelsa*, *Alnus glutinosa*, *Carpinus Betulus*, *Tilia platyphyllos*, *Quercus Robur* und *Corylus Avellana* besprochen werden.

Die Fichte, *Picea excelsa*, beherrscht heute den größten Teil Europas; man wird in der Annahme nicht fehl gehen, daß sie hier die Grenzen der Möglichkeit ihrer spontanen Verbreitung bald erreicht haben wird. Ihr europäisches Verbreitungsgebiet reicht im Norden an günstigen Stellen Finnmarkens bis 69° 30' n. Br., während ihre Höhengrenze, die nur z. T. von der geographischen Breite abhängt, z. B. in Mitteldeutschland unter 52° n. Br. bei 979 m, im böhmischen und bayerischen Wald unter 49° n. Br. bei 1437 m Meereshöhe liegt. Nach diesen Ziffern erscheint die Fichte fast als ein klimavager Baum. Nach A. Kerner ist die Jahresisotherme der Fichtengrenze 1,625°; nach Purkyne verlangt der Baum eine mittlere Julitemperatur von mindestens + 10° und erträgt nicht eine mittlere Januartemperatur unter — 10°[1]). Es ist aber wohl zu beachten, daß obige Zahlen für die Fichtenbaumgrenze gelten, welche über die Fichtenwaldgrenze erheblich hinausgeht. Nur letztere kann aber für unsere Darlegung in Betracht kommen, denn es handelt sich bei allen Lagerstätten der ersten Gruppe in der Liste Nr. 1 um solche Fichtenreste, die auf durchaus normalwüchsige und -fruchtende Bäume schließen lassen.

Die Schwarzerle, *Alnus glutinosa*, erreicht nach Willkomm[2]) ihren nördlichsten Standort in Europa bei Uleåborg unter ca. 65° n. Br., während sie im Innern von Finnland wohl nicht über 61—62° n. Br. hinausgeht. Sie kommt weniger weit nach Norden vor als *Betula verrucosa*. In Schweden hat sich nach G. Andersson die Schwarzerle bis heute in dem Gebiet zu halten vermocht, in dem sie subfossil gefunden wird, indessen bemerkt man nach diesem Forscher jetzt schon ein allmähliches Zurückgehen ihrer Nordgrenze infolge Vordringens der klimatisch anspruchsloseren *Alnus incana* nach Süden. Man darf deshalb für die Schwarzerle annehmen, daß sie im Norden die klimatische Grenze ihrer Ver-

[1]) Die vorstehenden Angaben wurden entnommen dem im Erscheinen begriffenen Werke: Lebensgeschichte der Blütenpflanzen Mitteleuropas. Von Kirchner, Loew und Schröter. Bd. I, Lief. 2. Stuttgart 1904.

[2]) Willkomm, M., Forstliche Flora von Deutschland u. Österreich. 2. Aufl. Leipzig 1887.

breitungsmöglichkeit erreicht habe. Die vertikale Verbreitung des Baumes ist unbedeutend, da er feuchten Niederungsboden bevorzugt. So geht er in Norwegen nicht über 330 m Höhe hinaus, während er im bayerischen Wald höchstens bis 800 m Höhe emporsteigt. »Das Wärmebedürfnis der Schwarzerle dürfte von demjenigen der mitteleuropäischen Weißbirke nicht wesentlich verschieden sein. Nur ist sie gegen Spätfröste weit empfindlicher, indem durch solche wie auch durch kalten trockenen Wind im Frühlinge ihre jungen Laubsprossen getötet werden, was bei der Birke nicht vorkommt[1])«.

Die Hainbuche (Hagebuche, Weißbuche, Hornbaum), *Carpinus Betulus*, ist nach Willkomm heute namentlich im mittleren und östlichen Europa, sowie im westlichen Mittelasien verbreitet. Ihre Nordgrenze erreicht Südschweden an der Westküste unter 56° 30′, an der Ostküste unter 57° 13′. Von ihrem nördlichsten Punkt, auf der Insel Gotland, unter 57° 20′ biegt die Grenze nach SO. um. Innerhalb ihres Verbreitungsgebietes ist die Hainbuche mehr ein Baum der Ebenen und Hügel als der Gebirge. Sie zeichnet sich zwar dadurch aus, daß sie strenge Winter und auch große Temperaturschwankungen zu Anfang und Ende ihrer Vegetationsperiode ohne Nachteil vertragen kann, verlangt aber dafür ziemlich hohe Mitteltemperaturen des Sommers (sie gehört nach G. Andersson[2]) zur Gruppe der kontinentaleren Arten, die gegen Ende der Eichenperiode sich im allersüdlichsten Schweden angesiedelt haben). Auf Grund der Daten von mehrjährigen meteorologischen Beobachtungen in der Nähe der Nord- und Nordostgrenze des spontanen Vorkommens der Hainbuche nimmt Willkomm an, »daß der Hornbaum nirgends mehr normal zu vegetieren vermag, wo die Mitteltemperatur des Winters weniger als — 3° (= — 3,7° C), diejenige des Frühlings weniger als + 3,6° (= 4,5° C), diejenige des Herbstes unter + 5,4° (= + 6,7° C) und diejenige des Jahres unter + 4,8° (= + 6° C) beträgt)[3])«.

---

[1]) Willkomm, a. a. O., S. 345.
[2]) **34**, S. 476.
[3]) a. a. O., S. 365—366.

Die Sommerlinde, *Tilia platyphyllos*, gehört ursprünglich der Flora des südlichen Mitteleuropa an und hat sicher die klimatisch mögliche Polargrenze ihres spontanen Vorkommens in Europa bis jetzt noch nicht erreicht; denn die heutige Nordgrenze ihres spontanen Vorkommens geht nach WILLKOMM durch Mitteldeutschland, während sie angepflanzt durch ganz Norddeutschland und Dänemark vorkommt und gut gedeiht[1]). »Bezüglich ihrer Ansprüche an Boden und Klima dürfte die Sommerlinde am meisten mit der Rotbuche übereinstimmen«[2]). Letztere befindet sich zwar, nach A. NILSSON, noch heute im Vorrücken nach Norden, wird aber doch wahrscheinlich bald ihre klimatisch mögliche Nordgrenze in Europa erreicht haben. A. DE CANDOLLE's ausgedehnte Untersuchungen ergaben, daß die Buche absolute Minima von unter -4^0 bis -5^0 C in der Mitteltemperatur des Winters nicht zu ertragen vermöge und während des eigentlichen Sommers in jedem Monate wenigstens 6—8 Regentage verlange. In Gotenburg in Schweden, unter 58^0 n. Br., in dessen Nähe die Polargrenze des Baumes verläuft, beträgt die Mitteltemperatur des Januar $-1{,}1^0$ R ($=-1{,}4^0$ C), des Sommers $+16{,}9$ R ($=+21{,}1^0$ C), des Jahres $+7{,}9^0$ R ($=+9{,}9^0$ C). Für Königsberg, unter 54^0 n. Br., auch in der Nähe der Buchengrenze gelegen, lauten die entsprechenden Zahlen: $-4{,}2^0$ R ($=-5{,}2^0$ C), $+15{,}9^0$ R ($=+19{,}9^0$ C) und $+6{,}5^0$ R ($=+8{,}1^0$ C)[3]).

Unter *Quercus Robur* L. sind in dieser Arbeit die Stieleiche (*Quercus pedunculata* EHRH.) und die Traubeneiche (*Quercus sessiliflora* SM.) zusammengefaßt. Jene ist mehr ein Baum der Tiefebene und der Hügel, diese mehr der Hügel- und Bergregion. Doch fallen ihre Polargrenzen in Europa beinahe zusammen und

[1]) Nach G. ANDERSSON (**34**, S. 476) ist aber die »breitblätterige Linde (*Tilia grandifolia*)« gegen das Ende der Eichenperiode nach den allersüdlichsten Gegenden von Skandinavien eingewandert. Es scheint »die obengenannte Lindenart, die jetzt noch auf einigen Inseln in Bohuslän, sowie an vielen Stellen im südlichen Dänemark wächst, in letzterem Lande fossil gefunden zu sein.«. Dagegen konnte C. A. WEBER (**45**) in den Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Föhrde nur *Tilia parvifolia* und *Tilia intermedia* nachweisen.

[2]) WILLKOMM, a. a. O., S. 737.

[3]) Zitiert nach WILLKOMM, a. a. O., S. 447.

verlaufen zwischen 58 und 60° n. Br. Indessen ist *Quercus pedunculata* in Skandinavien weit häufiger als *Quercus sessiliflora*. Die Eiche hat nach G. Andersson[1]) in Skandinavien früher ein größeres Areal eingenommen und wurde nur durch die seit der Litorinazeit erfolgende allmähliche Wärmeabnahme des Klimas nicht bloß innerhalb dieses Areals in ihren Beständen stark gelichtet und reduziert, sondern auch mit ihrer Nordgrenze etwas nach Süden gedrängt. Deshalb kann wohl mit Recht behauptet werden, daß die jetzige Polargrenze der Eiche in Europa zugleich die gegenwärtig klimatisch überhaupt mögliche Grenze ihrer Ausbreitung bezeichnet. Damit treten die Daten, welche an dieser Grenze für die klimatischen Anforderungen der Eiche, soweit sie ihr Wärmebedürfnis betreffen, gewonnen sind, aus dem Bereiche der Wahrscheinlichkeitswerte heraus und erlangen den Grad tatsächlicher Richtigkeit. Nun haben nach Willkomm viele Jahre fortgesetzte Messungen der Sommertemperatur an mehreren Punkten in der Nähe dieser Polargrenze (Drontheim, Upsala, Åbo, Danzig, Dorpat, St. Petersburg, Kasan) ergeben, daß die Stieleiche überall gedeiht, wo die Mitteltemperatur der Monate Mai bis einschließlich Oktober 12,5° beträgt. Eine überraschende Bestätigung findet dieses Resultat in den Untersuchungen A. Kerner's[2]), der für die obere Stieleichengrenze in den östlichen Alpen als Temperaturmittel für die Monate Mai bis einschließlich Oktober 12,83° ermittelte.

Auch für den Haselstrauch, *Corylus Avellana*, sind durchaus sichere Angaben über das absolute Minimum seines Wärmebedürfnisses während der Vegetationsperiode möglich. Denn die Nordgrenze dieses Strauches hat sich seit der Litorinazeit, in der er mehr als die Hälfte von Schweden besetzt hatte, infolge ständiger Wärmeabnahme des Klimas bedeutend nach Süden verschoben, so daß die jetzige Nordgrenze des Haselstrauches dort tatsächlich seiner wahren klimatischen Nordgrenze entspricht. Nach

[1]) **34**, S. 470 ff.

[2]) A. Kerner, Studien über die obere Grenze der Stieleiche in den Alpen. Österr. Revue. 11. Heft, 1867.

G. Andersson's[1]) eingehenden Studien über die frühere und jetzige Verbreitung der Hasel in Schweden fällt die heutige wahre Nordgrenze derselben fast mit der 12° Isotherme für August und September zusammen. Aus den detaillierten meteorologischen Angaben Andersson's ergibt sich an der heutigen Nordgrenze der Hasel als Mittelwert für die Temperatur der Monate Mai bis einschließlich Oktober 11,1°. Daraus folgt, daß die Nordgrenze der Hasel in der Nähe der Eichennordgrenze verlaufen muß. Dies ist denn auch der Fall. Willkomm schreibt darüber: »Die Nord- und Nordostgrenze des Bezirks scheint ziemlich mit denselben Grenzen des Bezirks der Stieleiche zusammenzufallen, einer Holzart, mit welcher zusammen die Hasel überall vorkommt, so daß man behaupten darf, daß, wo die Stieleiche gedeiht, auch die Hasel gut fortkommt und umgekehrt« ..... »Bezüglich ihrer Ansprüche an Wärme, Feuchtigkeit und an den Boden dürfte sie wohl ganz mit der Stieleiche übereinstimmen«[2]).

Aus dem bisherigen läßt sich mit Bezug auf die diluviale *Brasenia purpurea* Mitteleuropas folgendes Ergebnis herausschälen:

1. Die diluviale Nymphaeacee *Brasenia purpurea* Michx. lebte in Mitteleuropa in Sümpfen, Altwassern und Teichen, und zwar vornehmlich in einer Zone bis zu ca. 2 m Tiefe, zusammen mit Sumpf- und Wasserpflanzen.

2. Eine nicht seltene Begleitpflanze der fossilen *Brasenia purpurea* ist *Trapa natans* L.

3. Die primären Lagerstätten der fossilen *Brasenia purpurea* werden gekennzeichnet durch Faulschlamm- und Sumpftorfbildungen.

4. Derjenige Breitengürtel Mitteleuropas, in dem die Orte Dürnten, Klinge, Belzig, Grünental, Fahrenkrug liegen, d. h. der Gürtel von ungefähr 47° n. Br. bis ungefähr 55° n. Br., besaß während eines Teils der Diluvialzeit ein durchaus gemäßigtes Klima.

---

[1]) Vergl. namentlich: Andersson, Gunnar. Hasseln i Sverige, fordom och nu. Sveriges Geol. Undersökn. publikat. Ser. Ca. No. 3. Stockholm 1902.

[2]) a. a. O., S. 375 und S. 377.

5. Damals waren die Temperaturverhältnisse in jenem Gebiet, von Hochgebirgen abgesehen, derart, daß die Mitteltemperatur für die Vegetationsperiode der höheren Gewächse mindestens 12° betrug, während die Mitteltemperatur des Winters nicht unter — 5° sank.

6. In einem Klima, dessen Temperaturverhältnisse unter 5 angedeutet sind, vermochte *Brasenia purpurea* trefflich zu gedeihen und reichlich keimfähige Samen zu produzieren.

In sicher postdiluvialen Ablagerungen Europas wurde *Brasenia purpurea* bis jetzt noch nirgends an primärer Lagerstätte gefunden. Der einzige bekannt gewordene Fundort postglazialen Alters ist Stenstrup in Dänemark. Hartz fand hier in einer Sandeinlagerung eines spätglazialen Tones u. a. Reste von *Salix polaris* und »zahlreiche Bernstein- und Braunkohlenstücke, dazu kleine Brocken von sehr festem, komprimiertem (interglazialem?) Torf« [1]) (wörtliche Übersetzung). Aus diesem Sandstreifen gibt er unter andern Pflanzen auch *Brasenia purpurea* und *Carpinus Betulus* an, betont aber zugleich, daß »diese beiden Arten, die so schlecht zu der übrigen arktischen Gesellschaft passen«, wohl aus einem interglazialen Torflager stammen und hierher verschwemmt seien.

Zur Lösung der Frage nach dem Vorkommen oder Nichtvorkommen der *Brasenia* in Europa noch nach dem Abschmelzen des letzten Inlandeises müssen in erster Linie solche postdiluvialen Torflager herangezogen werden, welche die Möglichkeit des Vorkommens von *Brasenia* in biologischer und klimatischer Beziehung gewährleisten, d. h. Torflager, die Schichten enthalten, welche einerseits Faulschlamm- und Sumpftorfcharakter besitzen, und anderseits Accessorien einschließen, die auf ein Klima mit den weiter oben angedeuteten Temperaturverhältnissen hinweisen. Die Liste Nr. 2 enthält eine Reihe solcher Torflager, welche diesen Bedingungen genügen. Die Lokalitäten umfassen den

[1]) **43**, S. 41: » . . . . . under Lerets Overflade et enkelt Sandlag med *Salix polaris* og talrige Rav-og Brunkulstykker samt smaa Brokker af meget fast, komprimeret (interglacial?) Tørv.«

größten Teil des Gebietes. Bei der Auswahl wurde besonders darauf geachtet, daß die in die Liste aufgenommenen Faulschlammbildungen auch reine Süßwasserablagerungen darstellen. Da ich nicht erfahren konnte, ob *Brasenia* noch in brackischem Wasser zu leben vermag (wie etwa *Nuphar* bis zu einem gewissen Grade), so mußten mehrere, brackische *Gyttja* enthaltende, aber sonst den Bedingungen genügende Torflager (z. B. in Schweden und in der Kieler Föhrde) außer Betracht gelassen werden. Vergleicht man die zweite Liste mit der ersten, so ergibt sich ohne weiteres eine völlige Übereinstimmung mit dieser bis auf den einen Punkt, daß *Brasenia* in der zweiten Liste durchaus fehlt. Bemerkenswert ist aber auch in dieser das Vorkommen von *Trapa natans*.

Was das Alter der in der zweiten Liste aufgeführten Torflager betrifft, so gehören sie fast alle derjenigen Periode der Postglazialzeit an, für die in dem ganzen Gebiet aus verschiedenen hier nicht näher zu erörternden Gründen ein etwas wärmeres Klima angenommen werden kann als das heutige in den betreffenden Gegenden. Für die Schweiz ist es die sogenannte neolithische Periode, für die Ostseegebiete die Zeit, welche vom Ausgang der Ancylusperiode bis weit in die Litorinaperiode hineinreicht und dort ebenfalls das Zeitalter des neolithischen Menschen war. Ob aber für die Ostseegebiete und die Schweiz diese Periode zeitlich vollständig zusammenfiel oder etwas differierte, muß dahingestellt bleiben. In den Ostseegebieten liegt sie etwa 6000—8000 Jahre zurück.

Wenn nun *Brasenia purpurea*, wie aus der zweiten Liste mit sehr großer Wahrscheinlichkeit hervorgeht, in Mitteleuropa in derjenigen Periode der Postglazialzeit nicht vorkommt, die für ihr Gedeihen die seit der letzten Eiszeit denkbar günstigsten Verhältnisse aufwies, so ist es ebenso sehr wahrscheinlich, daß die Pflanze nicht etwa bald nach dem Abschmelzen des letzten Inlandeises unter schwierigen, ja äußerst ungünstigen klimatischen Verhältnissen[1]) im Gebiete sich

[1]) Die für manche Gebiete nachgewiesene spätglaziale, aber nur kurz dauernde Zeit stärkerer Erwärmung (im südlichen Skandinavien im Verlauf der Dryas- und Birkenperiode, in den Alpen unmittelbar vor dem Daunstadium)

nochmals festsetzte, um dann bei günstiger werdenden klimatischen Verhältnissen, ja trotz dieser, zu verkümmern und schließlich gänzlich auszusterben kurz vor einer Zeit, die geeignet war, eine neue Blütezeit für die Art zu werden, wie sie es für manche andere Art tatsächlich geworden ist. Es ist deshalb kaum nötig, darauf hinzuweisen, daß *Brasenia* auch in keinem einzigen postdiluvialen Torflager primär angetroffen wird, dessen Altersstellung durch die von den schwedischen Forschern als Dryas-, Birken- und Kiefernzeit bezeichneten, mehr oder weniger kalten Perioden gekennzeichnet ist.

Wir gelangen aber auch auf anderm Wege zu demselben Ergebnis durch folgende Betrachtung. Hätte die ein warm gemäßigtes Klima liebende *Brasenia purpurea* das zur Diluvialzeit von ihr einmal beherrschte Gebiet Mitteleuropas in alluvialer Zeit noch einmal erobert, so wäre dies nach allem, was man über den klimatischen Charakter der Pflanze weiß, in jener weiter oben hervorgehobenen wärmeren Periode des Neolithikums und der Litorinazeit erfolgt, in der so viele andere höhere Gewächse Mitteleuropas von ausgesprochen thermophilem Charakter — die auch zur Diluvialzeit vielfach mit *Brasenia* zusammen gelebt hatten — ihre heutigen Wohnplätze eroberten. Dann aber ist nicht einzusehen, warum *Brasenia* sich nicht genau wie diese im Gebiet bis in die Gegenwart oder wenigstens bis in die historische Zeit sollte herübergerettet haben, wenn auch vielleicht im Laufe der Jahrhunderte mehr und mehr an Boden verlierend und den Charakter einer nur an beschränkten, besonders günstigen Plätzen vorkommenden »Reliktenpflanze« annehmend. Denn für ein rasches, plötzliches Aussterben der Art

kann in diesem Zusammenhang vernachlässigt werden, da sie offenbar mit den letzten kleinen Oszillationen des Landeises und der Gletscher im Zusammenhang steht und für den größten Teil unseres Gebietes keine Bedeutung besaß, da sie ferner sowohl nach ihrer Dauer als nach dem Grad der Erwärmung des Klimas keinesfalls ausreichte, um Pflanzen von ausgesprochen thermophilem Charakter eine größere Verbreitung zu ermöglichen, und da schließlich sicher festgestellt ist, daß die sonst mit *Brasenia* zusammen vorkommenden Eichen und Linden erst in einer viel späteren Zeit, nämlich der Ancylus- und der Litorinazeit, sich in der Nähe der Ostsee angesiedelt haben.

nach der Litorinazeit sind im ganzen Gebiet keinerlei Gründe weder geologischer noch pflanzengeschichtlicher Art aufzufinden.

Hier ist nun auch die Stelle, um mit wenigen Worten die in der ersten Liste zur zweiten Gruppe gestellten Torflager zu streifen, deren diluviales Alter aus der Stratigraphie nicht sicher zu erweisen ist und darum von manchen Geologen, namentlich den Monoglazialisten, stark bezweifelt oder direkt geleugnet wird. Wer an der Annahme festhält, daß jene Torflager postdiluvialen Alters seien, der muß sie, nach dem bisherigen, chronologisch so weit der Gegenwart nähern, daß die Bildung der Schichten mit *Brasenia purpurea* in die Ancylus- und die Litorinazeit fällt. Da aber schon letztere von der Gegenwart nicht weit zurückliegt, so rücken die hangenden Decksandschichten jener Torflager in ihrem Alter der Gegenwart bedenklich nahe, und man sucht vergebens nach geologischen Vorgängen und Ereignissen aus der jüngsten Vergangenheit, welchen z. B. jene Decksandschichten ihre Ablagerung verdanken könnten, deren Höhenlage allein schon (vergl. z. B. Lauenburg a. E. – Kuhgrund) die Erklärung ausschließt, daß sie als Abrutschmassen oder als Absätze eines in historischer Zeit vorübergehend aus seinem Bette gelenkten Flusses und dergl. mehr zu deuten seien.

Wenn wir nun auch nach dem bisherigen es als genügend sicher erwiesen betrachten können, daß *Brasenia purpurea* in Mitteleuropa gewaltsam zum Aussterben gebracht worden ist durch die mehr und mehr ungünstiger werdenden klimatischen Verhältnisse, welche als Vorboten des letzten von Skandinavien nach Süden heranrückenden Landeises und der übrigen sich nochmals gewaltig ausdehnenden Vergletscherungsherde Europas für die gesamte hier einheimische Welt der Organismen einschneidende Veränderungen anbahnten, so erheben sich doch noch manche Fragen in bezug auf die Gründe des gänzlichen Aussterbens von *Brasenia* in Europa überhaupt, Fragen, deren Lösung auf so große Schwierigkeiten stößt, daß sie vorerst, ja wahrscheinlich immer, nur vermutungsweise zu geben sein wird.

Da die Pflanze in interglazialen Schichten Norddeutschlands vorkommt, so hat sie in Europa mindestens eine Eiszeit überdauert, bei Annahme von drei Vereisungen sogar deren zwei, und es drängen sich die Fragen auf:

In welcher Gegend Europas erhielt sich die Art in jenen Glazialzeiten?

ferner:

Warum konnte sie sich in Europa nicht über die letzte Eiszeit ebenso hinüberretten wie ihre Begleitpflanzen, insbesondere *Trapa natans*?

Wir sind hier, wie schon erwähnt, völlig auf Vermutungen angewiesen. Doch scheinen mir die im Folgenden zu erörternden Umstände in der Geschichte der *Brasenia* Fingerzeige für die Lösung jener Fragen zu geben, besonders insofern dabei namentlich *Trapa natans* zum Vergleich herangezogen werden kann.

Die rezente Gattung *Brasenia* ist nur durch die eine Art *Brasenia purpurea* Michx. vertreten. Sie findet sich im östlichen Nordamerika sowie in Japan und Ostindien häufig, ist dagegen in Australien und Afrika selten und fehlt in Europa ganz. Zieht man ihr früheres — tertiäres und diluviales — Vorkommen in Europa mit in Betracht, so erweckt es den Anschein, daß sie zu der zirkumpolaren Tertiärflora[1]) gehört, demnach ein hohes Alter besitzt und eine sehr stabile Art darstellt. In letzterem Umstand liegt vielleicht ein Hinweis darauf, daß die Art nur schwer oder gar nicht fähig ist, sich veränderten Verhältnissen anzupassen, daß sie also auch bei ihrer Ausbreitung über ein bestimmtes Gebiet mehr oder weniger für sie ungünstige Terrain- und Klimaverhältnisse, welche von anderen Arten, vielleicht unter anpassender Abänderung, leicht überwunden werden, direkt als unüberwindliches Hindernis empfand. Daraus folgt, daß ihre heutigen Areale mehr das Ergebnis einer Zufallsverbreitung sind als das Ergebnis einer schrittweise erfolgenden, auf inneren Gesetzen

[1]) Vergl. hierüber auch Engler, A., Versuch einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt, I. und II. Band, Leipzig 1879 und 1881.

beruhenden und darum die Zukunft der Art in einem Gebiet sicherer gewährleistenden Eroberung von Arealen im Wettbewerb mit andern Arten. Von den heutigen Arealen der *Brasenia* haben denn auch fast alle das Gemeinsame, daß sie in der Nähe der Meere liegen und eine zufällige erste Verbreitung der *Brasenia*-Samen durch wandernde Küsten- und Seevögel wahrscheinlich erscheinen lassen.

Kehren wir nach diesen allgemeinen Bemerkungen zur Betrachtung der früheren Verbreitung von *Brasenia* in Europa zurück.

Der südlichste bisher bekannt gewordene europäische Fundort der tertiären *Brasenia purpurea* ist Biarritz. Außerdem sind ihre Samen sicher nachgewiesen in den Ligniten von Dorheim und Wolfersheim in der Wetterau. Damit ist erwiesen, daß West- und Mitteleuropa, d. h. das Gebiet, welches im Süden durch die Pyrenäen und die Alpen eine natürliche und für eine nicht auf bloßem Zufall beruhende Ausbreitung von *Brasenia* unüberwindliche Grenze findet, seit Ende der Tertiärzeit ein natürliches Verbreitungsgebiet für *Brasenia purpurea* werden konnte, soweit und solange dieses Gebiet den klimatischen und biologischen Anforderungen der Pflanze zu genügen vermochte. Daß aber *Brasenia* trotzdem nur schwierig und langsam sich ein größeres Areal in diesem Gebiet auf die weiter oben erwähnte zweite, nicht auf bloßen Zufälligkeiten beruhende Art der Verbreitung erobern konnte, ist anzunehmen, wenn man Folgendes erwägt:

a) Im Vergleich zu den beiden andern in Mitteleuropa in Betracht kommenden Nymphäaceen ist *Brasenia purpurea* nur sehr dürftig mit Verbreitungsmitteln ausgerüstet. Die Samen von *Nymphaea alba* sind mit einem Samenmantel versehen; die zwischen ihm und dem Samen enthaltene Luft bewirkt nach dem Aufplatzen der Frucht ein Emporsteigen des Samens an die Oberfläche des Wassers und ermöglicht dadurch ein leichtes Fortschwimmen des Samens. Bei *Nuphar luteum* wird dasselbe erreicht durch eine sehr luftreiche Schicht der Fruchtblätter, die mehrere Samen zugleich umhüllt und so lange auf der Oberfläche des Wassers

schwimmend erhält, bis sie selbst verfault. Dazu kommt, daß bei beiden Arten, ganz besonders aber bei *Nuphar*, Rhizomteile und Kurztriebe des Rhizoms sich von selbst loslösen und durch Drift verbreiten. Weniger häufig ist der Fall, daß Rhizomteile der Seerosen synzoisch durch den Biber verbreitet werden, der sie mitunter als Flechtwerk bei seinen Bauten benutzt. Für die Eroberung entfernt gelegener, getrennter Wassersysteme kommt für die beiden Seerosen, wie für die meisten Wassergewächse überhaupt, namentlich die epizoische Verbreitung, besonders durch Wasservögel, in Betracht und erscheint bei beiden auch ziemlich erleichtert durch den fleischigen Charakter der Fruchthüllen. *Brasenia purpurea* aber ist lediglich auf die Verbreitung durch Samen angewiesen, die keinen Arillus besitzen und in lederartige Balgkapseln eingeschlossen sind, welche ein Schwimmen nur schwer ermöglichen. Die nicht verlockende lederartige Beschaffenheit der Kapseln sowie die harte, holzige Schale der Samen lassen überdies eine endozoische Verbreitung der *Brasenia*, etwa durch Wasservögel, nicht als Regel erscheinen. Ebenso erscheint eine epizoische Verbreitung der mit keinerlei Haftorganen oder Klebevorrichtungen ausgestatteten *Brasenia*-Früchte nur als Ausnahme gelten zu können. Über die Möglichkeit einer vegetativen Vermehrung der *Brasenia* durch sich ablösende Rhizomteile ließ sich leider nichts ermitteln; doch dürfte diese Möglichkeit nur gering sein. Insbesondere ist eine synzoische Verbreitung der Pflanze, etwa durch den Biber, wohl ganz ausgeschlossen, da sie die einzige Nymphäacee ist, deren Rhizom, ebenso wie die Blatt- und Blütenstiele, mit Gallerte bedeckt sind. Nimmt man hierzu noch, daß *Nymphaea* und *Nuphar* infolge ihrer weit geringeren klimatischen Anforderungen innerhalb des von den diluvialen Vergletscherungen beeinflußten Gebietes zu Beginn einer Interglazialzeit gegenüber *Brasenia* einen großen Vorsprung in der Verbreitung gewannen und gegen Ende derselben Interglazialzeit den »Rückmarsch« (im bildlichen Sinne) aus dem eroberten Gebiet sowohl später anzutreten, als auch nicht so weit zu erstrecken brauchten als *Brasenia*, so ist leicht einzu-

sehen, daß *Brasenia* in Mitteleuropa damals im Wettbewerb um die Areale im Nachteil war[1]).

b) Da von allen Begleitpflanzen der *Brasenia* wohl *Trapa natans* ihr in klimatischen und biologischen Anforderungen am nächsten kommt, so liegt ein Vergleich mit ihr sehr nahe. Die rezente Gattung *Trapa* umfaßt 3—4 Arten, die selbst wieder, wenigstens nach den vielen untersuchten Fruchtformen zu schließen, innerhalb gewisser Grenzen leicht zu Varietätenbildung neigen. Das ist ein Symptom, welches auf Anpassungsfähigkeit an veränderte Verhältnisse schließen läßt und demnach den Arten der Gattung *Trapa* bei ihrer Ausbreitung zu gute kommen mußte. Dies findet denn auch seinen Ausdruck in dem weiten Verbreitungsgebiet der rezenten Gattung, von welcher zwei Arten namentlich in Asien (z. B. Amurgebiet, Japan, China, Indien, Java) verbreitet sind, während die verschiedenen Formen von der Art *Trapa natans* L. heute namentlich im südlichen Europa (z. B. Südfrankreich, Italien, Dalmatien, Ungarn, Moldau, Südrußland) und in Kaukasien vorkommen. In Deutschland ist die Art jetzt bekanntlich auf ein kleines Gebiet an der Elbe (im Kühnauer See bei Dessau, sowie in einem Altwasser der Mulde[2]) östlich von Möst) beschränkt; auch in Skandinavien kennt man nur einen Ort, wo sie ein kümmerliches Reliktendasein fristet, nämlich den Immelsee in Schonen. Die Überlegenheit der Gattung *Trapa* über die Gattung *Brasenia* zeigt sich schon im Tertiär. Denn die tertiäre

---

[1]) Übrigens wird, streng genommen, von einem geschlossenen »Rückmarsch« oder »Zurückweichen« einer Art des gemäßigten Klimas vor dem herannahenden Inlandeis nicht gesprochen werden können. Man wird sich die Sache vielmehr so vorstellen müssen, daß von der im Verlaufe der Interglazialzeit sich über ein größeres Areal ausbreitenden und es dann auch in größeren und kleineren Beständen besetzt haltenden Art zuerst die äußersten Vorposten durch die herannahenden ungünstigen klimatischen Verhältnisse zum Verkümmern und schließlichen Aussterben gebracht wurden, und daß dieser letztere Prozeß — des lokalen Aussterbens der Art — in der Richtung des herannahenden Landeises (also im entgegengesetzten Sinne der früheren Ausbreitung der Art) so weit fortschritt, als dessen für die Art ungünstigen klimatischen Verhältnisse ihren Einfluß geltend zu machen vermochten.

[2]) Letztere Angabe verdanke ich Herrn Dr. v. Linstow.

und frühdiluviale *Trapa* konnte in verschiedenen Arten nachgewiesen werden in England, Thüringen, Sachsen, Schlesien, Portugal, Alaska, Sachalin, Japan; sie hatte also zu Anfang der Diluvialzeit eine verhältnismäßig bedeutende Verbreitungsmöglichkeit von den verschiedensten Zentren aus. Insbesondere scheint mir in diesem Zusammenhange der Umstand wichtig, daß *Trapa* schon in der Tertiärzeit südlich der Pyrenäen vorkommt. Was *Trapa natans* L. selbst betrifft, so kennt man von ihr aus subfossilen Vorkommen die verschiedensten Fruchtformen, deren extreme Glieder so sehr voneinander abweichen, daß sie zu besonderen Arten gemacht werden könnten, wenn keine Zwischenglieder vorhanden wären. Dies zeigt die große Variabilität und Anpassungsfähigkeit der Pflanze im Gegensatz zu *Brasenia purpurea* zur Genüge. Da sie eine einjährige Pflanze ist, kommt für sie eine vegetative Vermehrung und Ausbreitung nicht in Frage. Sie ist allein auf Verbreitung durch ihre Früchte angewiesen. Dieselben besitzen aber starke Dornen mit Widerhäkchen und sind sehr mehlreich; dieser Umstand ist ihrer Verbreitung günstig. Nach Nathorst ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß *Trapa natans* durch Fische (allerdings nur innerhalb desselben Wassersystems), durch Wasservögel und »möglicherweise auch durch Säugetiere, wie Biber, Wasserratten und vielleicht Fischottern [2])« verbreitet wird. Nach Sernander's Angaben nun scheint vor allem der Biber die Verbreitung der Wassernuß zu bewirken, indem er deren Früchte in seine Vorratskammern schleppt. Tatsächlich ist auch *Trapa natans* in Europa namentlich dort verbreitet, wo der Biber noch vorkommt, und wird fast nur subfossil gefunden dort, wo der Biber früher lebte, aber jetzt ausgestorben ist. Dies trifft z. B. für Deutschland und Schweden zu. Wir sehen also, daß *Trapa natans* auch in ihren Verbreitungsmitteln gegenüber *Brasenia purpurea* durchaus günstig gestellt und namentlich für synzoische Verbreitung angepaßt ist. Anhangsweise ist hier auch zu erwähnen, daß die Wassernüsse in den südlichen Gegen-

[1]) **16**, S. 38.

den Europas von den Menschen gerne gegessen und im Zusammenhange damit verschleppt und verbreitet werden. Dasselbe fand wohl schon im Neolithikum statt, wenigstens deuten verschiedene Umstände bei einigen subfossilen Vorkommen der Wassernuß in Schweden (z. B. im Näsbyholmsee) und bei den Pfahlbauten der Schweiz darauf hin.

Weber wirft einmal die Frage auf, warum *Brasenia* nicht zur Zeit des stärksten Landeises den Rückzug nach Italien oder gar bis Nordafrika angetreten habe, »zumal ja doch Wasserpflanzen leicht verbreitet werden«[1]). Was letzteren Punkt betrifft, so glaube ich im Vorhergehenden zur Genüge gezeigt zu haben, daß das zum mindesten auf *Brasenia* nicht zutrifft. Darum ist auch Weber's Annahme von einer Möglichkeit des Rückzuges der Art von Mitteldeutschland über die Alpen weg oder an ihnen vorbei nach Italien und Nordafrika während einer Periode starker Vergletscherung von der Hand zu weisen. Wenn *Brasenia* nicht vor der Eiszeit das Gebiet südlich der Alpen und der Pyrenäen erreicht hatte, wie dies von *Trapa* nachgewiesen ist, so war dies zur Diluvialzeit für sie durchaus ausgeschlossen. Daß aber *Brasenia* — gerade infolge ihrer schwierigen und langsamen Ausbreitungsweise — die Mittelmeerländer zur Tertiärzeit nicht erreicht hatte, diese Annahme scheint mir in völliger Übereinstimmung mit Weber in dem Umstande bestätigt zu sein, daß die Gattung — wieder im Gegensatze zu *Trapa* — heute weder in Nordafrika noch in den Mittelmeerländern Europas vorkommt.

Wir werden deshalb wohl annehmen dürfen, daß *Brasenia purpurea* zur Diluvialzeit in Europa nur den gemäßigten Gürtel nördlich der Alpen als Ausbreitungsgebiet hatte, so daß sie also nur in der Richtung der Parallelkreise zu wandern vermochte, im Gegensatze zu Amerika, wo die nordsüdstreichenden Gebirge eine

---

[1]) Weber, C. A., Zur Kritik interglazialer Pflanzenablagerungen, Abh. Naturwiss. Ver. Bremen 1896, XIII. Bd.

Wanderung der Pflanzen in der Richtung der Meridiane begünstigen (was dort zur Erhaltung mancher Gattungen, ja Arten über die klimatisch ungünstigen Zeiten des Diluviums weg wesentlich beitrug, Gattungen und Arten, von denen Europa häufig im Tertiär und, obgleich selten, auch noch im Diluvium Vertreter aufweisen kann). Aus geologischen Gründen müssen wir annehmen, daß die diluviale europäische *Brasenia* in Westeuropa, speziell im westlichen (vielleicht westlichsten, jetzt untermeerischen?) Frankreich und Belgien ihren Hauptsitz, in Interglazialzeiten ihr Verbreitungszentrum und in Zeiten stärkster Vergletscherungen ihr Asyl hatte. Von hier aus verbreitete sie sich (in der folgenden hypothetischen Erörterung werden drei Eiszeiten zu Grunde gelegt) nach Osten in der ersten Interglazialzeit. In der zweiten Glazialzeit starb sie an vielen Orten aus, blieb aber zum mindesten in dem westlichen Gebiete erhalten, von dem aus sie sich in der zweiten Interglazialzeit wieder ostwärts verbreiten konnte.

Mit dem Herannahen des dritten Landeises schrumpfte ihr Gebiet wieder mehr und mehr zusammen und zwar diesmal so sehr, daß ihr auch kein Asyl mehr blieb, sondern daß sie im ganzen Gebiet zum völligen Aussterben kam. Welches die Gründe dafür gewesen sein mögen, das ist, nach dem heutigen Stand der Glazialgeologie im mittleren und speziell im westlichen Europa, noch eine offene Frage. Daß die dritte Eiszeit aber in ihrem Verlaufe, ihren klimatischen Wirkungen und orographischen Veränderungen von der vorhergehenden abwich, scheint aus manchen jetzt noch vereinzelten und zerstreuten geologischen Beobachtungen hervorzugehen. So lange jedoch hierin keine sichere geologische Grundlage geschaffen ist, wäre es ein müßiges Unterfangen, die verschiedenen speziellen möglichen Gründe des Aussterbens von *Brasenia* in Europa zu diskutieren auf Grund geologischer Annahmen, die selbst nur erst den Wert von möglichen oder allenfalls wahrscheinlichen Tatsachen besitzen.

Liste Nr. 1. *Diluviale Torflager mit Brasenia purpurea* Michx.

Laufende Nummer	der Fundstelle: spezielle Bezeichnung	der Fundstelle: allgemeine Lage	Literaturnachweis im Literaturverzeichnis	Autochthone Konstituenten des Lagers: Hydrocharis-Vereinsklasse: *Ceratophyllum demersum*	*Ceratophyllum submersum*	*Stratiotes aloides*	*Hydrocharis morsus ranae*	Limnäen-Vereinsklasse: *Najas major*	*Potamogeton* sp. sp.	*Hippuris vulgaris*	*Nymphaea alba*	*Nuphar luteum*	***Brasenia purpurea***	*Trapa natans*	*Ranunculus* sp. (*Batrachium*)	*Myriophyllum spicatum*	Sumpfvegetation: *Scirpus lacustris*	*Phragmites communis*	*Sparganium ramosum*	*Sparganium simplex*	*Menyanthes trifoliata*	*Carex* sp. sp.	*Cladium Mariscus*	Allochthone Accessorien: *Abies pectinata*	*Picea excelsa*	*Alnus glutinosa*	*Carpinus Betulus*	*Tilia platyphyllos*	*Fagus silvatica*	*Quercus Robur*	*Corylus Avellana*	*Ilex Aquifolium*	*Acer Pseudoplatanus*	*Acer platanoides*	*Fraxinus excelsior*	*Cornus sanguinea*
I, 1	Dürnten	Schweiz	7.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	#	sp.	–	–	+	+	–	–	+	–	–	–	+	–	–	–	+	+	–	+	–	–	–
I, 2	Klinge	Brandenburg	21. 24. 32. 51.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	#	–	–	sp.	+	+	–	+	+	+	–	–	+	+	+	+	+	–	sp.	+	+	–	–	–
I, 3	Belzig	Brandenburg	30.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	#	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+	+	sp.	–	–	–	–	–	–	+
I, 4	Grünenthal	Schleswig-Holstein	20. 26.	+	–	+	–	+	+	+	+	+	#	+	–	+	–	+	–	–	–	+	–	–	–	+	+	+	–	+	+	+	–	–	+	–
I, 5	Fahrenkrug	Schleswig-Holstein	25.	+	+	+	–	+	+	–	+	+	#	–	–	–	+	+	–	–	+	+	–	–	–	+	cfr.	–	+	+	cfr.	+	–	–	–	+	–
II, 1	Lauenburg a. E. Kuhgrund	Schleswig-Holstein	11. 17. 19. 28.	–	+	–	–	–	+	–	+	–	#	+	–	–	–	+	sp.	–	+	+	–	–	+[1]	+	+	+	+	–	+	+	–	–	+	+	+
II, 2	Ohlsdorf bei Hamburg	Schleswig-Holstein	[2]	+	+	–	–	+	+	–	+	+	#	–	–	–	–	–	+	–	+	+	–	–	–	+	+	+	+	–	–	+	+	–	–	–	–
II, 3	Kletzowa[3]	Rußland	35.	+	–	–	–	+	+	–	?	–	#	–	+	+	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–

*9

[1]) Dieses Vorkommen ist neu; ich fand mehrere Nadeln in einer Probe aus etwa halber Höhe des Torflagers, worüber ich bei anderer Gelegenheit demnächst berichten werde (Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora Norddeutschlands).

[2]) Die Fundstelle befindet sich dicht beim neuen Hamburger Friedhof und ist von Hrn. Dr. Wolff gelegentlich seiner Kartierungsarbeiten entdeckt worden. Ihm verdanke ich auch reichliches Torfmaterial aus der Grube, das außer den hier angeführten Arten noch eine Reihe anderer zu bestimmen gestattete. Es wird bei anderer Gelegenheit demnächst darüber berichtet werden (Beiträge zur Kenntnis usw.).

[3]) Gouvernement Smolensk.

Liste Nr. 2. Alluviale Torflager, welche in klimatischer und biologischer Hinsicht den Torflagern der Liste Nr. 1 entsprechen.

| Laufende Nummer | der Fundstelle: spezielle Bezeichnung | der Fundstelle: allgemeine Lage | Literaturnachweis im Literaturverzeichnis | Autochthone Konstituenten des Lagers: Hydrocharitен-Vereinsklasse | | | | Limnäen-Vereinsklasse | | | | | | | | Sumpfvegetation | | | | | | | Allochthone Accessorien | | | | | | | |

Anmerkungen zu den Fundstellen der Liste Nr. 2.

1. Bor bei Pacengo. Prähistorische Fundstätte aus der Bronzezeit, lieferte an Pflanzenresten außer den in der Liste erwähnten namentlich noch *Castanea vesca*, *Juglans regia*, *Olea europaea* und *Cornus mas* (in der Liste als *Cornus* sp. angegeben).
2. Parma. Pfahlbau aus der Bronzezeit, lieferte u. a. auch Samengehäuse der *Staphylaea pinnata* L.
3. Baldeggersee im Kanton Luzern; prähistorische Fundstätte aus dem Neolithikum.
4. St. Blaise in der Westschweiz, prähistorische Fundstätte aus dem Neolithikum (Kupferstation) und der Bronzezeit. »Die Pflanzenreste gehören hier dem tiefsten Horizonte, somit noch der jüngern Steinzeit an« (a. a. O. S. 33).
5. Burgäschi bei Solothurn; prähistorische Fundstätte aus dem mittleren Neolithikum.
6. Mörigen im Gebiet des Bieler- und Neuenburgersees; Pfahlbau aus der mittleren und jüngern Bronzezeit.
7. Moosseedorf im Berner Gebiet; prähistorische Fundstätte aus dem mittleren Neolithikum, lieferte *Trapa natans* var. *subcoronata*.
8. Niederwil im Kanton Thurgau. Der »Egelsee« ist ein fast ganz abgebautes Hochmoor, das sich über einem See (Pfahlbaureste in der Gegend!) gebildet hatte. Das allgemeine Profil von unten nach oben ist: Seekreide, Lebertorf, Moostorf (Hypnetum). Die in der Liste aufgeführten Arten fanden sich namentlich im Lebertorf.
9. Robenhausen, Kanton Zürich; im Pfäffikersee finden sich Pfahlbauten, die dem ältern, mittleren und jüngern Neolithikum angehören. Eine große Anzahl von Phanerogamen wurden hier gefunden.
10. Das Krutzelried bei Schwerzenbach, Kanton Zürich. In der Gegend hatte schon Nathorst 1872 eine echte Glazialflora in den liegenden Torfschichten aufgefunden. Das allgemeine Profil ist von unten nach oben: Lebertorf, Schwemmtorf, Fasertorf (Eriophoretum), Moostorf (Hypneto-Sphagnetum). Die in der Liste erwähnten Arten fanden sich im Lebertorf und Schwemmtorf. Letzterer enthielt eine förmliche Eichenschicht mit zahlreichen Resten von *Quercus pedunculata*. *Alnus* wurde nur aus Pollen bestimmt. Von Potamogetonarten werden aufgeführt: *Potamogeton natans*, *P.* cfr. *fluitans*, *P. perfoliatus*, *P. compressus*, *P. pusillus*, *P. filiformis*.
11. Spitzen-Hirzel im Kanton Zürich, zwischen dem Sihltal und dem Zürichersee. Die ganze Gegend zeichnet sich durch ausgedehnte, aber in ihrer Mächtigkeit sehr verschiedene Torfmoore aus, an deren Grunde auch schon Glazialpflanzen gefunden wurden. Nach der Beschreibung des Verfassers scheinen die Moore Hypneto-Sphagneta mit artenarmer Flora zu sein. »Der größte Teil der Pflanzen, die im Torfmoore selbst gewachsen, sind Sumpfpflanzen, Arten, die besonders in Verlandungsgebieten reichlich auftreten« (a. a. O. S. 59).
12. Steckborn am Bodensee; neolithisch. Von dieser Lokalität ist eine große Menge von Pflanzen bekannt geworden. »Die meisten Pflanzen gehören dem

Pfahlbau »Turgi«, nur wenige dem Pfahlbau »Schanz« an. Die Kulturschicht reicht bis an die Wasserfläche« (a. a. O. S. 32).

13. Wauwil im Kanton Luzern; prähistorische Fundstätte aus dem jüngern Neolithikum.
14. Das Weinmoos, zwischen Riedt und Sulgen im Kanton Thurgau, ist ein typisches Flachmoor (Caricetum) von etwa 2 m Mächtigkeit, das an seiner Basis eine etwa 0,2 m mächtige Schicht von »Wiesenmergel« (eine Art von Lebertorf) mit zahlreichen Konchylien führt. Aus dieser Schicht stammen die aufgeführten Arten. Von *Quercus* sp. wurden Blattfragmente, Zweige, Nußbecher und Strünke gefunden.
15. Zug am Zuger See. Hier kamen »im Jahre 1889, als ein Teil der Stadt in den See versank, Pfahlbaureste zum Vorschein«, die dem Neolithikum angehören (a. a. O. S. 32).
16. Das Füchtorfer Moor, nicht weit von Sassenberg, im Kreise Warendorf, etwa 29 km östlich von Münster in einer flachen Talrinne gelegen und etwa 330 ha groß, zeigt in der Mitte folgendes Profil:

Humoser Auftrag	0,01—0,05 m
Aschenschicht mit Kohlen von Erlenholz . .	0,03—0,05 »
Sumpftorf, die obersten 1—2 cm verkohlt	0,80 »
Bruchwaldtorf, erschlossen bis	1,00 »

Die angeführten Arten gehören der Sumpftorfschicht an. *Tilia* und *Quercus* wurden aus den Pollen bestimmt. *Nymphaea alba* und *Scirpus paluster* sind in der tiefsten Lage der Schicht stark an der Bildung beteiligt. Nach dem Gesamtbefund hält Weber dafür, »daß das Füchtorfer Moor, soweit der Aufschluß reicht, aus einem Erlenbruche hervorgegangen ist, in dem aber die Feuchtigkeitsverhältnisse wechselten«, ferner »daß ein das Moor durchfließender Bach oder der Ablauf einer Quelle, sei es durch Windbrüche oder durch Biber, örtlich aufgestaut oder genötigt wurde, sich ein anderes Bett zu suchen« (a. a. O. S. 311).
17. Das Moor »In de Kellers« ist vom Füchtorfer Moor nur durch einen dünenartigen Höhenzug getrennt und liegt in einer ca. 41 ha großen Mulde, die als Ausbuchtung des Talzuges gelten kann, in dem jenes liegt. In de Kellers ist ein Hochmoor, das sich auf einer 0,30—0,90 m mächtigen Schicht von Lebertorf (Gyttja) entwickelt hat. Die aufgeführten Arten stammen aus dem Lebertorf. *Tilia* und *Quercus* sind aus Pollen bestimmt.
18. Dolgen; in der Nähe der Ziegelei gleichen Namens liegt in einem Kessel des Diluvialplateaus ein durch Vertorfung verlandeter See. Hier ergab eine Bohrung nur 20 Schritte vom Ufer entfernt bereits 7 m Tiefe und folgendes Profil:
    a) 0,70 m: gelbbrauner, filziger Torf mit Sumpf- und Wasserpflanzen, zu oberst reichlich Holzreste von *Fagus* und *Corylus*;
    b) 0,30 »: Hypnetumtorf mit Sumpf- und Wasserpflanzen;
    c) 2,00 »: braunschwarzer, schwerer Torf mit Sumpf- und Wasserpflanzen;
    d) 1,00 »: schwarzer, fester Torf mit Sumpf- und Wasserpflanzen;
    e) 1,00 »: dunkelgrüner, toniger Lebertorf mit zahlreichen Diatomeen;
    f) 2,00 »: grünlich weißer, kalkreicher Ton, ohne Pflanzenreste;
    g) Diluvialmergel.

Nach der Beschreibung des Verfassers scheinen die Schicht unter e) der schwedischen *Gyttja*, die Schichten unter c) und d) dem schwedischen *Dytorf* zu entsprechen. *Alnus*, *Quercus* und *Corylus* sind nebst *Pinus* und *Betula* nur aus Pollen bestimmt, fanden sich aber von der Schicht d) an aufwärts. Mit Ausnahme von *Phragmites communis* sind alle höheren Pflanzen nur der Gattung nach bestimmt.

19. Das Esinger Moor, nördlich von der Eisenbahnstation Tornesch, bedeckte ursprünglich eine Fläche von mehr als 1400 ha und stellte ein über ein welliges Terrain sich ausbreitendes Hochmoor dar, nachdem die zahlreichen nassen Senken sich mit Lebertorf erfüllt hatten.

Das allgemeine Profil ist nach dem Verfasser folgendes:

»Weisser Sphagnumtorf mit Eriophorum, *Scirpus caespitosus* und *Erica tetralix*; 5 Fuß mächtig.

Hypnumtorf mit *Oxycoccos*, *Andromeda*, *Eriophorum* etc., $^3/_4$ bis 1 Fuß mächtig.

Sphagnumtorf mit *Salix aurita*, Buchenresten, wenig Eichen, $^1/_4$ Fuß.

Sphagnumtorf mit Eichenstämmen, Birken und wenig Buchenresten, 2—3 Fuß mächtig

Dünne Schicht mit *Hypnum fluitans*, Kieferzapfen und Nadeln.

Kieferstubben, die Wurzeln bis unten in den Sand erstreckend; klebriger Torf mit *Equisetum* und Potomageton, 1 bis $^1/_4$ Fuß mächtig.

Feiner Ton.

Sand. » (a. a. O. S. 10.)

20. Das Hechtmoor liegt südlich von Satrup in Angeln, Kreis Schleswig, ist 26 ha groß und bis zu 3 m mächtig. In seinem östlichen Teil findet sich im Liegenden eine 0,6 m mächtige Schicht von Lebertorf. In ihm wurden ein Blatt von *Quercus pedunculata* und Samen einer Nymphaeacee, wahrscheinlich *Nuphar pumilum*, gefunden. Früher fand man am Westrande des Moores Früchte von *Trapa natans*.

21. Kieler Föhrde, Ellerbecker Strand. Eine Bohrung ergab folgendes Profil:

1) 0— 4,5 m Wasser bis zur Föhrdensohle.
2) 4,5 — 6,5 » schlammige, schwarze Moorerde, unten allmählich in Lebertorf übergehend.
3) 6,5 —11,5 » gelber Meerlebertorf.
4) 11,5 —11,56 » Scorpidiumtorf.
5) 11,56—12,36 » Cladiumtorf.
6) 12,36—14,10 » Moostorf.
7) 14,10—15,00 » Kalkmudde.
8) 15,00— ? » Bryozoenreicher Geschiebesand.

Die in der Liste aufgeführten Arten entstammen den Schichten 4—6. Von *Quercus* und *Tilia* sind nur die Pollen nachgewiesen, sie nehmen im Profil von unten nach oben an Menge zu. Verf. ist der Ansicht, daß die Bildung des Cladiumtorfes in den Beginn der Eichenzeit falle (a. a. O., S. 22—29).

22. Gottersätersmossen liegt am See Lången in der Gemeinde Axberg im nördlichsten Teil der Provinz Nerike. Die aufgeführten Arten stammen alle aus der Gyttja und dem damit innig zusammenhängenden Schwemm- und Phragmitestorf; die Schicht liegt direkt über Litorinaton und enthält noch eine Menge anderer Pflanzenarten In der Liste nur als sp. aufgeführt sind folgende von den Verfassern erwähnte Arten: *Sparganium* sp. (*minimum*); *Tilia europaea*. Von *Quercus Robur* wird ausdrücklich *Quercus pedunculata* (Ehrh.) genannt (a. a. O. S. 322—323).
23. Mölneby mosse in Bohuslän besteht aus ca. 0,75 m mächtigem Torf, der in der Randzone von Schneckengyttja mit *Potamogeton*, *Nymphaea* und *Cladium* unterlagert wird, während er im nördlichen Teil auf einer Schalengrusbank ruht, die u. a. *Littorina littorea*, *Tellina baltica* und *Mya truncata* führt.
24. Ronneby in Blekinge. Diese interessante Fundstelle zeigt unter ca 0,70 m mariner Gyttja eine etwa 0,25 m mächtige Schicht von Süßwassergyttja mit *Nuphar luteum*. Darunter folgt Torf mit den in der Liste angeführten Arten. Reste der Eiche wurden von Andersson selbst nicht gefunden, dagegen erwähnt de Geer einen Fund von einem Eichenstrunk aus einem unter mariner Gyttja lagernden Torf der Gegend.
25. Ronneby brunns Umgebung. Im Westen des Kirchspiels Ronneby liegt ein Moor, das folgendes Profil zeigt: Torf ca 1,2 m; Stubbenlager mit Strünken von Kiefern im zentralen und von Erlen, Birken und Eichen im randlichen Teil; Torfdy mit zahlreichen Pflanzenresten, darunter die in der Liste angeführten Arten: Süßwasserton.
26. Tjerna mosse im Kirchspiel Stenkyrka in Bohuslän enthält noch heute in seinem zentralen Teil einen Sumpf mit einer reichen Wasservegetation. Die angeführten Arten stammen aus dem Torf, der nur bis zu einer Tiefe von 0,90 m zugänglich war und u. a. auch Reste von *Crataegus Oxyacantha*, *Viburnum Opulus* und *Rhamnus Frangula* enthielt
27. Wallda mosse im Kirchspiel Wallda in Halland ist aus einem durch Vertorfung verlandeten See entstanden. Es ist ein Carexmoor, das in seiner Mitte von Gyttja unterlagert wird. In dieser wurden Reste von der Eiche, der Erle und der Birke sowie Früchte von *Potamogeton crispus* gefunden. Mit Ausnahme von letzterer Art fanden sich alle in der Liste angeführten Arten, darunter *Potamogeton* cfr. *natans* und *Carex pseudocyperus* und überdies noch *Prunus Padus*, *Viburnum Opulus*, *Rhamnus Frangula* und *Solanum Dulcamara* in der Torfschicht.
28. Anta mosse bei Mölneby im Kirchspiel Karis liegt auf Litorinaton und wird von 1,0—1,7 m Gyttja und (im unentwässerten Zustand) mehr als 2 m Dytorf gebildet. *Trapa natans* kommt namentlich im unteren Teil der Gyttja reichlich vor, fehlt aber weiter oben gänzlich. Die übrigen aufgeführten Arten wurden teils in der Gyttja, teils im Dytorf gefunden. Von *Tilia* wird *Tilia ulmifolia* erwähnt. Im Dytorf konnte Andersson eine untere Eichenzone und eine obere Fichtenzone feststellen.
29. Humppila im Kirchspiel Lojo. Das untersuchte Profil war folgendes:

Dyreicher Phragmites- und Equisetumtorf .	0,50 m
gyttjahaltiger, diatomeenreicher Ton	0,35 »
Gyttja, reich an Pflanzenresten	0,65 »
fetter, plastischer Ton	2,00 » +

Die angeführten Arten stammen aus der Gyttja. *Tilia* sp. = *Tilia europaea.* Später wurde das Moor auch von Lindberg und Sernander einer genauen Untersuchung unterzogen. Nach Lindberg ist die von G. Anderson aus diesem Moor erwähnte *Scirpus lacustris* zu streichen, dagegen ist *Polygonum tomentosum* hinzuzufügen.

30. Järvikylä gård; über 1,62 m Gyttja und Dy (vgl. 40, S. 4) tritt an dieser Lokalität eine 0,22 m mächtige Schicht »Strandtorfdy« auf, äußerst reich an Pflanzenresten, darunter Fichte, Ulme und Linde. Darüber folgt noch ca. 2 m Aspidium-, Amblystegium- und Sphagnumtorf. Die Bildung der Schicht strandtorfdy fällt in die Zeit der Einwanderung von Fichte, Ulme (*Ulmus montana*) und Linde (*Tilia ulmifolia*) in Finnland (Litorinazeit). Denn in den unterlagernden Gyttja- und Dy schichten fand sich keinerlei Spur dieser Bäume, auch nicht bei einer nochmaligen eingehenden Untersuchung, während sie im Strandtorfdy reichlich vertreten sind. *Sparganium* sp. = *Sp. minimum.*

31. Stormossen südlich von Lilltötarby im Kirchspiel Lojo ruht auf einer Gyttjaschicht von 0,3—0,4 m Mächtigkeit. Aus dieser Schicht stammen die angeführten Arten. *Tilia* sp. = *Tilia ulmifolia.* Nach einer Notiz von Lindberg dürfte für Stormossen *Picea excelsa* als vorhanden angesehen werden, obgleich sie von Anderson (der wahrscheinlich bloß makroskopische Reste aus dem Moor untersuchte) nicht angegeben wird. (»Då jag ej har undersökt ett enda prof från södra Finland, i hvilket ej vid mikroskopisk undersökning af det finaste slammet pollen af våra vanliga barrträd funnits i större eller mindre mängd.«)

32. Stor-Tötar, Lojo; ein etwa 2,5 km nördlich von dem bei Lill-Tötar gelegenen Stormossen am Lojosee bei Stor-Tötar gelegenes Moor, das sich über einem ehemaligen Meerbusen gebildet hat Die Schichtenfolge zeigt denn auch zu unterst 2 m Brackwassergyttja mit *Najas marina* und Pollen von *Picea, Pinus, Tilia;* darüber folgt Trapa-führende Süßwassergyttja, die außer den in der Liste erwähnten Arten (von denen *Tilia* sp. = *T. cordata* = *T. ulmifolia*) u. a. noch *Lycopus europaeus, Carex Pseudo-Cyperus* und *Rumex hydrolapathum* (letztere beiden ebenso wie *Trapa* und *Tilia* in der heutigen Flora jener Gegend fehlend) lieferte. Die oberste Schicht, heute durch Kultivierung größtenteils zerstört, besteht aus Sumpftorf mit reichlich *Menyanthes trifoliata* und *Comarum palustre.*

33. Stubbängen östlich von Varträsk bei Kalkulla torp im Kirchspiel Ingå. Das Profil ist:

Carextorf . . .	ca. 0,8 m
Equisetumtorf . .	» 0,5 »
Gyttja	1,5 » +

Die aufgeführten Arten stammen alle aus der Gyttjaschicht, die im ganzen 26 Arten von Phanerogamen lieferte. *Tilia* sp. = *Tilia ulmifolia.*

Wichtigste Literatur zu dem behandelten Gegenstand.

1. 1855. Göppert, Die tertiäre Flora von Schoßnitz in Schlesien. Görlitz.
2. 1856. Caspary, Les Nymphéacées fossiles. Ann. d. Scienc. nat. Ser. 4, Tome VI. Paris.
3. 1859. Rostrup, Beskrivelse af »Gallemosen« paa Lolland. Videnskabelige Meddel. fra den naturhist. Foren. i Kjøbenhavn, for 1858.
4. 1866. Heer, Die Pflanzen der Phahlbauten. Neujahrsbl. von der naturf. Gesellsch. in Zürich. Zürich.
5. 1869. Heer, Flora fossilis alaskana. Svenska Vet.-Akad. Handl. Bd. 8, Stockholm. Flora fossilis arctica, vol. 2. Winterthur 1871.
6. 1877. Schenk, Zur Kenntnis der Strukturverhältnisse fossiler Pflanzen. Botanische Zeitung Nr. 5.
7. 1879. Heer, O., Urwelt der Schweiz. II. Aufl.
8. 1881. Heer, Contributions à la flore fossile du Portugal. Zürich.
9. 1883. Jäggi, J., Die Wassernuß, *Trapa natans* L. Zürich.
10. 1885. v. Fritsch, Das Pliocän im Thalgebiete der zahmen Gera in Thüringen. Dieses Jahrb. für 1884.
11. 1885. Keilhack, K., Über ein interglaziales Torflager im Diluvium von Lauenburg an der Elbe. Dieses Jahrb. für 1884.
12. 1885. Schenck, H., Die Biologie der Wassergewächse. Verhandl. des naturhist. Ver. der preuß. Rheinlande, Westphalens und des Reg.-Bez. Osnabrück. 42. Jahrg., 5. Folge: 2. Jahrg. Bonn.
13. 1886. Nathorst, A G., Untersuchungen über das frühere Vorkommen der Wassernuß (*Trapa natans* L.). Bot. Centralbl. Bd. 27, Nr. 10.
14. 1887. Communicações da Commissão dos Trabalhos Geologicos de Portugal. Tome I., Fasc. II. Lisboa.
15. 1888. Nathorst, A. G., Zur fossilen Flora Japans. Paläontolog. Abhandl. herausgeg. von Dames und Kayser. Bd. IV, Heft 3. Berlin.
16. 1888. Nathorst, A. G., Om de fruktformer af *Trapa natans* L., som fordom funnits i Sverige. Bih. till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar. Bd. 13, Afd. III., Nr. 10.
17. 1889 und 1893. Credner, H., Geinitz, E. und Wahnschaffe, F., Über das Alter des Torflagers von Lauenburg an der Elbe. Neues Jahrb. für Min. usw. Bd. II. 1893 Bd. I.
18. 1891. Caspary, R., *Nymphaeaceae* in Engler und Prantl, Die natürlichen Pflanzenfamilien. III. Teil, 2. Abt. Leipzig.
19. 1891. v. Fischer-Benzon, Die Moore der Provinz Schleswig-Holstein. Abhandl. des Naturw. Ver. zu Hamburg. XI, 3..
20. 1891. Weber, C., Über zwei Torflager im Bette des Nord-Ostsee-Canales bei Grünenthal. Neues Jahrb. für Min. Bd. II. S. 62 und: Über das Diluvium bei Grünenthal in Holstein. Ebenda S. 228.
21. 1892. Nehring, Eine diluviale Flora der Provinz Brandenburg. Naturw. Wochenschr. Nr. 4.
22. 1892. Reid, Cl., The natural History of Isolated Ponds. Trans. Norfolk Nat. Soc. Vol. V, p. 272—286.

23. 1893. Andersson, G., Växtpaleontologiska Undersökningar af Svenska Torfmossar. Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. Bd. 18, Afd. III, Nr. 8.
24. 1893. Weber, C., Über die diluviale Vegetation von Klinge und über ihre Herkunft. Englers Bot. Jahrb. XVII, Beibl. 40.
25. 1893. Weber, C., Über die diluviale Flora von Fahrenkrug in Holstein. Englers Bot. Jahrb. Bd. XVIII, Beibl. 43.
26. 1893. Weber, C., Vorläufige Mitteilung über neue Beobachtungen an den interglacialen Torflagern des westlichen Holsteins. Neues Jahrb. für Min. Bd. I.
27. 1894 Diederichs, R., Über die fossile Flora der mecklenburgischen Torfmoore. Güstrow.
28. 1894. Nathorst, Eine Probe aus dem Torflager bei Lauenburg an der Elbe. Naturw. Wochenschr. Nr. 44.
29. 1894. Schulz, A., Grundzüge einer Entwicklungsgeschichte der Pflanzenwelt Mitteleuropas seit dem Ausgange der Tertiärzeit. Jena.
30. 1895. Keilhack, K., Über das Vorkommen von *Cratopleura*-Samen bei Lauenburg, Belzig und Rendsburg Neues Jahrb. für Min. usw. Bd. II.
31. 1895. Nehring, Über einen neuen Fund von *Cratopleura*-Samen usw. Neues Jahrb. für Min. Bd. II.
32. 1895. Nehring, Über Wirbeltierreste von Klinge. Neues Jahrb. für Min. Bd. I.
33. 1895. Sernander, R. und Kjellmark, K., Eine Torfmooruntersuchung aus dem nördlichen Nerike. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Nr. 4, Vol. II, Part. 2.
34. 1896. Andersson, Gunnar, Die Geschichte der Vegetation Schwedens. Englers Bot. Jahrb. XXII. Bd., 3 Heft.
35. 1896. Andersson, G., Über das fossile Vorkommen der *Brasenia purpurea Michx.* in Rußland und Dänemark. Bih. till. Svenska Vetensk. Akad. Handl. XXII. Afd. III, Nr. 1. Stockholm.
36. 1898. Andersson, G., Studier öfver Finlands Torfmossar och fossila Kvartärflora. Helsingfors.
37. 1898. Weber, C. A., Über die Vegetation zweier Moore bei Sassenberg in Westphalen. Abhandl. Naturw. Ver. Bremen. XIV. Bd.
38. 1899. Reid, Cl., The Origin of the British Flora. London.
39. 1900. Lindberg, Harald, En rik torffyndighet i Jorvis socken, Savolaks (62° 12′ n. B.). Mosskulturföreningens årsberättelse år 1900.
40. 1900. Lindberg, Harald, Finska Torfmossar I. Finska Mosskulturfören. årsbok 1900. H. 2. S. 1—73.
41. 1901. Neuweiler, E., Beiträge zur Kenntnis schweizerischer Torfmoore. Vierteljahrsschr. der Naturf. Gesellsch. Zürich, Jahrg. XLVI.
42 1901. Sernander, R., Den skandinaviska Vegetationens Spridningsbiologi. Berlin und Upsala.
43. 1902. Hartz, N., Bidrag til Danmarks senglaciale Flora og Fauna. Danmarks geol. Undersögelse. II. R. Nr. 11. Kjöbenhavn.

44. 1902. Nilsson, A., Om bokens utbredning och förekomstsätt i Sverige. Tidskrift för Skogshushållning.

45. 1902. Warming, E., Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie. Eine Einführung in die Kenntnis der Pflanzenvereine. II. Aufl. Bearbeitet von P. Gräbner. Berlin.

46. 1902. Weber, C., Versuch eines Überblicks über die Vegetation der Diluvialzeit in den mittleren Regionen Europas. Annuaire géol. et. min. de la Russie (T. V. Liv. 6), édité et redigé par N. Krichtafowitsch. Varsovie. (Russisch und deutsch).

47. 1904. Weber, C. A., Über Litorina- und Prälitorinabildungen der Kieler Föhrde. Englers Bot. Jahrb. 35. Bd., 1. Heft. Leipzig.

48. 1905. Lindau, G., Zur Geschichte der Spitznuß und des Kühnauer Sees bei Dessau. Verhandl. des bot. Ver. der Provinz Brandenburg. XLVII. Jahrg. Berlin.

49. 1905. Neuweiler, E., Die prähistorischen Pflanzenreste Mittel-Europas. Vierteljahrsschr. der Naturf. Gesellsch. Zürich. Jahrg. L.

50. 1906. Andersson, Gunnar, Die Entwicklungsgeschichte der skandinavischen Flora. Résultats scientif. du Congrès international de Botanique Wien 1905. Herausgeg. von R. v. Wettstein und J. Wiesner. Jena.

51. 1906. Menzel, P., Über die Flora der Senftenberger Braunkohlen-Ablagerungen. Abhandl. zur geolog. Karte von Preußen und benachb. Bundesstaaten. Neue Folge. Heft 46.

52. 1906. Schröder, H. und Stoller, J., Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge bei Cottbus. Dieses Jahrb. für 1905. Bd. XXVI, Heft 3.

53. 1906. Weber, C. A., Die Geschichte der Pflanzenwelt des norddeutschen Tieflandes seit der Tertiärzeit. Résultats scientif. du Congrès international de Botanique Wien 1905. Herausgeg. von R. v. Wettstein und J. Wiesner. Jena.

Berlin, den 3. Dezember 1907.

Über Ockerkalke in der Nähe von Kemberg bei Wittenberg.

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

Nicht weit von Kemberg, Kreis Wittenberg, sind südlich von dem Dorfe Merkwitz in einer kleinen Grube eigentümliche Bildungen erschlossen, die eine kurze Besprechung verdienen. Diese Grube liegt hart an dem südlichen Plateaurande des alten diluvialen Elbtales, aber nicht mehr in dem dort auftretenden Talsande, sondern bereits im Plateau selbst. Am Ostrande des Aufschlusses beobachtet man, daß unter etwa 1—1,5 m mächtigen diluvialen Sanden, die ein kleines 0,4 m starkes diluviales Tonbänkchen einschließen, hellgelbe Ockerkalke auftreten, die eine Zeit lang ausgebeutet wurden. Sie haben eine Mächtigkeit von 0,8—2,0 m, besitzen an dieser Stelle der Grube die Konsistenz eines Lößes und ruhen auf diluvialen Sanden. Verfasser verdankt der Freundlichkeit des Herrn Apothekers Elbe in Kemberg quantitative Untersuchungen dieser Kalke; danach beträgt der Gehalt an $CaCO_3$ 90—91 pCt. Hierbei ist jedoch zu bemerken, daß die gesamte Kohlensäure lediglich auf CaO berechnet wurde; es ist jedenfalls anzunehmen, daß noch ein gewisser Teil an Eisen, auch wohl an Magnesia gebunden ist. Bemerkenswert ist, daß diese so außerordentlich kalkreiche Bildung zwischen diluvialen Sanden liegt, die völlig frei von kohlensaurem Kalke sind. Am Nordrande der Grube sieht man unter $^1/_2$ m eisenschüssiger lehmiger Sande des Diluviums ähnliche Süßwasserkalke auftreten und zwar in einer Mächtigkeit von 0,8 m, aber hier sind sie z. T. zu recht harten

weißlichen oder gelben festen Kalksteinen verkittet; darunter folgen wieder kalkfreie Sande des Diluviums. Weiter nach dem Innern der Grube zu treten zahlreiche schalige feste blauschwarze Eisensteine auf, die auf denselben eben angeführten kalkfreien diluvialen Sanden ruhen. Irgend welche Fossilien ließen sich nirgends nachweisen.

Was zunächst die Stellung derjenigen diluvialen Sande betrifft, die diese Lagerstätte bedecken, so haben die Begehungen des weiteren Gebietes keinen Zweifel darüber gelassen, daß diese Sande den sogen. jüngeren Sanden, den Decksanden des Oberen Diluviums entsprechen, Bildungen, die der Zerstörung des Oberen Geschiebemergels beim Abschmelzen des Inlandeises ihre Entstehung verdanken und zum Teil ihm gleichaltrig sind. Aber auch die im Liegenden angetroffenen Sande nehmen durchaus dieselbe Stellung ein, denn es hat sich ergeben, daß dieses ganze System von Kalksteinen, Ockerkalken und Eisensteinen nur eine noch dazu räumlich recht beschränkte Einlagerung in dem sehr mächtigen Komplexe der jüngeren Sande darstellt, eine größere Ausdehnung besitzt dieses Vorkommen weder vertikal noch horizontal.

Bei der Frage nach der Entstehung dieser Bildungen muß zunächst darauf hingewiesen werden, daß sie keinesfalls glazialen Ursprunges sind. Denn selbst der feinste Abhub der Gletschertrübe liefert stets nur die bekannten Bändertone oder Decktone des Diluviums, niemals aber Kalksteine, Ockerkalke und ähnliches. Petrographisch und chemisch gleiche oder ähnliche Bildungen hat Keilhack[1]) wiederholt aus dem Fläming beschrieben. Dort treten bei Belzig und an anderen Orten eine ganze Reihe von Ablagerungen auf, die im reinsten Zustande als Süßwasserkalk, Eisenocker und Torf ausgebildet sind; doch sind alle diese Absätze durch mannigfaltige Übergänge mit einander verbunden.

Auch hier bei unserem Aufschlusse finden sich eine Reihe von

[1]) K. Keilhack, Über präglaziale Süßwasserbildungen im Diluvium Norddeutschlands. Dieses Jahrb. f. 1882, S. 133—172.

— Ders., Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen usw. Lieferung 137. Bl. Belzig. Berlin 1906, S. 25 ff.

Übergängen von eisenarmem Süßwasserkalke über Ockerkalk zu reinen Eisensteinen; Torf fehlt dagegen gänzlich, tritt auch auf dem Fläming nur als untergeordnete Einlagerung im Süßwasserkalke auf.

Der Kalkgehalt der Süßwasserkalke von Belzig ist nicht ganz so hoch wie der von unserem Aufschlusse, beträgt aber immerhin noch 75—80 pCt. Der geologischen Stellung nach hat Keilhack jene Ablagerungen früher als präglazial betrachtet, hält sie jetzt aber für interglazial. Aber trotz großer petrographischer und chemischer Übereinstimmungen zwischen jenen Bildungen auf dem Fläming und unserem Vorkommen bestehen doch wesentliche Unterschiede: bei jenen Ablagerungen konnte Keilhack zeigen, daß sie, zum Teil wenigstens, von Oberem Geschiebemergel überlagert sind und oft einen erheblichen Reichtum an Tier- und Pflanzenresten einschließen. Die Süßwasserbildungen von Merkwitz erwiesen sich dagegen als fossilfrei und sind, was sehr wichtig ist, nur als eine Einlagerung in jungglazialen Sanden zu betrachten. Daß es sich bei diesem Vorkommen nicht etwa um eine rezente Quellbildung handelt, mag noch besonders hervorgehoben sein.

Wir kommen daher zu dem Ergebnis, daß die Ablagerung von Merkwitz zur Zeit der letzten Vereisung entstand, als das Eis im Begriffe war, sich zurückzuziehen. Eine Zeit lang blieb diese Gegend eisfrei und es erfolgte auch keine Aufschüttung diluvialer Sande. Während dieser Zeit entstanden unsere Süßwasserablagerungen, die ihre Zufuhr von Kalk und Eisen vielleicht aus einem südlich gelegenen, bereits eisfreien Gebiete erhielten. Der Aufschüttungsprozeß der diluvialen Sande zur letzten Eiszeit muß hier ziemlich lange unterbrochen gewesen sein, darauf deutet die Kalkfreiheit der liegenden Sande, die von hochprozentigen Kalken überdeckt sind. Später erfolgte wieder eine Bedeckung der Lagerstätte durch diluviale Sande, die durchaus nicht auf einen neuen Vorstoß des Inlandeises zurückgeführt zu werden braucht, sondern vielleicht nur mit einer intensiver wirkenden Abschmelzung in Verbindung steht. Der Mangel an Tier- und Pflanzenresten erklärt

sich möglicherweise durch die Lage dieser Gegend in der Nähe des Eisrandes.

Dieses kleine Vorkommen stellt demnach ein seltenes, aber typisches Beispiel einer Ablagerung dar, die sicher nicht glazialen Ursprunges ist, aber auch ebenso sicher nicht als interglazial im gewöhnlichen Sinne gedeutet werden kann, eine Auffassung, die auch durch den Nachweis organischer Reste keineswegs erschüttert werden würde.

Berlin, den 15. Januar 1908.

Über vorglaziale Bildungen im Gebiete der Sackberge und des Hils nebst Ith und Selter.

Briefliche Mitteilung
über die wissenschaftlichen Ergebnisse
der Aufnahmen 1907.

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

In einem Aufsatze »über Abhangsschutt und Diluvium« in diesem Jahrbuche für 1896 hatte ich darauf hingewiesen, daß gewisse, dem Abhangsschutt zum Teil ähnliche Bildungen auf der geologischen Spezialkarte mit angegeben werden müßten, wie dies bis dahin fast nur für das sogenannte basaltische Diluvium geschehen war, während freilich Chelius und Leppla auch schon Schuttströme paläozoischer Gesteine, namentlich von Quarzit, als diluviale bezeichnet hatten.

Es handelte sich dabei zunächst um Tertiärschutt oder umgelagertes Tertiärgebirge, welches in der Gegend von Dransfeld und Oberscheden größere Flächen von Muschelkalk und Röth verhüllt, doch so, daß der sonst über den Miocänsanden liegende Quarzit jetzt in einzelnen Blöcken auf dem Röth usw. liegt, oft etwas darin eingesunken, und darüber folgt dann der verschwemmte Sand, welcher auch dem Lößlehm beigemengt ist. Dieser Tertiärschutt wurde dann in den Erläuterungen zu den Blättern Dransfeld und Jühnde 1900 zum Diluvium gestellt. Außerdem wurde in jenem ersten Aufsatze der Schutt von Kalk und Dolomit des Oberen Jura besprochen, welcher auf den Gehängen des Selterzuges bis

zu 1 km und mehr unterhalb des anstehenden Gesteins liegt und nicht selten von Lehm bedeckt wird, sowie der Hilssandsteinschutt und Sand, welcher am Süd- und Nordwestrande der Sackberge (Sackwald, Siebenberge, Vorberge usw.) und rings um den Hils bis zu mehr als 2 km von dem anstehenden Hilssandstein die Schichten größtenteils verhüllt und wenigstens teilweise als diluvial oder mindestens als alt-alluvial gedeutet wurde.

In den Erläuterungen zu den Blättern Freden sowie Dassel und Alfeld (1906) ist dann hervorgehoben worden, daß der Hilssandsteinschutt und der Jurakalkschutt stellenweise von Lößlehm bedeckt werden und schon in der Vorzeit gebildet sind.

In neuerer Zeit haben dann die Aufnahmen auf den Blättern Eschershausen, Salzhemmendorf und Gronau, auf welchen Lößlehm und zum Teil auch nordisches Diluvium auf den Gehängen des Ith und des Selter oft hoch hinaufreichen, mit Sicherheit ergeben, daß der Jurakalkschutt stets unter dem Lehm, aber auch unter dem Geschiebelehm liegt. An zahlreichen Stellen, besonders am Nordosthange des Selterzuges, nördlich und östlich sowie südöstlich von Marienhagen, besteht aber dieser Schutt öfters ganz oder doch fast ganz aus annähernd gleich großen Brocken von Korallen-Oolith usw., so daß er sich sehr bedeutend von Abhangsschutt unterscheidet.

Ferner war ein Schotter von Pläner-Geröllen an dem südlichen Teile der Sackberge auf den Blättern Freden und Alfeld teils als Schotter einheimischer Gesteine bezeichnet, teils zu den ebenen Talsohlen gezogen worden, da er stromartig fast aus allen Taleinschnitten und Schluchten des Plänermassivs herauskommt, besonders talabwärts gewöhnlich stärker mit Feinerde oder Lehm vermengt.

Bei der Aufnahme der Blätter Gronau und Sibbesse ergab sich aber, daß der Plänerschotter ausgedehntere Decken bildet, welche zum Teil mit den jetzigen Taleinschnitten nicht in Verbindung stehen und eine bedeutende Mächtigkeit erlangen, so daß der Schotter in mehr als 6 m tiefen Kiesgruben zur Wegebesserung ausgebeutet wird, so bei Eimsen, südöstlich von Brüggen und Rheden, an der Windmühle östlich von Gronau, östlich von

Dötzum, nordöstlich von Heinum, nordwestlich von Wrisbergholzen usw.; er besteht meistens oder doch ganz vorwiegend aus etwa nußgroßen Plänergeröllen mit Ausschluß anderer Gesteine und unterscheidet sich dadurch wesentlich von den mächtigen Schottermassen, welche als alte Ablagerungen der Leine zu betrachten sind und neben oft sehr zahlreichen Plänergeröllen auch solche von Muschelkalk, Jurakalk, Buntsandstein usw., auch nordisches Material und oft recht viel Sand enthalten. Sie liegen stellenweise über nordischem Schotter, zeigen gewöhnlich eine sehr deutliche horizontale Schichtung und sind in tiefen Kiesgruben aufgeschlossen, so südlich von Limmer, nördlich von Dehnsen und weiter auf der linken Seite der Leine bis Banteln und über Gronau hinaus; von Alfeld nach Süden fehlen Plänergerölle darin ganz.

Während nun an einzelnen Stellen der Pläner schotter nur von Lößlehm bedeckt ist, läßt sich in den Einschnitten der Straße von Wettensen nach Alfeld und an anderen Stellen mit Sicherheit erkennen, daß er auch unter einer Decke von Geschiebelehm (Grundmoräne) liegt, die weiter nach Norden größere Ausdehnung gewinnt. So liegt auch am Nordhang der »Heinumer Leine« längs der Landstraße von Wallenstedt bis über Heinum hinaus und am Südhange des Drespetales von der Gronauer Windmühle bis Barfelde der Pläner schotter auf Schichten der Unteren Kreide oder des Lias, aber unter Geschiebelehm und dieser unter Lößlehm.

Der Pläner schotter ist somit unzweifelhaft vorglazial, wenigstens für unsere Gegend, in welcher bisher nur eine Glazialzeit nachgewiesen werden konnte. Wie er sich zum nordischen Schotter verhält, läßt sich allerdings nicht ohne weiteres feststellen, da er nicht unter diesem beobachtet wurde, aber er enthält kein nordisches Material, und der nordische Schotter tritt vorwiegend in einzelnen Kuppen unter dem Lehm hervor und besteht öfters aus mäßig grobem Sande, welcher nordwestlich von Brüggen, südlich und nordwestlich von Barfelde usw. zur Mörtelbereitung gewonnen wird. Vermutlich ist er auch jünger als der Pläner schotter.

Wie dieser entstanden ist, läßt sich schwer erklären, da die Täler der Sackberge nur zum kleinsten Teil und in sehr seltenen Fällen, bei sehr heftigen Regengüssen oder sehr schnellem Schnee-

schmelzen, auf kurze Zeit Wasser führen, und selbst der Warnebach bei Alfeld sonst nur ganz geringe Schuttmengen mitbringt. Durch solche Regenbäche ist der Plänerschotter aber sicher nicht abgelagert worden, vielmehr läßt die erwähnte Gleichstückigkeit und die weite, gleichmäßige Verbreitung wohl darauf schließen, daß einerseits sehr bedeutende Wassermengen dabei mitwirkten, und daß andrerseits das Vorland bis zu beträchtlicher Höhe unter Wasser stand, so daß eine bessere Trennung von gröberem und feinerem Material erfolgen konnte, und die älteren Gesteine des Vorlandes einigermaßen gegen Abspülung geschützt waren.

Eine ähnliche Art und Zeit der Entstehung dürfte dann auch für den »Schutt von Kalk und Dolomit des Oberen Jura« sowie für den »Hilssandsteinschutt« in Anspruch genommen werden können, und auch der im Eingange erwähnte Tertiärschutt muß in einer viel wasserreicheren Zeit abgelagert worden sein als in der jetzigen, also vielleicht auch in vorglazialer Zeit.

Göttingen, den 21. Februar 1908.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Flora (besonders Phanerogamen) Norddeutschlands.

I. Motzen, Werlte, Ohlsdorf-Hamburg.

Von Herrn **J. Stoller** in Berlin.

Unter obigem Titel sollen in zwanglosen Abständen und bunter Reihenfolge des Verfassers Ergebnisse von phytopaläontologischen Untersuchungen solcher diluvialen pflanzenführenden Lagerstätten registriert und besprochen werden, die nach ihren stratigraphischen Verhältnissen entweder schon anderwärts veröffentlicht sind oder in letzterer Hinsicht so wenig Neues bieten, daß eine selbständige Veröffentlichung über sie nach Stratigraphie und Fossilführung nicht angezeigt erscheint. Es sollen hier aber auch Nachträge und ergänzende Mitteilungen zu früher veröffentlichten Florenlisten von beschriebenen diluvialen Pflanzenlagerstätten aufgenommen werden, wofern seither gemachte Funde dem Vegetationsbild einen wichtigen neuen Zug hinzuzufügen vermögen oder die Beurteilung der Lagerstätte in ein neues Licht rücken.

Die Beiträge, auf Untersuchungen nach stratigraphisch-geologischen Gesichtspunkten basierend, verfolgen deshalb in erster Linie einen geologischen Zweck, indem sie einwandfreie Daten zur Beurteilung der Stellung der einzelnen Lagerstätten im Diluvialprofil und zur Beurteilung der klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Bildung bezw. Ablagerung der betreffenden pflanzenführenden Schichten geben. Was lezteren Punkt betrifft, so ist es außer Zweifel, daß eine Reihe von im Diluvium nachgewiesenen

höheren und niederen Pflanzen der Gegenwart als klimatische Indikatoren jener durch klimatische Extreme ausgezeichneten Zeit gute Dienste leisten können, auch wenn man der biologischen und klimatischen Anpassungsfähigkeit der Pflanzen im weitesten Maße Rechnung trägt. Man muß bei derartigen Schlüssen nur stets den klimatischen Charakter der gesamten Pflanzengesellschaft berücksichtigen, in welcher sie lebten (NB. die nicht immer mit derjenigen Pflanzengesellschaft identisch ist, in der sie in der Lagerstätte gefunden werden).

In zweiter Linie hoffen die Beiträge auch dem Pflanzenhistoriker und Pflanzengeographen zu nützen, indem sie ihm manchen Fingerzeig für die Beurteilung und Begründung des jetzigen Vorkommens der einzelnen Arten sowie für die Erkenntnis der Entwicklungsgeschichte der heutigen Flora des Gebietes geben werden.

Soweit es sich um Torfe als Lagerstätten handelt, werden die bestimmbaren Pflanzenreste im großen und ganzen nach dem von Dr. G. Andersson-Stockholm erstmals angewandten Verfahren der Oxydierung durch Salpetersäure und nachfolgenden Ausschlämmung der Torfproben gewonnen[1]). Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch bei dieser Gelegenheit meinem Freunde, Herrn G. Andersson, der mich im Herbst 1903 während eines vierwöchigen Kursus in seinem Laboratorium in liebenswürdigster Weise in seine diesbezügliche Präparier- und Untersuchungsmethode einführte, verbindlichsten Dank zu sagen. Ebenso bin ich der Direktion der Königl. Geol. Landesanstalt hier zu großem Dank verpflichtet für gütige Bewilligung der nötigen Geldmittel zu jenem Kursus.

Die Bestimmung der einzelnen Pflanzenarten geschieht in den meisten Fällen nach äußeren morphologischen Kennzeichen der fossilen Reste (wo dies zur sicheren Diagnose aber nicht ausreicht,

---

[1]) Vergl. namentlich: Andersson, G. Om metoden för växtpaleontologiska undersökningar af torfmossar. Geol. Fören. Förhandl. 14. Stockholm 1892.

Derselbe, Om slamning af torf. Geol. Fören. Förhandl. 14. Stockholm 1892.

Derselbe, Om metoden för botanisk undersökning af olika torfslag. Svenska Mosskulturfören. Tidskrift 1893.

wird der anatomische Bau zur Diagnose mit verwertet) und stützt sich hierbei auf den Vergleich mit umfangreichem, durchaus sicher bestimmtem Herbarmaterial. Die Vergleichsobjekte müssen dabei öfters durch vorsichtige Behandlung mit Milchsäure oder Ammoniak von den leicht zerstörbaren Bestandteilen befreit werden, damit sie einen zum Vergleich mit den fossilen Resten geeigneten, ihnen analogen Zustand erhalten.

Streng genommen müßte jeder nur aus Teilen ermittelten diluvialen Art, die mit einer rezenten identifiziert wurde, »*fossilis*« hinzugefügt werden, um damit u. a. die Möglichkeit zu betonen, daß sie in andern, nicht aufgefundenen Teilen von der rezenten Art abweichen könnte. Wo die fossilen Reste von den Vergleichsobjekten unerheblich, aber doch so abweichen, daß sie außerhalb der Variationsbreite des betreffenden Organs liegen, ist in der üblichen Weise der diluvialen Art ein cfr. vorgesetzt; wo die Verschiedenheiten noch größer sind, wird die diluviale Art nur mit dem Gattungsnamen und einem zugefügten sp. aufgeführt. Der Systematiker wird vielleicht manche der unter cfr. oder sp. genannten Arten zu besonderen Varietäten und Formen, vielleicht auch Arten erheben; für den weiter oben dargelegten hauptsächlichen Zweck dieser Beiträge ist eine eingehende Behandlung der fraglichen Arten nicht nötig. Sie sollen zusammen mit diluvialen Resten von wenigen vorläufig unbestimmten und der rezenten Flora des Gebietes fremden Arten später, bei genügender Zeit, einer eingehenden Studie unterzogen werden.

Das Belegmaterial für die nachfolgenden Pflanzenlisten wird im Geologischen Landesmuseum hier aufbewahrt.

---

1. Motzen.

Schmierer, Th. und Soenderop, F., Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). Briefliche Mitteilung. Dieses Jahrbuch für 1902, Bd. XXIII, S. 544—548.

Von den in obiger Arbeit näher beschriebenen Aufschlüssen nordöstlich von Motzen (Meßtischblatt Mittenwalde, Mark), in

denen Tone zu Ziegeleizwecken gewonnen werden, haben die Ziebsche und die Meineckesche Grube zahlreiche pflanzliche Reste geliefert.

Das Generalprofil der diluvialen Schichten ist in der Ziebschen Grube nach SCHMIERER und SOENDEROP folgendes:

1. Geschiebesande mit bis über kopfgroßen Geschieben. Durchschnittlich $2^1/_2$ m mächtig.
2. Geschiebemergel, $2^1/_2$—4 m mächtig.
3. Eine Reihe wohlgeschichteter, fossilienführender Ablagerungen: Sande, Feinsande bis Tone, Moorerde, Torf, Lebertorf in allen Übergängen von reinem Torf zu reinem Schlammabsatz, Kalk. Insgesamt bis zu 5 m mächtig.
4. Sande, 0—$1^1/_2$ m mächtig.
5. Geschiebemergel mit häufigen Resten von *Paludina diluviana*. Bis zur Grubensohle 5 m mächtig.
6. Ton, nur an einzelnen Stellen ins Niveau des Geschiebemergels aufgepreßt.

Die in diesem Profil unter 3. aufgeführten fossilienführenden Ablagerungen lassen eine weitere Gliederung zu, welche im allgemeinen das folgende Profil ergibt, das von mir in den Aufschlüssen der Ziebschen Grube aufgenommen wurde.

Von oben nach unten folgen hier:

Nr.	Durchschnittliche Mächtigkeit in Metern	Petrographische Beschaffenheit
a)	0,40—0,50	humoser Sand und sandiger, krümeliger Humus mit zwischengelagertem Faulschlamm, im Hangenden (durch Eisdruck) schwach gestört.
b)	0,25	sandiger Faulschlamm, grau bis bräunlich, mulmig bis krümelig.
c)	0,40	schwarzer bis dunkelbrauner, humoser Sand mit Ortsteinknollen und wenig Faulschlammgehalt, schwach kalkhaltig, im Hangenden übergehend in Hypnumtorf mit Faulschlamm.
d)	0,50	schwarzer bis dunkelbrauner, stark humoser Sand mit Ortstein.
e)	0,50	toniger, schwach kalkhaltiger bis kalkfreier Sand (Feinsand).
f)	0,40	kalkhaltiger, schwach sandiger Faulschlamm mit eingelagerter dünner Bank von Hypnumtorf. Nach dem Liegenden nimmt der Kalkgehalt bedeutend zu (Kalksapropel POT.).
g)	0,50	faulschlammhaltiger, hellgrauer Seekalk (Sapropelkalk POT.).
h)	0,75	schwach kalkhaltiger, grauer Faulschlamm.
		Geschiebesand.

Der Faulschlamm im Liegenden (h) des Profils) ist vielfach von lederartiger, zäher Konsistenz und blättert dann leicht in dünnen Lagen (z. T. = *pappers gyttja* der Schweden). Die Schichtung verläuft durch das ganze Profil fast horizontal und zeigt mit Ausnahme der hangendsten Partieen keinerlei Störung durch Stauchung oder Pressung.

In der Meineckeschen Grube wird der Faulschlamm von humusstreifigen bis humosen Sanden unterlagert, deren erschlossene Mächtigkeit rund 1,5 m beträgt.

Für die botanische Untersuchung der einzelnen Schichten wurden, zum Teil von mir selbst, im Herbst 1903 und Frühjahr 1904 größere Proben eingesammelt, und zwar wurden für die stratigraphische Untersuchung der hauptsächlich organogenen Schichten (a)—h) des Profils) alle Proben der Ziebschen Grube entnommen, welche damals am besten aufgeschlossen war, während in der — damals aufgelassenen — Meineckeschen Grube ein umfangreiches Material an verschiedenen Stellen aus dem liegendsten Teile, den humosen und humusstreifigen Sanden, eingesammelt werden konnte. Da in der Meineckeschen Grube im Frühjahr 1906 ein neues Profil erschlossen war, wurden in dieser Zeit von mir abermals aus den humosen und humusstreifigen Sanden Proben für die botanische Untersuchung gesammelt.

In der folgenden Pflanzenliste ist der Horizont des Vorkommens der betreffenden Arten durch die Buchstaben des mitgeteilten Profiles in der Ziebschen Grube oder durch ein M (= Meinekkesche Grube, humoser Sand) angegeben. Die relative Häufigkeit der Fossilreste ist durch ein s (= spärlich) oder durch ein h (= häufig) in den Rubriken ausgedrückt, wogegen das Zeichen + bedeutet, daß der betreffende Pflanzenrest nur ein- bis zweimal gefunden wurde. (Siehe S. 108 und 109.)

Eine Probe aus dem Faulschlamm im Liegenden der Ziebschen Grube (h) des Profils) wurde von Herrn Professor Lagerheim in Stockholm in dankenswerter Weise auf niedere vegetabilische Organismen, speziell Algen, untersucht; er teilte mir folgendes Ergebnis mit:

Diatomeen; reichlich.
Chrysomonadineen, mehrere Spezies; spärlich.
Chroococcaceae.
Lesquereusia spiralis.
Polystichum Thelypteris, Sporen.

Auffälligerweise konnte ich in diesem Horizont in Proben sowohl aus der Ziebschen als auch der Meineckeschen Grube nur spärlich Pollen feststellen, obwohl ich viele Präparate daraufhin durchgesucht habe. Es fanden sich Pollen von:

Picea (excelsa Lam.*)*; spärlich.
Pinus (silvestris L.*)*; sehr spärlich.
? Carpinus (Betulus L.*)*; sehr spärlich.
Betula (alba L.*)*; sehr spärlich.

Daß sich die fossilienführenden Bildungen der Ziebschen Grube an primärer Lagerstätte befinden, steht außer Zweifel. Ihre Genesis ist einfach.

Als mehr oder weniger reine Faulschlammbildungen von großenteils koprogener Natur sind die Schichten f)—h) des Profils in einem wahrscheinlich nur 3—4 m tiefen (vgl. das massenhafte Auftreten von *Najas*!), ruhigen Teich oder See zur Ablagerung gelangt. Außer den koprogenen Bestandteilen finden wir hier noch unversehrte abgestorbene Zellleiber eines pflanzlichen Planktons und Reste von Vertretern der pflanzlichen Limnäenvereine. Neben diesen beiden sedimentierenden Faktoren spielen die Reste anderer höherer Pflanzen hier gar keine Rolle; sie sind gelegentlich vom Ufer hereingeraten. Eine zeitweilige Anreicherung von kohlensaurem Kalk führte zur Bildung von Kalkfaulschlamm bezw. von faulschlammhaltigem Kalk.

Mit der fünften Schicht des Profils ändern sich die Sedimente. Sind nämlich die Schichten f)—h) in der Hauptsache koprophytogener Natur, so sind die Schichten a)—e) im wesentlichen minerogen, während Faulschlammabsätze und Torfe in ihnen eine untergeordnete Rolle spielen. Durch fließendes Wasser wurden dem Teich Sand und Ton mit Humus und Pflanzenresten zugeführt, und es wurde seine Tiefe allmählich derart gering, daß

Nr.	Pflanzenreste	a	b	c	d	e	f	g	h	M
1	*Picea excelsa* Lk. Pollen	—	—	—	—	—	—	—	s	—
2	*Pinus silvestris* L. Holzreste, Borkestücke, Steinkorkfetzen, Nadeln, Samen, Samenflügel, Pollen; zahlreiche abgerollte kleine Zapfen — letztere sowie viele Holzreste in M, kleine Holzreste auch in f und c	s	–	s	—	—	s	+	s	h
3	*Sparganium* cfr. *simplex* Huds. Fruchtsteine	—	+	—	+	—	–	—	—	—
4	*Potamogeton natans* L. Fruchtsteine	s	—	–	—	—	—	—	+	+
5	» *perfoliatus* L. Fruchtsteine	s	—	–	—	—	—	—	—	—
6	» *praelongus* Wulf. Fruchtsteine	—	+	—	—	—	—	—	—	—
7	» *gramineus* L. Fruchtsteine	—	—	—	s	—	—	—	—	—
8	» *pusillus* L. Fruchtsteine	h	s	s	–	—	+	—	—	—
9	» *rutilus* Wolfg. Fruchtsteine, davon viele verkümmert	h	—	—	–	—	–	—	—	—
10	» *pectinatus* L. (var. *vaginatus* Turcz). Fruchtsteine	+	—	—	—	—	—	—	—	—
11	» cfr. *fluitans* Roth. Fruchtsteine	—	—	—	—	—	—	—	—	+
12	» *filiformis* Pers. Fruchtsteine	s	+	—	s	h	+	—	—	s
13	» *densus* L. Fruchtsteine	s	—	—	—	—	—	—	—	s
14	» sp. sp. Fruchtsteine	—	—	—	–	—	—	—	—	s
15	*Najas major* All. Samen der verschiedensten Varietäten, von 3—8 mm Länge und 2—4 mm Breite	—	—	s	—	—	h	h	s	h
16	*Najas flexilis* Rostk. Samen	s	h	s	h	—	h	h	s	s
17	*Cladium Mariscus* R. Br. Fruchtsteine	—	—	—	—	—	—	—	s	s
18	*Rhynchospora* sp. Nuß, deren Kelchborsten bis auf eine fehlen	—	—	–	—	—	—	—	—	+
19	*Scirpus lacustris* L. Nüsse	+	—	—	s	—	+	—	+	h
20	*Carex* cfr. *rostrata* With. Schlauchlose Nuß	+	—	—	—	—	—	—	—	—
21	*Populus tremula* L. Laubblätter	—	—	—	—	—	+	—	+	—
22	*Carpinus Betulus* L. Nüsse, ? Pollen	—	—	—	—	—	—	—	s	h
23	*Betula alba* L. Ast- und Stammholz in kleinen Bruchstücken (nur in c und M), flügellose Nüßchen, Hypodermfetzen, Pollen	s	—	s	h	+	—	s	s	s
24	*Betula verrucosa* Ehrh. Fruchtschuppen	—	—	—	—	—	—	—	s	—
25	*Alnus glutinosa* Gaertn. Nüßchen, Zapfenspindel	—	—	—	—	—	—	—	—	s
26	*Nymphaea alba* L. Samen, Rhizomteile mit den charakteristischen Blattstielnarben	—	—	—	s	—	—	—	+	+
27	*Nuphar luteum* Sm. Samen	—	—	—	—	—	—	—	—	+
28	*Ceratophyllum submersum* L. Früchte	—	—	h	—	—	—	—	—	—

Nr.	Pflanzenreste	a	b	c	d	e	f	g	h	M
29	*Ceratophyllum demersum* L. Früchte	—	—	h	—	—	—	—	—	—
30	» » f. *apiculatum* Cham. Früchte .	—	—	h	—	—	—	—	—	—
31	*Ilex Aquifolium* L. Ein beschädigter Fruchtstein . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	+
32	*Acer* sp. (= ? *campestre* L.) Da nur Samen und eine halbe Flügelfrucht mit beschädigtem Flügel vorliegt, ist eine genaue Artbestimmung nicht möglich . . .	—	—	—	—	—	—	—	+	s
33	*Tilia platyphyllos* Scop. Früchte	—	—	—	—	—	—	—	—	h
34	*Hippuris vulgaris* L. Same	—	—	—	—	+	—	—	—	—
35	*Cornus sanguinea* L. Fruchtstein	—	—	—	—	—	—	—	—	+
36	*Arctostaphylos uva ursi* Spr. Ein Laubblatt, Fruchtsteine	—	—	—	—	—	—	—	+	s
37	*Menyanthes trifoliata* L. Samen	—	—	+	—	+	—	—	—	s
38	*Lycopus europaeus* L. Klausen	—	—	—	—	—	—	—	—	s
39	*Eupatorium cannabinum* L. Achänen ohne Pappus . .	—	—	—	—	—	—	—	—	s
40	*Drepanocladus Sendtneri* Wilsoni* (Schpr.) Warnst. [1]) .	—	—	s	—	—	h	—	s	—
41	*Chara fragilis*[2]). Sporen	h	s	—	—	—	s	—	+	—
42	*Cenococcum geophilum* Fries. Peridien	—	—	—	s	s	—	—	—	s
	Anhang. Tierreste.									
	a) aus Chitin bestehend. Zahlreiche kleine Cokons und Hüllen, Panzer und Elytren, von Wasser und Schlamm bewohnenden Würmern und Insekten herrührend. Bestimmt werden konnten:									
	Dendrocoelum lacteum Oerst.	—	s	s	s	s	h	h	h	—
	Cristatella mucedo Cuv. Statoblasten	—	—	—	s	—	—	+	—	—
	b) aus Kieselsäure bestehend: *Spongilla* sp. Zahlreiche Nadeln	—	—	—	—	s	s	s	h	—
	c) aus kohlensaurem Kalk bestehend: *Bithynia tentaculata* L. Schalendeckel . . .	—	—	—	—	—	h	h	—	—

bodenständige höhere Pflanzen Fuß fassen konnten, Pflanzen, die z. T. die »Vortruppen der Verlandung« bilden, z. T. schon zu den Verlandungsbeständen selbst gehören. In der Pflanzenliste kommt die allmähliche Anreicherung der hangenden Schichten mit Arten der bodenständigen Wasser- und Sumpfflora ebenso deutlich zum Ausdruck wie umgekehrt das Verschwinden der Vertreter der Se-

[1]) Die sichere Bestimmung der Art verdanke ich Herrn C. Warnstorf in Friedenau-Berlin.

[2]) Die sichere Bestimmung der Art verdanke ich Herrn Dr. Sonder in Oldesloe.

dimentationsbestände. Die Schichtfolge wird im Hangenden von der überlagernden Grundmoräne in dem Stadium abgeschnitten, wo der Boden für die Ansiedlung einer üppigen Sumpfflora vorbereitet war.

Für die Meineckesche Grube gilt im wesentlichen dasselbe, soweit es sich um die Deutung ihrer Faulschlammablagerungen handelt. Sie zeigt gegenüber der Ziebschen Grube einen Unterschied nur insofern, als die Sande im Liegendsten humusstreifig und humos sind. Diese fluviatilen Sande können nicht aus glazialen Gewässern abgelagert sein, d. h. unter solchen Verhältnissen, daß jene Gegend im Bereich der klimatischen Einflußsphäre eines Inlandeises war; denn die in den Sanden eingeschlossenen Pflanzenreste, welche z. T. stark abgerollt und beschädigt sind und dadurch einen ziemlich weiten Transport verraten, lassen, wie weiter unten ausgeführt wird, eine derartige Annahme nicht zu. Sie geben uns ein interessantes Bild von der Landflora der Gegend zur Zeit vor Ablagerung der erwähnten Faulschlammbildungen in den beiden Gruben. Reste einzelner Arten dieser Landflora finden sich in dem Faulschlamm der Ziebschen Grube, namentlich in dessen liegenden Partieen, wieder, so daß also auch vom botanischen Gesichtspunkt aus keine Lücke zwischen den humosen Sanden und den Faulschlammbildungen, sondern vielmehr eine zeitliche direkte Aufeinanderfolge und darum auch eine Gleichalterigkeit (im weiteren Sinne) beider anzunehmen ist.

Da auch die Faulschlamme der Meineckeschen Grube im Gegensatz zu ihren liegenden Sanden eine Ablagerung in stehendem Wasser darstellen, so muß der Fluß, der die humosen und humusstreifigen Sande abgesetzt hatte, an dieser Stelle durch irgend welche Ursache gestaut und abgelenkt worden sein, so daß hier eine stille Bucht (ein sogen. Altwasser) abgeschnürt wurde, die wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Teich der Ziebschen Grube stand.

Was nun die Beurteilung des Klimas betrifft, das zu jener Zeit diese Gegend auszeichnete, so deutet die gesamte ermittelte Flora auf ein gemäßigtes Klima hin. Die allermeisten der auf-

geführten Wasserpflanzen ermöglichen es allerdings nicht, diesen Schluß präziser zu fassen, da ihre Lebensbedingungen innerhalb der ganzen gemäßigten Zone zu gleichmäßig und einförmig sind. Um so wertvoller sind deshalb die Funde von durchaus sicher bestimmbaren Resten solcher Pflanzen der Landflora, die einen ausgeprägten klimatischen Charakter besitzen. Ich hebe in dieser Beziehung namentlich *Picea excelsa* Lk., *Carpinus Betulus* L., *Ilex Aquifolium* L. und *Tilia platyphyllos* Scop. hervor, deren Vorkommen einwandfrei beweist, daß diese Gegend damals ungefähr dasselbe Klima hatte wie heute[1]), ja daß es eher etwas milder und feuchter (ozeanisch) gewesen sein mag. Denn der Hülsenbusch, *Ilex Aquifolium* L., liebt ein ausgesprochen mildes, ozeanisches Klima; er fehlt deshalb der heutigen Flora der Mark Brandenburg fast vollständig. Die Wichtigkeit seines Vorkommens wegen der daraus zu folgernden Schlüsse in Bezug auf die klimatischen Verhältnisse in der Interglazialzeit hat Weber[2]) bei Gelegenheit seiner Besprechung der interglazialen Flora von Klinge ausführlich dargetan. Es sei übrigens noch betont, daß die Flora des Motzener Interglazials eine große Übereinstimmung mit der interglazialen Flora von Klinge zeigt, so daß man vom rein botanischen Standpunkt aus geneigt ist, beide für gleichalterig zu halten.

2. Werlte.

Schucht, F., Geologische Beobachtungen im Hümmling.
Dieses Jahrb. für 1906, S. 301—340.

Durch eine von der Königl. Geolog. Landesanstalt im Molkereihofe von Werlte (Blatt Werlte) im Hümmling niedergebrachte Tiefbohrung, über die Schucht (a. a. O.) ausführlich berichtet, wurde zwischen 11,50 m mächtigem glazialen Diluvium im Hang-

[1]) Vgl. hierüber: Stoller, J., Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* Michx. in Europa, speziell Mitteleuropa. Dieses Jahrb., dieser Band, S. 62—93.

[2]) C. A. Weber, Über die diluviale Vegetation von Klinge in Brandenburg und über ihre Herkunft. Englers Bot. Jahrbücher, Bd. XVII, Heft 1—2. Leipzig 1893. Beiblatt Nr. 40.

enden und mehr als 68 m fluviatilen Sanden und Kiesen im Liegenden ein diluviales Torflager von 0,5 m Mächtigkeit festgestellt. Vorher schon hatte eine in nächster Nähe ausgeführte private Brunnenbohrung das diluviale Torflager angeschnitten.

Aus beiden Bohrungen zusammen gelangten ungefähr 3 Kubikdezimeter Torfmaterial zur botanischen Untersuchung. Der Torf war sehr sandig, kurzfaserig, stark humifiziert und zeigte deutliche Druckschieferung. Es fanden sich in ihm Reste folgender Pflanzen:

Pinus silvestris L., zwei stark zusammengepreßte, kleine Zapfen, Steinkorkfetzen, Holzsplitter. Pollen, sehr zahlreich.

Typha sp. Pollentetraden, spärlich.

Najas major All. forma *intermedia* Rendle, eine Samenschalenhälfte.

Potamogeton cfr. *natans* L., mehrere Fruchtsteine.

» *pusillus* L., zwei Fruchtsteine.

Carices, Hautgewebefetzen, Gefäßteile, viele schlauchlose Nüsse und zwar von

Carex sectio Carex, mehrere schlauchlose Nüßchen, die vielleicht zwei bis drei Arten angehören.

Carex rostrata With., drei Nüßchen mit wohlerhaltenen Bälgen.

Heleocharis palustris R. Br., zwei Nüßchen.

Scirpus lacustris L., mehrere Nüsse.

Betula alba L., mehrere flügellose Nüßchen, kleine Borkestückchen von Astholz. Pollen, spärlich.

Alnus (glutinosa Gaertn.). Hypoderm, Pollen, spärlich.

Batrachium sp., ein Früchtchen.

Ranunculus cfr. *Flammula* L., Früchtchen.

Nymphaea alba L., mehrere zerdrückte Samenschalen.

Empetrum nigrum L., ein Fruchtstein.

Hippuris vulgaris L., ein Früchtchen.

Menyanthes trifoliata L., sehr zahlreiche Samenschalen.

Die artenarme Flora deutet auf ein Flachmoor hin. Auffällig ist das Fehlen jeglicher Spuren des Vorhandenseins von *Picea excelsa* Lk., sowie das gänzliche Fehlen von Pollen der anemophilen Laubbäume mit Ausnahme von Birke und Erle, obwohl mehrere mikroskopische Präparate daraufhin genau untersucht wurden. Vielleicht ist dieser Umstand doch nicht eine bloß zufällige Erscheinung, sondern entspricht einem wirklichen Fehlen von Fichte, Eiche, Buche usw. in der damaligen Vegetationsdecke jener Gegend und würde somit entweder eine ursprüngliche Armut oder aber eine Verarmung ihrer Flora andeuten.

Für letzteren Fall könnte man mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit die Ursache im Herannahen des Landeises erblicken, das die glazialen Sedimente direkt im Hangenden des Torflagers absetzte. Dagegen würden wir im zutreffenden ersten Fall nur eine Lokalerscheinung sehen. Denn daß in der Zeit vor Ablagerung der unser Torflager deckenden Glazialsedimente die Fichte sowohl als die Eiche im Gebiete heimisch waren, beweist das Vorkommen von Resten dieser Bäume in einem von C. A. Weber untersuchten diluvialen Waldtorf[1]), der bei Altenbergen (Blatt Rütenbrock) etwa 35 km westlich von Werlte in ähnlichem Schichtverband gefunden wurde und demselben geologischen Horizont angehört wie der Torf von Werlte.

Es läßt sich noch nicht mit Sicherheit sagen, ob die beiden diluvialen Torflager, von Werlte und Altenbergen, interglazialen oder, wie Schucht vermutet, »präglazialen« Alters sind.

3. Ohlsdorf-Hamburg.

An der Nordseite des Hamburger Friedhofes fand im Jahre 1905 Herr Wolff, der seit mehreren Jahren mit geologischen Kartierungsarbeiten in jener Gegend beschäftigt ist, ein Torflager an einer Stelle, die 25 m ü. N. N. und mindestens 13 m über

[1]) Vgl. Schucht, a. a. O. S. 308.

dem heutigen Talboden der nahe vorbeifließenden Alster gelegen ist. Er teilt hierzu Folgendes mit:

»Am Unterlauf der Alster liegt auf dem linken Ufer nördlich von Hamburg der Vorort Ohlsdorf mit dem großen Hamburger Zentralfriedhof. Das Friedhofsgelände beginnt auf der postglazialen Flußterrasse und zieht sich ostwärts in langsamem Anstieg auf das Diluvialplateau hinauf. Der Anstieg hat, namentlich auf dem nordöstlichen Teil des Friedhofs, größtenteils Sandboden; weiter aufwärts folgt dann Geschiebelehm. An der Nordseite des Friedhofs, wenig unterhalb der höchsten Erhebung des Bodens, stieß man 1905 bei der Aushebung eines künstlichen Teiches auf ein Torflager, das von etwa $1-1^1/_2$ m mächtigem, ziemlich viel kleine Geschiebe und Steinchen führendem Sande bedeckt war. Als ich, aufmerksam gemacht von Herrn Prof. Gottsche, 1905 den Aufschluß besuchte, kam ich nach anfänglichen Zweifeln zu der Ansicht, daß es sich um eine von Gehängesand bedeckte postglaziale Moorbildung handle, und berichtete in diesem Sinne an Herrn Prof. Conwentz, der meine Mitteilung in einen Aufsatz über das Vorkommen der Fichte in Norddeutschland aufnahm[1]). Der Ohlsdorfer Torf enthielt nämlich Zapfen der Fichte, die man sonst in postglazialen Mooren der cimbrischen Halbinsel nicht kennt.

Im Sommer 1906 fand ich den Aufschluß noch vergrößert und infolge günstigeren Grundwasserstandes besser zugänglich. Ich konnte im Liegenden des Torfes eine kleine Bohrung anbringen, die zunächst 1,50 m grauen, ziemlich feinen Sand und darunter eine zweite, 0,40 m mächtige Bank von Torf, sowie noch 0,10 m moorigen Sand erbrachte. Der liegende Torf enthielt *Menyanthes*-Samen, hatte eine braune Farbe und kurzfaserige Struktur. Eine insgesamt so mächtige Moorbildung paßte nun aber nicht mehr in die heutige Geländeform hinein, selbst wenn man annahm, daß an jener Stelle ehedem eine kleine Mulde bestanden hätte, die durch langjährige Feldkultur von der benach-

[1]) Aus der Natur, 1905, Heft 17, S. 529.

barten Höhe her übersandet wäre. Zudem war die ostwärts vorliegende Höhe so flach und der hangende Sand immerhin so mächtig, daß eine solche Annahme von vornherein etwas gezwungen war; nur das nachbarliche Auftreten eines kleinen rezenten Torflagers jenseits des den Friedhof begrenzenden Weges hatte im Jahr zuvor meine Bedenken beschwichtigt.

Dazu kamen neue Mitteilungen über zweifellos diluviale Torfe, die in der Umgebung erbohrt waren. Herr Friedhofsaufseher Sahlmann machte mir darüber folgende Angaben:

Auf dem Friedhof wurde an drei Stellen Torf erbohrt. Die erste Stelle liegt am Ostufer des am Nordende der Teichstraße gelegenen Teiches. Hier fand man:

0—4 m Sand
4—8 » »eine Art dünnblättrige Braunkohle«, darunter ein feiner Sand.

Die zweite Stelle liegt nördlich der Hauptallee des Friedhofs, ca. 340 m vom Eingang entfernt. Man erbohrte:

0—3,0 m sandigen Lehm mit vielen Geröllen
3,0—5,5 » Sand
5,5—5,9 » eine Schicht mit vielen Haselnüssen, Eicheln, Tannenzapfen, verschiedenem Laub und Holz.

Die dritte Stelle liegt etwa 140 m südwestlich von hier in einem Teich. Dort traf man:

0—2,0 m fetter Lehm
2,0—4,0 » Sand
4,0—5,0 » »eine Art Braunkohle resp. Moor«.

Sodann hat man auf der rechten Seite der Alster, etwa 2 km westwärts von diesen Bohrlöchern auf der sogenannten Schlachterkoppel bei Alsterkamp in einer Bohrung folgende Schichten beobachtet:

0— 7 m Lehm
7—12 » Sand; darunter blauer Ton, an dessen oberer Grenze Eichenholz und Laub lagen.

In allen diesen Bohrlöchern handelt es sich offenbar um die Überreste eines diluvialen Moores, das in drei Fällen von Geschiebemergel, im vierten von Geschiebesand überlagert wird und aller

Wahrscheinlichkeit nach interglazial ist. Man geht wohl nicht fehl, wenn man das eingangs besprochene, stratigraphisch weniger gut bestimmbare Torflager mit diesem Moor in Zusammenhang bringt[1]). Es bleibt dann noch die Frage offen, ob dieses Moor sich in derselben eisfreien Epoche gebildet hat, in der die marinen Schichten von Hummelsbüttel abgelagert sind, die auch in Fuhlsbüttel, nur ca. 700 m vom Ohlsdorfer Friedhof, erbohrt sind. Die betr Bohrung (Grundstück Sievers in der Pottentwiete) zeigte:

0—2,25 m Sand
2,25—5,25 » Lehm
5,25—9,25 » Sand, der unten viele »Seemuscheln und Schneckenhäuser« enthielt.

Leider sind Pflanzenreste, etwa im Hangenden des marinen Sandes, nicht beobachtet. An anderen Stellen sind dieselben in den glazialen Kiesen, die im Hangenden der interglazialen Cardien- und Austernsande in Hummelsbüttel und Hinschenfelde aufgeschlossen sind, recht häufig. Es sind vorwiegend Holzstücke und Föhren- (nicht Fichten-) Zapfen, die so massenhaft auftreten, daß man annehmen muß, es haben nach Abschluß der interglazialen Meerestransgression sich noch Waldungen und Moore gebildet, die dann von den Gewässern der herannahenden jüngsten Vergletscherung zerstört und teilweise den glazialen Sedimenten einverleibt worden sind. Auch vor der Meerestransgression können solche Moore entstanden sein. Ich möchte vermuten, daß der Ohlsdorfer Torf in den einen oder andern Abschnitt dieser Periode hineingehört, vermag aber den Zusammenhang nicht nachzuweisen (Wolff).«

An zwei Stellen des Torflagers wurden von Herrn Wolff im Herbst 1905 Proben aus den einzelnen Horizonten entnommen. Die Mächtigkeit des Torfes betrug an der einen Stelle 1,3 m, an der andern 1,9 m. Das Gesamtprofil der Grube war damals nach seinen Mitteilungen folgendes:

---

[1]) In größerer Entfernung von Ohlsdorf (4 km) hat man einmal bei einer tiefen Brunnengrabung in Wellingsbüttel (Grundstück Peemöller) ebenfalls Torf unter Geschiebelehm gefunden.

Ostwand	Westwand
Sand, mit kleinen Geschieben, oben humos und eisenschüssig, unten stark lehmhaltig . ca. 1,30 m	
Sand, lehmig und stark humos ca. 0,20 »	abgeräumt
Torf, stark sandig, ohne figurierte Pflanzenteile = Torferde ca. 0,20 m	Torf, filzig, in einzelnen dünnen Lagen blätternd (Probe 1) = Carextorf . . . . . ca. 0,55 m
Torf, sehr schwach sandig, das Hangende (Probe a) mit Fichtenzapfen u. Haselnüssen, das Liegende (Probe b) mit Faulschlammbildungen durchsetzt = Sumpftorf . . . . ca. 0,40 »	Torf, braun, erdig (Probe 2) = Dytorf . . . . . ca. 0,55 »
Faulschlamm, sandig (Probe c) ca. 0,25 m	Faulschlamm, bröcklig, schwach sandig (Probe 3) . . . . . 0,50 m
Faulschlamm (Probe d) . . ca. 0,25 »	Faulschlamm (Probe 4) . . . 0,55 »
Faulschlamm, sandig-torfig (Probe e) = dyhaltige Gyttja ca. 0,20 »	Faulschlamm, sehr sandig (Probe 5) . . . . . 0,20 »
Sand	Sand

Jede untersuchte Probe war ungefähr 1 cdm groß. In der folgenden Liste sind die ermittelten Arten zusammengestellt, wobei ihre relative Häufigkeit in den verschiedenen Horizonten durch ein h (= häufig), s (= spärlich) oder ein -+- (= vereinzelt) in den Rubriken ausgedrückt ist. (Siehe S. 118 und 119.)

Zu einzelnen Arten der ermittelten Flora ist Folgendes zu bemerken.

Der heutigen urwüchsigen Flora der Gegend sind von den wichtigeren Arten der Liste fremd: *Picea excelsa* (wahrscheinlich!), *Najas major*, *Najas flexilis*, *Potamogeton trichoides* (wahrscheinlich!), *Cladium Mariscus*, *Brasenia purpurea* und *Tilia platyphyllos*. Für das Diluvium Schleswig-Holsteins sind neu: *Tilia ulmifolia* und *Cicuta virosa*.

Von *Potamogeton trichoides* CHAM. wurden sowohl Fruchtsteine mit großem Höcker und gezähntem Kiel als auch solche mit kaum angedeutetem Höcker und ganzrandigem Kiel gefunden, was auf

Nr.	Arten:	Proben, entsprechend Horizonten des Torflagers									
		a	1	b	2	c	3	d	4	e	5
1	*Taxus baccata* L. Früchte	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
2	*Picea excelsa* Lk. Zapfen, Zapfenschuppen, Nadeln, Nadelbruchstücke	h	—	s	—	—	+	—	—	—	+
3	*Pinus (silvestris)*. Peridermschuppen, Samenschalen, Samen	s	+	s	+	—	—	—	—	—	—
4	*Sparganium ramosum* Huds. Fruchtsteine	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—
5	*Potamogeton natans* L. Fruchtsteine	—	—	—	s	—	+	+	—	—	—
6	» cfr. *perfoliatus* L. Fruchtsteine	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	» » *praelongus* Wulf. »	—	—	—	—	—	s	—	—	—	—
8	» cfr. *lucens* L. »	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—
9	» *pusillus* L. u. *Potamogeton* cfr. *pusillus* L. Fruchtsteine	h	—	s	+	+	s	+	—	—	+
10	» cfr. *rutilus* Wolfg. Fruchtsteine	s	—	—	—	+	—	—	—	—	—
11	» *trichoides* Cham. Fruchtsteine	—	—	s	+	—	—	—	—	—	—
12	» *pectinatus* L. »	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—
13	» *fluitans* Roth. und *Potamogeton* cfr. *fluitans* Roth. Fruchtsteine	s	—	—	—	—	s	+	—	s	—
14	» *densus* L. Fruchtsteine	s	—	h	+	+	s	—	—	+	—
15	» sp. sp. »	—	—	s	—	+	—	—	+	s	—
16	*Najas major* All. Samen, ganz und gespalten	—	—	h	—	h	—	+	—	—	+
17	» *flexilis* Rstk. Samen	h	—	h	s	—	h	+	—	—	—
18	*Cladium Mariscus* R. Br. Ein Fruchtstein	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
19	*Carex sectio* { *Carex* / *Vignea* } sp. sp. Nüsse mit u. ohne Schlauch	—	h	s	—	—	—	—	+	s	—
20	*Carex* cfr. *dioica* L. Nüsse mit wohlerhaltenen Fruchtschläuchen	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—
21	*Carex* cfr. *riparia* Curt. Nüsse mit Fruchtschläuchen	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—
22	*Carex* cfr. *chordorrhiza* Ehrh. Nüsse mit Fruchtschläuchen	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—
23	*Carex rostrata* With. Nüsse mit und ohne Schlauch	—	h	—	—	—	—	—	—	s	—
24	*Carex filiformis* L. Nüsse mit und ohne Schlauch	—	+	—	—	—	—	—	—	s	—
25	*Populus* sp. Knospenschuppen	s	—	h	—	—	—	—	—	—	—
26	*Corylus Avellana* L. Zerbrochene Nüsse	s	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27	*Carpinus Betulus* L. Nüsse	s	—	h	—	—	—	—	+	—	+
28	*Betula alba* L. Stamm- und Astholz in kleinen Bruchstücken, Nüsse mit und ohne Flügel	+	—	—	s	—	s	+	—	s	—
29	*Betula odorata* × *verrucosa*. Eine Fruchtschuppe	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
30	*Alnus glutinosa* Gaertn. Nüßchen, Zapfenspindeln	+	—	h	—	—	+	—	+	—	—

Nr.	Arten:	Proben, entsprechend Horizonten des Torflagers									
		a	1	b	2	c	3	d	4	e	5
31	*Nuphar luteum* Sm. Samen	—	—	s	s	—	—	—	—	—	—
32	*Nymphaea alba* L. Samen	+	—	—	+	+	—	+	—	—	—
33	*Brasenia purpurea* Michx. Samen mit und ohne Deckel	+	—	h	—	—	—	+	—	—	—
34	*Ceratophyllum submersum* L. Früchte	+	—	s	s	—	+	h	+	+	—
35	» *demersum* L. Früchte	s	—	s	s	—	—	s	+	—	—
36	» » L.* *apiculatum* Cham. Früchte	h	—	—	s	—	—	—	+	—	—
37	*Cruciferae* (? *Raphanus* sp.). Obere Partie einer nicht aufspringenden, stielrunden Schote, bezw Gliederschote	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
38	*Rubus* sp. Fruchtsteine	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—
39	*Comarum palustre* L. Früchtchen	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
40	*Ilex Aquifolium* L. Fruchtsteine	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—
41	*Tilia ulmifolia* Scop. Früchte	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—
42	*Tilia platyphyllos* Scop. Eine Nuß	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
43	*Cicuta virosa* L. Teilfrüchtchen	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—
44	*Arctostaphylos Uva ursi* Spr. Fruchtstücke	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
45	*Menyanthes trifoliata* L. Samen	—	h	—	—	—	—	+	—	—	—
46	*Lycopus europaeus* L. Klausen	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—
47	*Equisetum* sp.	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
48	*Drepanocladus fluitans* (Dill.) Warnst. [1]	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—
49	» *Sendtneri** *Wilsoni* (Schpr.) Warnst.	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—
50	» *Rotae* (De Not.) Warnst.	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—
51	*Sphagnum* sp. (*S. fimbriatum* Wils. oder *S. teres* Ångstr.). Ein Astblatt	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
52	*Sphagnum subsecundum* Nees? Einzelne Astblattfragmente	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
53	*Cenococum geophilum* Fries. Peridien	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—

das diluviale Vorkommen beider von Ascherson und Gräbner[2]) unterschiedenen Hauptformen der Art in Schleswig-Holstein hindeutet, nämlich forma *condylocarpus* und forma *liocarpus*.

Najas major All. ist in unserm Lager namentlich durch die

[1]) Die Bestimmung der Moosreste hat in dankenswerter Weise Herr C. Warnstorf in Friedenau-Berlin ausgeführt.

[2]) Ascherson und Gräbner, Synopsis der Mitteleuropäischen Flora. Bd. 1. Leipzig 1896—1898.

kleinen breiten Formen der Früchte vertreten, während die großen langen Fruchtformen seltener vorkommen. Jene sind 3,9—4,0 mm lang bei einer Breite von 2,3—2,6 mm und dürften der forma *intermedia* Rendle angehören, diese sind 5—5,4 mm lang und ca. 2,2 mm breit und entsprechen wahrscheinlich der forma *communis* Rendle (Ascherson und Gräbner a. a. O.).

Von *Najas flexilis* Rostk. ist das größte aufgefundene Früchtchen 2,5 mm lang und 0,8 mm breit, das kleinste 2,2 mm lang und 0,6 mm breit. Die rezente Art erzeugt in Finnland nach Lindberg[1]) Früchtchen von 2,3—2,8 mm Länge und 0,75—1,0 mm Breite.

Die aufgefundenen Samen von *Brasenia purpurea* Michx. variieren sehr nach Größe und Form. Die Länge schwankt von 2,81—3,67 mm, die Breite von 2,11—2,75 mm. Das Verhältnis von Breitedurchmesser zu Längedurchmesser wechselt, und zwar unabhängig von der absoluten Größe der Samen, von 1 : 1,51 bis 1 : 1,2, so daß neben schlank ellipsoidischen Formen solche vorkommen, die sich der Kugel nähern.

Das Ohlsdorf-Hamburger Torflager zeigt ungestörte und ursprüngliche Lagerungsverhältnisse. Es bildet ein typisches Beispiel für den oft beobachteten Fall eines durch Vertorfung verlandeten Teiches oder Tümpels, was sowohl aus dem stratigraphischen Profil als auch aus der Pflanzenliste gut ersichtlich ist. Über das diluviale Alter des Torflagers kann meines Erachtens nach den darin aufgefundenen Pflanzenresten kein Zweifel bestehen. Ich erinnere in dieser Beziehung nur an die weiter oben genannten Arten, welche der heutigen ursprünglichen Flora der Gegend fehlen, besonders aber an *Brasenia purpurea*[2]). Das reichliche Vorkommen von gut ausgereiften, vollkommenen Samen der letzten Art sowie das Vorhandensein von *Tilia* und *Ilex* im Torf-

---

[1]) Lindberg, Harald, De i Finland förekommande arterna af slägtet Najas. Finska Mosskulturfören. Årsbok (Separat.)

[2]) Vgl. auch Stoller, J., Über die Zeit des Aussterbens der *Brasenia purpurea* Michx in Europa, speziell Mitteleuropa. Dieses Jahrb., dieser Band S. 62.

lager deuten auf ein ausgesprochen gemäßigtes Klima, wenigstens noch zur Zeit der Bildung der Schicht b 2) des Profiles.

Über das heutige Vorkommen der in der hangendsten Schicht 1) reichlich auftretenden Moose teilt mir Herr C. WARNSTORF in dankenswerter Weise Folgendes mit:

»*Drepanocladus fluitans* kommt in Waldsümpfen und Waldmooren in Europa von der Ebene bis in die Alpenregion vor. *Drepanocladus Sendtneri* ist in Wiesenmooren, Torfstichen, an Seeufern in der Ebene und niedern Bergregion Nord- und Mitteldeutschlands verbreitet. *Drepanocladus Rotae* wird in Seen und Bächen der Alpenregion häufig angetroffen, ist dagegen im Flachlande in Mooren und verlandenden Tontümpeln selten.«

Demnach sind die aufgefundenen Moose mindestens als klimatisch ziemlich indifferente, wenn nicht z. T. gar als Kälte liebende Arten zu bezeichnen. Dasselbe gilt auch von vielen der in der Schicht a 1) nachgewiesenen Phanerogamen, während andere Phanerogamen dieser Schicht zweifellos Vertreter der Flora der gemäßigten Zone sind. Man wird desalb wohl das Vorkommen der genannten klimatisch indifferenten Arten, namentlich der Moose, eher edaphischen als klimatischen Einflüssen zuschreiben dürfen. Das allgemeine geologisch wichtige Ergebnis der phytopaläontologischen Untersuchung des Ohlsdorf-Hamburger Torflagers ist also folgendes:

Das Ohlsdorf-Hamburger Torflager ist diluvialen Alters und hat sich in einer Periode mit durchaus gemäßigtem Klima gebildet, d. h. es gehört einer sogenannten Interglazialzeit an. Unter Berücksichtigung der Ergebnisse der geologischen Oberflächenkartierung in jener Gegend wird man das Ohlsdorf-Hamburger Torflager der Interglazialzeit zuweisen, die der letzten Vereisung des Gebietes vorausging.

Berlin, den 18. Februar 1908.

Löss und Schwarzerde in der Gegend von Köthen (Anhalt).

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

Die folgenden Beobachtungen umfassen die Umgegend der Stadt Köthen sowie das südwestlich davon gelegene Gebiet bis etwa zu der Linie Löbnitz-Dohndorf-Wörbzig-Pfaffendorf. Nördlich von der Stadt erstrecken sich die Untersuchungen bis hinter Klietzen.

Der geologischen Zusammensetzung nach besteht ungefähr das gesamte südlich von Köthen gelegene Gebiet aus Löß, das nördlich der Stadt befindliche aus Geschiebemergel wohl der letzten Vereisung [1]). Nur an wenigen vereinzelten Punkten wird diese »Kultursteppe« von mitteloligocänem Septarienton [2]) und oder unter Löß bezw. Geschiebemergel angeschnittenen Unteren Sanden und Kiesen des Diluviums unterbrochen.

Löß.

Aus dieser Darstellung geht zunächst hervor, daß der Löß jünger als der Geschiebemergel und die fluvioglazialen Sande und Kiese ist, da er beide Bildungen in zusammenhängender Fläche überdeckt. Er ist auch an keine Höhenlage gebunden, er findet sich in der Gegend von Löbnitz und Dohndorf bei etwa 80 m Meereshöhe und erreicht auf Pilsenhöhe mit 111,3 m in dieser

[1]) O. v. Linstow, Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Mitteldeutschland. Dieses Jahrbuch für 1905.

[2]) — — Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. Dieses Jahrbuch für 1904.

Gegend seine größte Erhebung. Seine Mächtigkeit ist nicht groß, sie beträgt ziemlich konstant 8—12 dcm, doch ließen sich durch Handbohrung einige wenige (fünf) räumlich begrenzte Stellen nachweisen, bei denen der Löß plötzlich eine durch die Oberflächenform des Geländes nicht bedingte Mächtigkeit von über 2 m besitzt.

Aufschlüsse sind in dem behandelten Gebiete ungewöhnlich spärlich, am besten ist der Löß noch in der Kiesgrube unmittelbar südlich von Pilsenhöhe zu studieren, ebenso gut auch in der Kiesgrube am Weinberge südöstlich von Dohndorf. Weniger günstig sind die Sandgruben südlich von Köthen, zwischen der Stadt und der Bahn Köthen-Bernburg gelegen.

Dem Löß dieser Gegend scheint eine Steinsohle zu fehlen, ebenso wurden auch keine Lößkindel und Fossilien beobachtet. Der nächste fossilführende Löß wird in Anhalt wohl bei Hoym[1]), Kreis Ballenstedt, anstehen, in dem sich fanden: *Helix hispida*, *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*, während der benachbarte Löß der Magdeburger Börde ebenfalls fossilfrei[2]) ist und der Lößpuppen entbehrt.

Als eines der wichtigsten Kennzeichen des Lösses von Köthen sei zunächst hervorgehoben, daß er stets und überall humifiziert ist, kein einziger Punkt konnte festgestellt werden, an dem dieser Humusgehalt fehlte. Die Mächtigkeit dieser humosen Rinde kann 3—11 dcm ausmachen, ist aber gewöhnlich auf den Betrag von 5—8 dcm beschränkt; nur in einzelnen Fällen, bei geringer Mächtigkeit des Lösses, greift die Humifizierung auch auf die liegenden Sande über (vereinzelte Punkte unmittelbar südlich von Köthen).

Wie bekannt, stellt der Löß im primären, unveränderten Zustande eine kalkhaltige Bildung dar. Erst später ist durch sekundäre Veränderungen der kohlensaure Kalk bis zu einer gewissen Tiefe fortgeführt und so der Löß oberflächlich in Lößlehm umgewandelt. Diese Erscheinung läßt sich auch bei dem Löß von Köthen feststellen, der kalkhaltige, unveränderte Löß wird stets erst in einer gewissen Tiefe angetroffen, die entweder der Mäch-

[1]) Kunth, Zeitschr. der D. Geol. Ges. 16, 1864, S. 357.

[2]) F. Wahnschaffe, Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg. Abhandlung z. geol. Spezialkarte v. Preußen usw. VII, 1, S. 27. Berlin 1885.

tigkeit der Humifizierung entspricht oder aber — falls sich nämlich noch zwischen humoser Rinde und unverändertem Löß ein humusfreier Lößlehm einschiebt — dieselbe etwas übertrifft. Diese beiden Fälle entsprechen also den Profilen

$$\frac{H\wp}{K\wp} \quad \text{bezw.} \quad \frac{H\wp}{\frac{\wp}{K\wp}}.$$

Hieraus geht hervor, daß nach Ablagerung des Lösses eine Entkalkung (Verlehmung) eintrat, und erst, nachdem dieser Prozeß eine Weile angedauert hatte, die Humifizierung begann. Als ganz besonders wichtig sei hervorgehoben, daß die Grenze von Lößlehm zu dem darunter folgenden Löß stets scharf ist und entsprechend der Grenze von Geschiebelehm zum Geschiebemergel unregelmäßig wellenförmig verläuft.

Aber noch eine zweite sehr wichtige Eigentümlichkeit macht sich beim Löß von Köthen bemerkbar. Prüft man die durch Handbohrungen aus den verschiedenen Tiefen gewonnenen Proben mittels verdünnter Salzsäure, so zeigt sich, daß in einer sehr großen Anzahl von Fällen die obersten Dezimeter einen Kalkgehalt aufweisen. Dieser Kalkgehalt ist nun in keiner Weise ident mit dem primären Kalkgehalte des tiefer liegenden, unveränderten Lösses. Dafür spricht einmal der Umstand, daß der Gehalt an kohlensaurem Kalke in diesen obersten Schichten ungleich geringer ist als der des eigentlichen Lösses. Davon können schon ganz rohe Versuche überzeugen: beim Betupfen dieser oberen Schichten mit Salzsäure erfolgt die Gasentwicklung nur zögernd und oft kaum bemerkbar gegenüber dem lebhaften Aufschäumen bei dem unveränderten Löß. Wir wissen aber auch, daß die diluvialen Ablagerungen mit Ausnahme einiger wenigen interglazialen Bildungen ursprünglich stets kalkhaltig gewesen sind und daß die Entkalkung immer eine vollständige ist, d. h., es wird nicht eher eine bestimmte Zone in Angriff genommen, bevor nicht die nächst höhere Schicht vollständig entkalkt ist. Derselbe Vorgang wird sich auch beim Löß abgespielt haben, und wir hätten hier, falls wir den Kalkgehalt der höheren Schichten als primär ansehen würden, zum ersten Male ein Beispiel eines nach oben hin ab-

nehmenden Kalkgehaltes. Der einwandfreie Beweis aber, daß jener Kalk der Rinde sekundär ist, wird durch die an einer Anzahl von Bohrungen nachgewiesene Tatsache erbracht, daß sich stellenweise zwischen der kalkführenden Rinde und dem unveränderten Löß eine meist nur geringmächtige Zone kalkfreien Lößlehmes einschiebt:

$$\frac{\breve{K}\varrho}{\frac{\varrho}{K\varrho}}.$$

Auch hier hat also, wie aus diesem Profile hervorgeht, genau wie bei der Humifizierung, die sekundäre Kalkung erst dann eingesetzt, nachdem der kalkhaltige Löß bis zu einer gewissen Tiefe verlehmt war. Die Analogie mit der Humifizierung wird noch größer durch die Beobachtung, daß in zahlreichen Fällen die sekundäre Kalkung den gesamten Lößlehm umfaßt, wie auch oben die Humifizierung sich gelegentlich bis zum unveränderten Löß erstrecken kann. Diese Tatsachen scheinen dafür zu sprechen, daß beide Vorgänge, sekundäre Kalkung und Humifizierung, nahezu gleichzeitig erfolgten oder auf gleiche Ursachen zurückzuführen sind. Das Verhältnis beider Veränderungen inbezug auf ihre Mächtigkeiten läßt keine strenge Gesetzmäßigkeit erkennen, bald ist die Humifizierung, bald die sekundäre Kalkung um ein Weniges tiefer eingedrungen, so daß dadurch die verschiedensten Profile entstehen können:

$$\frac{H\breve{K}\varrho}{K\varrho};\quad \frac{H\breve{K}\varrho}{\frac{H\varrho}{K\varrho}};\quad \frac{H\breve{K}\varrho}{\frac{\breve{K}\varrho}{K\varrho}};\quad \frac{H\breve{K}\varrho}{\frac{H\varrho}{\frac{\varrho}{K\varrho}}};\quad \frac{H\breve{K}\varrho}{\frac{K\varrho}{\frac{\varrho}{K\varrho}}}.$$

Aus den Beobachtungen im Felde schien ferner noch hervorzugehen, daß die Grenzen von $H\varrho$ bezw. $\breve{K}\varrho$ nach unten hin undeutlich und verschwommen verlaufen, eine Erkenntnis, die für spätere Schlußfolgerungen sehr wichtig ist. Den tatsächlichen Beweis hierfür verdankt Verfasser den Beobachtungen von Leppla aus dem Gebiete des an guten Aufschlüssen ungleich reicheren Rheinlösses, cf. S. 139. Auch Wahnschaffe[1]) hebt die Abnahme

[1]) F. Wahnschaffe, a. a. O., S. 25.

des Humusgehaltes nach unten im Löß der Magdeburger Börde besonders hervor und belegt diese Beobachtung durch Analysen.

Eine weitere Veränderung und Komplizierung der Profile tritt dadurch ein, daß nun die oberste, den sekundären Kalk führende Schicht durch die Atmosphärilien ihres Kalkgehaltes zum Teil oder ganz beraubt wird, wodurch wir Profile von der Zusammensetzung

$$\frac{H\varrho}{H\ddot{K}\varrho}, \quad \frac{\varrho}{K\varrho}, \qquad \frac{H\varrho}{\frac{\varrho}{K\varrho}} \quad \text{usw.}$$

erhalten.

Ist die Decke von Löß sehr geringmächtig, so ist auch bald der sekundäre und primäre Kalkgehalt gänzlich fortgeführt; wir erhalten dann die scheinbar sehr einfachen Profile

$$\frac{H\varrho}{ds} \quad \text{oder} \quad \frac{H\varrho}{\partial m},$$

bei denen aber sowohl der primäre Kalkgehalt wie auch der sekundäre früher vorhanden war und erst später ausgelaugt wurde (einige Punkte südwestlich von Wörbzig). Unentschieden muß es zunächst bleiben, ob zur Zeit der zweiten Entkalkung auch der Humusgehalt oberflächlich etwas abgenommen hat. Makroskopisch ist wenig davon zu erkennen, nur an vereinzelten Punkten westlich und südwestlich von Baasdorf war eine etwas deutlichere Abnahme des Humusgehaltes zu bemerken, wie auch Wahnschaffe (a. a. O., S. 25) einige humusärmere Oberkrumen erwähnt. Es ist ja auch leicht zu verstehen, daß der unter gewissen Bedingungen leicht lösliche Kalk fortgeführt werden konnte, während die jetzt schwer löslichen oder unlöslichen Humusverbindungen zum größten Teile erhalten blieben und noch heute erhalten sind.

Besondere Aufmerksamkeit verdient sodann der Kalkgehalt des unter dem Löß vorhandenen Geschiebemergels bezw. der Sande und Kiese. Dabei hat sich ergeben, daß fast ganz überwiegend diese unter dem Löß meist mit scharfer Grenze auftretenden Bildungen kalkführend sind. Dieser Kalkgehalt kann durch zweierlei bedingt sein. Entweder rührt er von der teilweisen Entkalkung des Lösses her, dessen Kalkgehalt also nach unten abgewandert

wäre, oder aber, er stellt den ursprünglichen Kalkgehalt des unveränderten Mergels bezw. der Sande und Kiese dar. Im ersteren Falle müßte an der Grenze von Löß zu den darunter liegenden Bildungen — wenn nicht der durchlässigen Sande und Kiese, so doch des undurchlässigen Geschiebemergels — eine Anreicherung des kohlensauren Kalkes stattgefunden haben oder in den obersten Schichten dieser Bildungen selbst auftreten. Weder die zahlreichen Handbohrungen noch die Aufschlüsse lassen aber eine derartige Zunahme oder Ausscheidung von Kalk erkennen; die Profile ergeben von der Grenze zum Löß an nach unten einen ununterbrochen gleichmäßigen Kalkgehalt. Somit wird wohl letzterer darauf zurückzuführen sein, daß er im wesentlichen den noch unveränderten Boden darstellt, der noch nicht lange Zeit der Verwitterung ausgesetzt gewesen ist. Dazu kommt noch eine Beobachtung. Es zeigte sich, daß doch an einzelnen Punkten eine geringe Entkalkung des Geschiebemergels bezw. der fluviatilen Bildungen eingetreten war, und zwar erwiesen sich bei diesem unter Löß befindlichen Geschiebemergel von 310 Handbohrungen 9 kalkfrei, d. h. 2,9 pCt., von 377 Bohrungen auf Sand und Kies deren 73, d. h. 19,4 pCt. Diese Erscheinung scheint ebenfalls dagegen zu sprechen, daß der in den übrigen Fällen vorhandene Kalkgehalt der liegenden Schichten vom Löß herrührt, da nicht einzusehen ist, warum einmal dieser — dann sekundäre — Kalk sich nicht an allen Punkten finden sollte, und zum anderen, warum sich bei dem Geschiebemergel gegenüber den Sanden und Kiesen eine so erhebliche Verschiedenheit in dem Prozentgehalte der kalkfrei angetroffenen Bohrungen bemerkbar macht. Die ganzen Beobachtungen lassen daher wohl nur die Deutung zu, daß die verhältnismäßig geringe Anzahl von Bohrungen, die einen entkalkten Untergrund antrafen, auf eine eben beginnende Verwitterung dieser Schichten hinweist; sie zieht konsequenter Weise den Schluß nach sich, daß die Bedeckung durch Löß unmittelbar oder fast unmittelbar nach Ablagerung des Geschiebemergels bezw. der Sande und Kiese stattgefunden hat, ehe eine tiefgründige Verwitterung dieser Bildungen Platz greifen konnte.

Die Tatsache, daß ein wesentlich höherer Prozentsatz der

Sande und Kiese unter dem Löß entkalkt angetroffen wurde als beim Geschiebemergel, erklärt sich teils durch die ungleich größere Durchlässigkeit der Sande, teils aber auch dadurch, daß an manchen dieser Punkte der Löß eine so geringe Mächtigkeit von nur wenigen Dezimetern besaß, daß er nun nicht mehr als schützende Decke dem Untergrunde gegenüber wirken konnte (Gegend südwestlich von Wörzig).

In Einklang mit der Annahme einer sofortigen Bedeckung dieses Gebietes durch Löß steht auch das oben erwähnte plötzliche, aber vereinzelte Auftreten eines Lösses, der über 2 m Mächtigkeit besitzt. Diese Erscheinung scheint darauf zurückzuführen zu sein, daß in dem Boden vor Bedeckung mit Löß Auskesselungen vorhanden waren (wohl Wirkungen der auf Eisspalten herabstürzenden Schmelzwässer), und daß die Bedeckung durch Löß so rasch erfolgte, ehe diese Auskolkungen und Vertiefungen im Boden eingeebnet und zugeschlämmt werden konnten.

Entstehung des Lösses.

Die Entstehung des Lösses läßt sich immer nur von Fall zu Fall entscheiden. In unserem Gebiete erscheint eine rein fluviatile Bildung vollkommen ausgeschlossen, da es einmal an abschließenden Beckenrändern oder Flußbegrenzungen durchaus fehlt, andererseits der Löß an keine Höhenlage gebunden ist.

Geschiebemergel.

Die Humifizierung des in Frage stehenden Gebietes ist nun keineswegs auf den Löß beschränkt, sondern greift unvermindert auch auf den sich nördlich von Köthen anschließenden Geschiebemergel über (Schwarzerde). In genau derselben Weise wie beim Löß ließ sich auch in diesem Schwarzerde-Gebiete eine sekundäre Kalkung nachweisen, wiederholt wurden die Profile beobachtet:

$$\frac{\overset{*}{\text{H}}\overset{*}{\text{K}}\text{SL}}{\overline{\text{SL}}} \quad \text{oder} \quad \frac{\overset{*}{\text{H}}\overset{*}{\text{K}}\text{SL}}{\overline{\text{HSL}}} \quad \text{usw.,}$$
$$\overline{\text{SM}} \qquad\qquad \overline{\text{SM}}$$

und auch hier ist mitunter der sekundäre Kalk teilweise oberflächlich wieder entfernt. Die wohl auf gleiche Ursachen zurückzu-

führenden Beziehungen zwischen Humifizierung und sekundärer Kalkung greifen gleichfalls hier Platz, bald überwiegt die Humifizierung, bald die sekundäre Kalkung nach der Tiefe zu um einen geringen Betrag.

Beiläufig mag noch bemerkt werden, daß nördlich der Elbe, in der Gegend von Möckern und Loburg, mitteloligocäner Septarienton in großer flächenhafter Verbreitung zu Tage tritt, der ebenfalls stark humifiziert ist. Verf. verdankt Herrn Dr. SCHMIERER die sehr wichtige Notiz, daß man auch hier gleich wie bei dem eben erwähnten Geschiebemergel gelegentlich kalkfreie Zonen zwischen kalkhaltigen antreffen kann, die den Profilen entsprechen

$$\frac{\text{HKT}}{\text{T}}\ \text{bezw.}\ \frac{\text{HKT}}{\text{HT}}\ \text{usw.}$$
$$\text{KT} \qquad\qquad \text{KT}$$

Immerhin sind die kalkfreien Zonen beim Geschiebemergel und beim Septarientone ungleich seltener als beim Löß.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich folgende gemeinsame Entwicklung des ganzen Gebietes:

Richtung der fortschreitenden Veränderungen	Lößfreies Gebiet	Lößgebiet
↑	Zweite Entkalkung des Geschiebemergels	Zweite Entkalkung des Lösses, zum Teil (bei dünner Decke) erste Entkalkung des Geschiebemergels, der Sande und Kiese
↑	Humifizierung und sekundäre Kalkung des gesamten Gebietes	
↑	Fortsetzung der Entkalkung	Erste Entkalkung (Verlehmung) des Lösses
↑	Beginnende Entkalkung des Geschiebemergels	Bedeckung des Geschiebemergels, der Sande und Kiese durch Löß
↑	Ablagerung des Geschiebemergels, der Sande und Kiese.	

Entstehung der sekundären Veränderungen.

a) Humifizierung.

So sehr man über die einzelnen Vorgänge bei der Schwarzerde-Bildung noch im Unklaren ist, so scheint es doch sicher zu sein, daß die Humifizierung auf die komplizierte Zersetzung einer ungeheuer großen Anzahl von Pflanzenvegetationen — einige Autoren nehmen ohne Beweis eine Steppenflora an — zurückzuführen ist, die sich nach Ablagerung des Lösses auf diesem und zu gleicher Zeit auf dem ebenfalls durch hohe Fruchtbarkeit ausgezeichneten Geschiebemergel (bezw. Septarienton) ansiedelten.

Aber wie bei der Verwitterung von Pflanzen unter gewöhnlichen Bedingungen niemals reichliche Mengen von humosen Bildungen entstehen und erhalten bleiben können, so wird es auch bei der Schwarzerde sein. Auch diese Bodenart wird sich, ähnlich wie Torfmoore der Gegenwart, nur bei teilweisem Abschlusse der Luft unter gleichzeitiger Mitwirkung von Feuchtigkeit gebildet haben. Wenn wir auch gegenwärtig in dieser Gegend größere im Zusammenhange stehende Sümpfe und Niederungen ausschalten müssen, so können doch gewaltige und langandauernde Mengen atmosphärischer Niederschläge der Humifizierung großen Vorschub geleistet haben. Hierfür spricht noch eine Beobachtung. In der Gegend von Zehringen, Merzien und Klepzig, die sich unmittelbar östlich an unser engeres Gebiet anschließt, bildet das flachwellige Gelände an manchen Stellen wenig tiefe Senken. Auch hier ist der Boden — Oberer Geschiebemergel — überall humifiziert, es macht sich aber, beiläufig bemerkt, hinsichtlich der sekundären Kalkführung eine durchgehende Verschiedenheit bemerkbar. Fast überall nämlich, wo der Geschiebemergel die geringen Erhebungen des dortigen Gebietes einnimmt, ist der sekundäre Kalkgehalt wieder fortgeführt, dagegen ist er in den Senken regelmäßig noch erhalten. Diese Beobachtung läßt darauf schließen, daß diese Senken nach Ansiedelung der Vegetationsdecke eine recht erhebliche Zeit lang mit Wasser gefüllt waren. Diese Gewässer hinderten die Entkalkung der obersten Schichten, weil sie mit kohlensaurem Kalke gesättigt waren, sie waren nun nicht mehr in der Lage,

weiteren Kalk aus dem Boden aufzunehmen. Unterstützt wird diese Annahme dadurch, daß man in dieser Gegend noch heute, oft weitab von fließenden Gewässern, nach vielen Tausenden zählende Schalen von Süßwasser-Gastropoden neben *Succinea* u. a. vorfindet, die früher in der Niederung gelebt haben. Es ließ sich auch in Erfahrung bringen, daß dieses ganze Gebiet bis Mitte der 50er Jahre des vorigen Jahrhunderts teils aus sumpfigen Wiesen bestand, teils einen üppigen Wald beherbergte, vor allem Weiden, dann aber auch Eichen und Ellern in großer Anzahl. Erst seit jenem Zeitpunkte wurden diese Sümpfe durch den künstlich angelegten Landgraben und die Ziethe entwässert, um nun als ungemein fruchtbares Ackerland verwertet zu werden.

Aus dieser kleinen Abschweifung geht hervor, daß tatsächlich noch in geschichtlicher Zeit in diesem Gebiete größere Niederungen vorhanden gewesen sind, die die Humifizierung begünstigten; bei dem übrigen Gebiete, besonders der Lößgegend, müssen wir dagegen die Mitwirkung gewaltiger und langandauernder atmosphärischer Niederschläge in Anspruch nehmen.

b) Sekundäre Kalkung.

Hinsichtlich der Zuführung des sekundären Kalkes können wir zunächst eine Anzahl negativer Quellen mit Sicherheit ausscheiden.

Daß diese Kalkführung nicht auf eine künstliche Kalkung des Bodens zurückzuführen ist, bedarf bei der Tiefe und gleichmäßigen Verbreitung jener Erscheinung keines Beweises, obwohl zahlreiche Felder südlich von Köthen künstlich gekalkt werden. Ebenso ist der Kalkgehalt auch nicht etwa von einigen geringen Höhen aus kalkhaltigen Gebieten in das tiefer liegende Gelände herabgespült, dazu sind hier die Höhenunterschiede viel zu gering. Die Annahme, den Vorgang der sekundären Kalkung auf eine erneute Bedeckung mit kalkhaltigem Löß zurückzuführen, liegt zunächst nahe, muß aber vollkommen aufgegeben werden, da, wie oben gezeigt wurde, dieser Prozeß gleich dem der Humifizierung durchaus nicht auf den Löß beschränkt ist, sondern sich in gleicher Weise bei dem nördlich von Köthen unmittelbar anschließenden lößfreien Geschiebemergel bemerkbar macht.

Die oben gewonnenen Anschauungen, die in der Tabelle, S. 129, zum Ausdruck gebracht sind, haben es im hohen Grade wahrscheinlich gemacht, daß die Humifizierung und die sekundäre Kalkung auf analoge Vorgänge zurückzuführen sind. Beide sind sicher erst nach teilweiser Verlehmung des Lösses entstanden und schließen, was sehr wichtig ist, nach unten zu ohne scharfe Begrenzung ab.

Diese gemeinsamen Beziehungen lassen den Verdacht aufkommen, daß beiden Erscheinungen auch die gleiche Entstehung zugrunde liegt. Wenn also die Humifizierung auf eine eigentümliche und langandauernde Zersetzung von Pflanzen zurückgeführt wird, so wird auch dieser sekundäre Kalkgehalt als ein Rest jener Verwitterung derselben damaligen Vegetationsdecke zu deuten sein. Um dieser Annahme näher nachzugehen, ist es nötig, die Analysen einiger Gewächse zu verfolgen.

Von besonderer Wichtigkeit ist hierbei zunächst die Tatsache, daß einige Pflanzen in der Lage sind, aus einem kalkarmen Boden eine erhebliche Menge von kohlensaurem Kalke in sich aufzuspeichern und zu konzentrieren. So vertragen nach Schimper[1]) (S. 107) die Edelkastanie *(Castanea vesca)* und die Strandkiefer *(Pinus pinaster)* zwar durchaus keine kalkreichen Bodenlösungen — auf erstere soll schon ein Kalkgehalt von 3 pCt. tödlich wirken — trotzdem reichern aber diese Bäume in ihrer Asche einen erheblichen Gehalt an Kalk an. Die Asche eines auf kalkarmem (0,35 pCt. CaO in der Oberkrume, 0,20 pCt. im Untergrunde) Kiesel-Tonboden gewachsenen *Castanea vesca* enthielt

Blätter	45,37 pCt.	CaO
Holz	73,26 »	» !

Die Asche einer auf gleichem kalkarmen Boden gewachsenen Strandkiefer enthielt 40,20 pCt. CaO!

Ferner ist das stete Anwachsen des Kalkgehaltes der Blätterasche mit zunehmendem Alter der Organe von Bedeutung

[1]) A. W. F. Schimper, Pflanzengeographie auf physiologischer Grundlage. Jena 1898, S. 105—118.

(Czapek [1]), S. 793); es ist festgestellt, daß in alten Blättern die zehn- und mehrfache Menge des im Jugendzustande der Blätter vorhandenen Kalkgehaltes aufgespeichert wird. Hierfür nur ein Beispiel. Es betrug der Kalkgehalt von *Pinus austriaca* bei ganz jungen Nadeln

im	Juni			0,74	‰ CaO
»	Oktober	desselben	Jahres	3,63	» »
»	Mai	des 2.	Lebensjahres	4,35	» »
»	Oktober	» 2.	»	5,39	» »
»	Mai	» 3.	»	6,71	» »
»	Oktober	» 3.	»	6,79	» »
»	Mai	» 4.	»	10,14	» »
»	Oktober	» 4.	»	12,83	» »
»	Mai	» 5.	»	18,92	» »

In Prozenten der Reinasche stieg der Kalkgehalt an von 15,53 bis 69,32 pCt. (Czapek, S. 796).

Analysen von Feldunkräutern zeigen ebenfalls einen erheblichen Reichtum an Kalk, trotzdem ihr Nährboden an CaO nur enthielt:

in HCl löslich	0,30 pCt.
in HCl unlöslich	0,63 »

Der Betrag an Kalk (CaO) machte nämlich aus [2]) in 100 Teilen der Reinasche bei

Sedum Telephium [3])	36,5
» » Stengel und Blätter	39,5
» » Wurzeln	22,9
Geranium dissectum	27,9
Myosotis arvensis	32,0
Anagallis arvensis	20,6
Rumex acetosella	20,1
Stellaria media	14,0
Veronica arvensis	24,4
Senecio vulgaris	18,0

[1]) C. Czapek, Biochemie der Pflanzen. Jena 1905, Bd. II, S. 793—796.

[2]) E. Wolff, Aschen-Analysen von landwirtschaftlichen Produkten usw., Berlin 1871, S. 137.

[3]) Z. B. auf lößähnlichem Staubsand der Gegend von Niemegk (Fläming) häufig!

Andere Pflanzenanalysen ergaben (Wolff, S. 138)

Ajuga reptans

in 100 Teilen der Reinasche:

a) Kalkboden 37,16 $CaCO_3$: 23,73 CaO,

b) Tonboden, durch Verwittern des Granites entstanden, 0,14 pCt. CaO : 15,70 CaO.

Erica vulgaris

Tonboden . . . 0,14 pCt. CaO : 12,02 CaO

Matricaria Chamomilla

im Boden . . . 0,42 » » : 23,22 »

Blüten, im Boden 0,43 » » : 19,72 »

Rumex acetosa, auf zähem Tonboden gewachsen 18,36 CaO

Senecio Jacobaea, schwerer Tonboden . . . 14,57 »

Sinapis arvensis, sandiger Lehmboden . . . 33,71 »

Urtica dioica, Stengel, sandiger Lehmboden . 20,08 »

» » Blätter, » » . 36,40 »

Die Blätter einiger 5—9 Jahre alter Bäumchen, die auf gleichem Silikatboden der Tertiärformation gewachsen waren, enthielten [1])

im Mai in 100 Teilen der Reinasche 24,63 pCt. CaO

» September » » » » » 49,09 » »

» Oktober » » » » » 54,08 » »

Alle diese Analysen zeigen demnach, daß sehr viele Gewächse in der Lage sind, aus einem ungewöhnlich kalkarmen Boden einen relativ ganz bedeutenden Kalkgehalt auszuziehen und aufzuspeichern, einen Gehalt, der in keiner Weise der chemischen Zusammensetzung ihrer Nährböden entspricht.

Wenn wir demnach die Humifizierung sowohl wie die sekundäre Kalkung auf die lang andauernde Zersetzung von unzähligen Pflanzengenerationen zurückführen, die viele Tausende oder Zehntausende von Jahren hindurch andauerte, so bedarf doch noch der Ursprung dieser sekundären Kalkung eingehender Erörterung.

[1]) E. Wolff, Aschen-Analysen von land- und forstwirtschaftlichen Produkten usw. Zweiter Teil. Berlin 1880, S. 131.

Denn es steht nach unserer Auffassung fest, daß die Besiedelung des Lösses mit einer Vegetationsdecke erst relativ spät erfolgte, erst dann, als ein erheblicher Teil des Lösses entkalkt, d. h. verlehmt, war. Aber wenn auch in diesem Lößlehm der kohlensaure Kalk vollständig verschwunden ist, so bleibt doch noch immer ein Gehalt an Kalkerde, CaO, in ihm übrig. Diese Tatsache ist durch zahlreiche Analysen belegt. Folgen wir WAHNSCHAFFE[1]), so gibt er nach Abzug der Carbonate folgende Werte für den Gehalt des Lösses an CaO an (Bördelöß; Rheingebiet usw.):

0,02 pCt. CaO
0,03 » »
0,51 » »
0,55 » »
0,59 » »
0,62 » »
0,70 » »
2,00 » »
2,70 » »

Lassen wir die extremen Minima und Maxima fort, so erhalten wir als mittleren Wert für CaO: 0,57 pCt. Neuere Analysen veröffentlichte E. KAISER[2]); er gibt von Dikopshof, Landkreis Bonn, Werte von CaO an, die bei verlehmtem Löß zwischen 0,38 und 0,69 pCt., bei verlehmtem Sandlöß zwischen 0,34 und 0,65 pCt. schwanken. Der oben ermittelte Durchschnittswert von 0,57 pCt. CaO würde nun schon einem Gehalte an kohlensaurem Kalke von etwas über 1 pCt. (1,02) entsprechen, während die mit diesen Angaben sehr gut übereinstimmenden Durchschnittswerte von Dikopshof nur um ein Geringes niedriger sind.

Es ist schon oben hervorgehoben worden, daß gute Aufschlüsse im Lößgebiete von Köthen spärlich sind; indessen gelang es doch, südlich von dem Dorfe Prosigk einwandfreies Analysenmaterial zu erhalten. Das Profil im Aufschlusse war folgendes:

[1]) F. WAHNSCHAFFE, a. a. O., S. 36 u. 37.

[2]) E. KAISER, Das akademische Gut Dikopshof, herausgegeben von der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt Berlin 1906, S. 36 u. 37.

Aufgefüllter Boden	1—2 dcm
$H\overset{*}{K}\wp$	4—5 dcm
$K\wp$	4 dcm
	∞m

Wie man sieht, fehlt hier (wie auch sonst oft) der Lößlehm; es folgt die Zone mit der sekundären Kalkführung unmittelbar über dem unveränderten Lösse. Nach gütiger Ermittlung des Herrn Apothekers Elbe in Kemberg, dem Verfasser auch an dieser Stelle für die vielfache Unterstützung seinen Dank ausspricht, betrug der Gehalt an kohlensaurem Kalke in der sekundären Zone

erste Bestimmung . . . . . 4,95 $CaCO_3$
zweite » . . . . . 4,85 »

und in dem unveränderten Lösse

erste Bestimmung . . . 23,45 pCt. $CaCO_3$
zweite » . . . 22,95 » »

Diese letzten Werte nähern sich nun schon etwas den von Wahnschaffe (a. a. O., S. 36) angegebenen Maximalwerten des Gehaltes an kohlensaurem Kalke im Löß von 36 pCt. (zwischen Mainz und Worms). Hierdurch wird die schon oben (S. 124) angedeutete Vermutung bewiesen, daß wenigstens in dieser Gegend der Kalkgehalt der sekundären Kalkung erheblich geringer ist als derjenige des unveränderten Lösses.

Nun haben wir eben gesehen, daß die meisten Pflanzen in der Lage sind, aus einem relativ sehr kalkarmen Boden einen nicht unerheblichen Gehalt an Kalk auszuziehen und daß bei der Umwandlung von Kalkerde, CaO, in kohlensauren Kalk, $CaCO_3$, nahezu eine Verdoppelung der Werte eintritt. Aber wie eine einfache Berechnung ergibt, ist es infolge der geringen Mengen von CaO in dem Lößlehme völlig unmöglich, allein durch Umwandlung von CaO in $CaCO_3$ Werte zu erhalten, die den oben angeführten von fast 5 pCt. $CaCO_3$ entsprechen. Aus diesem Grunde ist es nötig, auf die Fähigkeit der Pflanzen zurückzugreifen, mit ihren Wurzeln tief in den Boden einzudringen, um daraus ihre Nahrung zu holen. Es steht fest, daß sehr viele Wurzeln nach Möglichkeit bestrebt sind, den Grundwasserspiegel zu erreichen, um diejenige

Feuchtigkeit zu erlangen, die sie für ihre Existenz brauchen. Erfahrungsgemäß sind die Wurzeln bei nahem Grundwasserstande nur kurz, besitzen dagegen bei größerer Tiefe des Grundwassers auch entsprechend größere Länge. Auf diese Weise ist es möglich, daß bei sehr tiefem Wasserstande (nach gütiger Mitteilung des Herrn Professor POTONIÉ) die Pflanzenwurzeln in einigen Fällen eine Länge bis zu 20 m erreichen können. Derartige Tiefen sind aber bei unserem Löß in keiner Weise vorhanden, wir sahen oben (S. 123), daß der Löß der Gegend von Köthen durchschnittlich nur 0,8—1,2 m Mächtigkeit besitzt.

Was im besonderen die Wasserkapazität des Lösses anlangt, so ist bekannt, daß der Löß zwar wasserdurchlässig, aber zu gleicher Zeit in hohem Maße wasserhaltend ist. Sämtliche Tagewässer werden sich also, einerlei ob der Untergrund undurchlässig (Geschiebemergel) oder durchlässig (Sande und Kiese) ist, in dem Löß zum Teil aufstauen, d. h. am reichlichsten nach seiner Basis zu vorfinden, gerade in derjenigen Zone, die den noch unveränderten Löß führt. Aus ihm holen nun die Pflanzenwurzeln nicht nur Feuchtigkeit, sondern den für sie unter Umständen ebenso wichtigen kohlensauren Kalk (und andere Nährstoffe) heraus und reichern ihn in ihren oberirdischen Teilen an.

Wir führen also die sekundäre Kalkung und die Humifizierung im Löß teils auf direkte Entnahme aus dem unveränderten Löß, teils auf die Umwandlung von CaO in $CaCO_3$ zurück, beidesmal unter andauernder Mitwirkung von zahllosen Gewächsen, die nun verwitterten und infolge reichlicher Niederschläge die heutige Schwarzerde lieferten. Nach Vollendung des Prozesses erfolgte dann zum Teil eine nochmalige Auslaugung des kohlensauren Kalkes der obersten Schichten in der sekundären Rinde, so daß wir in einem vollständigen Profile (unter Fortlassung der Humifizierung) folgende vier Schichten übereinander erhalten (cf. Tab. Seite 129):

$$\frac{\varrho}{K\varrho}\cdot\frac{\varrho}{K\varrho}$$

Daß die Humifizierung bald tiefer als die sekundäre Kalkung, bald weniger tief eingreift, ist oben näher auseinandergesetzt worden.

Dieser Erklärungsversuch der Schwarzerde beseitigt vor allem die große Schwierigkeit, die in der so außerordentlich verschiedenen Höhenlage liegt, in der diese Bildung auftritt.

Inwiefern das eben erwähnte Profil

$$\frac{\mathfrak{L}}{\frac{\breve{K}\mathfrak{L}}{\frac{\mathfrak{L}}{K\mathfrak{L}}}}$$

in Beziehung zu setzen ist mit der von Altenburg[1]) und aus der Gegend des Rheines[2]) angenommenen Gliederung in einen älteren und einen jüngeren Löß (Altenburg: $\frac{\frac{\mathfrak{L}}{K\mathfrak{L}}}{\frac{\mathfrak{L}}{K\mathfrak{L}}}$!!), muß vorläufig unerörtert bleiben, immerhin sei auf folgende zwei Punkte ganz kurz aufmerksam gemacht.

Nach gütiger Mitteilung des Herrn Dr. Dammer verläuft der Übergang vom »älteren« Lößlehm zum »jüngeren« kalkführenden Löß von Altenburg nach zahlreichen Untersuchungen ganz allmählich und unmerklich, so daß die Oberfläche des »älteren« Lößlehmes kaum jemals eine alte Terrainoberfläche gewesen ist, ganz abgesehen davon, daß es sich bei diesen vier Zonen nicht um eine durchgehende Erscheinung handelt. Denn Dammer (Erl. zur geolog. Karte von Preußen usw. Lf. 113, Blatt Altenburg, S. 40) weist darauf hin, daß nur 600 m östlich von dem Hauptaufschlusse nur noch eine entkalkte und eine kalkhaltige Partie bei sonst gleicher Lößmächtigkeit (4,3—6,4 m) vorhanden

---

[1]) K. Keilhack, Über das Auftreten zweier verschieden altriger Lösse in der Gegend von Altenburg und Meuselwitz. Zeitschr. der Deutschen geolog. Ges. 50, 1898. Verh. d. Ges., S. 179.

[2]) G. Steinmann, Die Entwicklung des Diluviums in Südwest-Deutschland. Zeitschr. der Deutschen geolog. Ges. 50, 1898. Verh. d. Ges., S. 91 ff. — Über das Diluvium am Rodderberge. Sitzungsber. der Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Bonn 1906.

ist. Und sehr bemerkenswerter Weise hat Herr Prof. Leppla nach freundlicher schriftlicher Mitteilung am Rheine genau dieselben Beobachtungen gemacht, er erwähnt, daß ihm aus dem Rheinlande mehrfach Lößprofile bekannt sind, in denen zwischen zwei Lössen eine Lößlehmlage eingeschaltet ist. Aber während die Grenze von Lößlehm zum darunter liegenden Löß scharf verläuft, geht der Lößlehm nach oben allmählich in den hangenden

$$\text{Allmählicher Übergang} \quad \frac{\text{Löß}}{\text{Lößlehm}}$$

$$\text{Scharfe Grenze} \quad \frac{\text{Lößlehm}}{\text{Löß}}$$

Löß über. Hier haben wir genau dieselbe Erscheinung wie bei dem Löß von Köthen (vergl. S. 125), nur war es dort wegen der ungewöhnlich ungünstigen Aufschlüsse nicht möglich, diesen allmählichen Übergang des hangenden Lösses in den Lößlehm in den Profilen einwandfrei zu beobachten. Die tiefere scharfe Grenze entspricht durchaus der sonst regelmäßig bei diluvialen kalkhaltigen Bildungen wahrgenommenen Trennung der kalkfreien von der kalkführenden Schicht $\left[\frac{SL}{SM}; \frac{T}{KT}; \frac{\mathfrak{S}}{K\mathfrak{S}}; \frac{S}{KS}; \frac{G}{KG}\right]$; die obere Grenze dürfte indessen vielleicht so zu deuten sein, daß sie die Region der verschieden tief und in verschiedener Stärke eingedrungenen Kalksalzlösungen darstellt. Andererseits wird die Grenze vom Löß mit der sekundären Kalkführung nach oben hin zu dem »jüngeren« Lößlehm wieder scharf verlaufen, fehlt aber in vielen Fällen, d. h. die zweite Entkalkung hat noch nicht eingesetzt. Diese ganze Erscheinung eines allmählichen Überganges des Lößlehms nach oben hin scheint doch einigermaßen gegen die Auffassung von zwei wesentlich verschiedenaltrigen Lössen zu sprechen.

Beiläufig mag noch bemerkt werden, daß nach gütiger Untersuchung des Herrn Dr. H. Wölbling-Berlin auch hier beide Lößlehme Kalkerde führen, es enthielt der »jüngere« Lößlehm von Altenburg 0,62 pCt., der »ältere« 0,74 pCt. CaO.

Man könnte nun vielleicht umgekehrt versucht sein, unsern Löß von Köthen in eine ältere und eine jüngere Stufe zu gliedern

gemäß seiner Übereinstimmung mit dem Altenburger Profile (dort fehlt aber die Humifizierung), allein dem widersprechen sehr triftige Gründe.

Einmal wäre es mehr als wunderbar, daß dann in der Gegend von Köthen die Verbreitung eines »älteren« und eines »jüngeren« Lösses räumlich genau zusammenfällt. Zuerst müßte sich der »ältere« Löß abgelagert haben; dann trat eine nicht unerhebliche Ruhepause ein, während welcher dieser »ältere« Löß verlehmte. Hierauf erfolgte die Auftragung des »jüngeren« Lösses und zwar, wie die Untersuchungen in diesem Gebiete ergeben haben, durchaus in der räumlichen Ausdehnung des »älteren« Lösses.

Das wäre immerhin ein außergewöhnlich großer Zufall; aber ein anderer Punkt ist ausschlaggebend. Wie nämlich oben gezeigt ist, beschränkt sich die Erscheinung der sekundären Kalkung (und der Humifizierung) durchaus nicht auf das vom Löß eingenommene Gebiet, sondern greift genau in derselben Weise auch auf den sich unmittelbar anschließenden Geschiebemergel über. Hier war es stellenweise möglich, wie oben (Seite 128) gezeigt worden ist, zwischen der sekundären Rinde und dem unveränderten Geschiebemergel einen Geschiebelehm nachzuweisen, d. h. eine kalkfreie Lage. Daß aber jemand bei diesem geringmächtigen Geschiebemergel zwei verschiedenaltrige Bildungen unterscheiden könnte, die durch eine dann interglaziale oder interstadiale Entkalkung getrennt wären, erscheint vollkommen ausgeschlossen; dieser ganze Geschiebemergel ist das Produkt einer einzigen (wohl der letzten) Vereisung, und niemals ist hier ein »älterer« Geschiebemergel in genau derselben räumlichen Erstreckung von einem »jüngeren« später wieder überkleidet worden. Denn sobald die sekundäre Kalkung und die Humifizierung aufhört (bei Würflau, Hohsdorf, Breesen, Reupzig usw.), haben wir wieder den einheitlichen und normal entwickelten Geschiebemergel vor uns, der das sattsam bekannte Profil zeigt $\frac{LS}{SL}$, zum Teil auch bei dünner Decke $\frac{LS}{SL}$.

Beiläufig mag bemerkt werden, daß einige Bohrungen in der Umgegend von Köthen in der Tat zwei verschiedenaltrige Grundmoränen nachgewiesen haben. Die trennende Schicht bestand aber aus Kiesen (70—90 pCt. nordisches Material, zum Teil mit *Elephas primigenius*, *Rhinoceros tichorhinus* und *Equus)* und besaß eine Mächtigkeit von 3—10 m.

Wie demnach der Geschiebemergel von Köthen einheitlicher Entstehung ist, so ist es auch der sich unmittelbar anschließende Löß.

Wenn wir noch einmal auf den oben Seite 128 erwähnten Geschiebemergel von Köthen zurückkommen dürfen, der den Löß unterlagert, so gilt dieser jetzt wohl allgemein als Produkt der letzten Vereisung. Hiernach entfallen sämtliche früher von Penck[1]) vorgebrachten Folgerungen, nach denen der Löß die Gebiete der alten Gletscher flieht, er soll sich nach ihm auf den äußeren, nie auf den inneren Moränen finden und auf Anschwemmungen der älteren Vereisungen, nie aber auf denen der jüngeren lagern. Diese Anschauungen sind heute nicht mehr giltig, sie haben sich insofern in das Gegenteil verkehrt, als nach jetziger Auffassung der Löß in Mitteldeutschland den oberen, jüngsten Geschiebemergel überlagert und denjenigen der älteren Vereisung, zum Teil wenigstens, meidet. Daß ferner lößähnliche Bildungen eine Moräne überdecken, die einwandfrei von allen Forschern als Bildung der letzten Vereisung betrachtet wird, zeigte Verfasser[2]) aus dem Gebiete des nördlich der Elbe gelegenen Flämings. Wenn diese Ablagerungen nicht als Löß angesprochen worden sind, so liegt das an kleinen Abweichungen in der Struktur und petrographischen Zusammensetzung, in den Erläuterungen der jetzt erschienenen Blätter Niemegk und Klepzig der Geologischen Karte von Preußen sind sie vorsichtig, aber korrekt als »lößähnliche Staubsande« bezeichnet. Mit diesen Sanden hat sich Herr Solger[3])

[1]) A. Penck, Mensch und Eiszeit. Archiv für Antropologie. XV, Heft 3. Braunschweig 1884.

[2]) O. v. Linstow, Über jungglaziale Feinsande des Fläming. Dieses Jahrbuch für 1902, S. 278—295.

[3]) F. Solger, Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Verh. d. XV. deutschen Geographentages zu Danzig 1905. Berlin 1905, S. 166.

vor einiger Zeit befaßt, er meint, daß sie Zwischenstufen von Sand und Löß darstellen und durch Auftragen der nach ihm früher in Deutschland vorherrschenden Ostwinde entstanden wären. Im östlichen Teile von Norddeutschland seien die gröberen Bestandteile als Dünen zusammengetürmt, auf dem Fläming jene eben erwähnten Staubsande und weiter westlich — der Löß! Ganz abgesehen davon, daß viele Forscher eine gerade entgegengesetzte Windrichtung annehmen, ist es vollständig unerklärlich, inwiefern durch diese Winde eine scharfe und genaue Separation der Sande nach ihrer Korngröße vorgenommen sein soll, derart, daß im Osten nur Dünen, auf dem Fläming nur Staubsande und weiter westlich nur Löß abgesetzt wurde. Aber noch westlich von unserm Lößgebiete sind Bogendünen in erheblicher Anzahl und Mächtigkeit aufgeschüttet, z. B. bei Gommern im Elbtale und an vielen anderen Punkten bis tief hinein nach Holland. Jene Staubsande stellen durchaus keine Zwischenstufe zwischen Sand und Löß dar, sondern sind nur als ein etwas abweichender Löß zu betrachten.

Unser oben wiedergegebener Erklärungsversuch der Schwarzerde schließt sich nicht der in Rußland gewonnenen Auffassung an, daß der Ursprung der dortigen Schwarzerde (13—16 pCt.) in der Verwitterung der Urgesteine und in der Humifizierung des Untergrundes zu suchen sei[1]). Andererseits haben die Untersuchungen in Südrußland gezeigt[2]), daß Laubwälder dort auf eine sehr weite Strecke in das Gebiet der Schwarzerde eindringen. Das ist aber nach unserer Meinung recht früh geschehen. Wenn wir noch einmal einen kurzen Überblick über die Geschichte des Lösses geben, so vollzog sich seine Auftragung unmittelbar oder fast unmittelbar nach dem Abschmelzen des letzten Inlandeises. Danach erfolgte wärend eines ziemlich ausgedehnten Zeitraumes die Verlehmung des Lösses, das ist die Steppenperiode im Sinne Nehrings. Dieser Forscher schreibt (Über Tundren und Steppen usw., Berlin 1890, S. 175):

[1]) B. Dokutschajew, Die russische Schwarzerde (Tschernosem). St. Petersburg 1883.

[2]) Derselbe. Die Methoden zur Lösung der Frage, ob Südrußland jemals bewaldet war. Abh. der Freien Ökonomischen Gesellschaft. Nr. 1. Petersburg 1889 — Russisch.

»Für jemand, der vorurteilsfrei und mit den nötigen faunistischen Vorkenntnissen versehen an das Studium der in den postglazialen und namentlich in den lößartigen Ablagerungen Mittel-Europas beobachteten Fauna herantritt, kann es gar keinem Zweifel unterliegen, daß dieselbe während eines gewissen Abschnittes der jüngeren Diluvialzeit in vielen Gegenden den Charakter einer subarktischen Steppen-Fauna an sich getragen hat; an manchen Fundorten tritt dieser Charakter mehr, an manchen weniger hervor.«

Allmählich nahm die Besiedelung des Lösses mit einer Vegetationsdecke zu, und wir treten in die Waldperiode ein. In dieser Zeit beginnt in manchen Teilen Mittel-Europas und in Süd-Rußland die Zersetzung unzähliger Pflanzengenerationen, die nun lange anhält und die oben ausführlich geschilderten Verhältnisse der Humifizierung und der sekundären Kalkung im Löß, Geschiebemergel usw. hervorruft.

Als Muttergestein unseres Lösses werden wir jedenfalls die Grundmoränen des diluvialen Inlandeises zu betrachten haben. Nachdem die Gletscher abgeschmolzen waren, setzten langandauernde Winde ein, die nun den noch nicht erhärteten Gletscherschlamm bearbeiteten, umlagerten und ihn teilweise forttrugen. Es ist oben S. 127 ausgeführt worden, daß dieser Prozeß aus den dort angeführten Gründen nicht lange nach der Ablagerung des Geschiebemergels begann, jedenfalls eher, bevor eine tiefgründige Verwitterung des Geschiebemergels eingetreten war. Damit stimmt sehr gut die Tatsache überein, daß der Löß in unverändertem Zustande stets einen erheblichen Gehalt an kohlensaurem Kalke aufweist, es sind eben die feinsten Teile des kurz nach dem Verschwinden des Inlandeises umgelagerten (äolisch oder fluviatil oder beides), noch kalkhaltigen Geschiebemergels. Erst nach einer geraumen Zeit erhärtete der letztere und diente nun nicht mehr den Winden zum Spiel. Später setzten wiederum die Winde ein, die dem jetzt völlig erhärteten Gletscherschlamme nichts mehr anhaben konnten und nur noch an den leicht beweglichen fluvioglazialen Sanden ihre Wirkung ausübten. Mit dieser Anschauung steht auch das verschiedene geologische Alter von Löß und Dünen in Einklang, der Lößabsatz wird noch zur Diluvialzeit gerechnet und stellt, wenig-

stens in unserm näher behandelten Gebiete, den Schluß dieser Periode dar, während die Dünen jünger sind und bereits der Alluvialzeit angehören.

Daß diejenigen elementaren Gewalten, die die Auftragung des Lösses bewirkten, nicht nur immer die feinsten tonigen Teile der Grundmoräne umlagerten, sondern auch etwas gröbere Elemente, dürfte von selbst einleuchten. Derartige Bildungen sind z. B. im Rheinlande als Sandlöß in weiter Verbreitung bekannt.

Berlin, den 23. März 1908.

Zur Stratigraphie der deutschen Lettenkohlengruppe.

Von Herrn **Hans Stille** in Hannover.

Mit 1 Textfigur.

Inhalt:

I. Vergleich der südhannoverschen und westfälischen Entwicklung.
II. Vergleich der hannoversch-westfälischen und rheinisch-lothringischen Entwicklung.
III. Über eine nordöstliche Randfacies des deutschen Kohlenkeupers.
IV. Überblick über die deutschen Kohlenkeuper-Profile.

I. Vergleich der südhannoverschen und westfälischen Entwicklung.

Untersuchungen in den Jahren 1905 und 1906 führten A. Mestwerdt und den Verfasser[1]) zu folgender Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen:

Oberer Kohlenkeuper

III. Zone der Oberen Letten mit Dolomiten (Grenzdolomitregion)

A. Unterer Kohlenkeuper

II. Zone des Hauptlettenkohlensandsteins

I. Zone der Unteren Letten mit Dolomiten.

Bald darauf veröffentlichte O. Grupe[2]) auf Grund sehr eingehender Studien eine Einteilung des Unteren Keupers im südlichen Hannover in

[1]) H. Stille und A. Mestwerdt, Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. Dieses Jahrbuch für 1906, S. 210—223.

[2]) O. Grupe, Der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. Koenen-Festschrift 1907, S. 65—134.

7. Zone des Grenzdolomits (mit den Oberen bunten Mergeln)
6. Zone des Hauptlettenkohlensandsteins
5. (Untere) Bunte Mergel
4. Hauptdolomit
3. Kohlenletten
2. Unterer Lettenkohlensandstein
1. Untere Grenzmergel (bezw. Grenzkalke).

Die beiden oberen Stufen Westfalens und Hannovers gleichen sich petrographisch, paläontologisch und in Mächtigkeit und Lage im Gesamtprofile derartig, daß die stratigraphische Identifizierung von selbst gegeben ist, und schon Grupe[1]) weist auf mancherlei Übereinstimmungen in mehr speziellen Zügen, wie z. B. gelegentliches Vorkommen von dolomitischen Gesteinen in der Zone des Hauptlettenkohlensandsteins, hin. Der Zone der »Unteren Letten mit Dolomiten« Westfalens entsprechen in Südhannover die fünf tiefsten Zonen der Grupe'schen Gliederung nach folgendem Schema:

Südl. Hannover nach Grupe.	Östliches Westfalen nach Stille und Mestwerdt.
5. Untere bunte Letten (8—15 m)	Zone der Unteren Letten mit Dolomiten (ca. 30 m)
4. Hauptdolomit (3,5—8 m)	
3. Kohlenletten (0—0,2 m)	
2. Unt. Lettenkohlensandstein (1—8 m)	
1. Untere Grenzmergel (3—7 m)	

Gewiß ist nun nach Erscheinen der Grupe'schen Arbeit die Frage von Interesse, inwieweit sich die im südlichen Hannover mit großer Sorgfalt durchgeführte spezielle Gliederung des Kohlenkeupers im Liegenden des Hauptlettenkohlensandsteins auch in Westfalen angedeutet findet. Dazu ist vorweg zu bemerken, daß sich im letzten Jahre zwar nicht in Westfalen, wohl aber im angrenzenden lippischen Gebiete bei Horn und Detmold der in den Profilen der Warburger Börde usw. nicht vorhandene »Untere Lettenkohlensandstein« in sehr ähnlicher Lage im Gesamtprofile und übereinstimmender Beschaffenheit wie in Südhannover nach-

[1]) l. c. S. 99.

weisen ließ. Ein Fundpunkt liegt z. B. bei Nieder-Heesten (nahe Horn in Lippe), wo bald über den Ceratitenschichten dünnplattige, graue bis graugrüne, sehr feinkörnige, z. T. etwas kieselige Sandsteine mit zwischengelagerten Letten folgen, die petrographisch an manche Gesteine des Räts erinnern, ein anderer Fundpunkt ist der Papenberg bei Detmold. Ob nun dieser Sandstein in Lippe und vielleicht auch nördlich des Teutoburger Waldes einen konstanten Horizont bildet, müssen spätere Untersuchungen zeigen; im südöstlichen Westfalen, speziell in der Warburger Börde, fehlt er jedenfalls (vergl. die von MESTWERDT und STILLE l. c. publizierten Profile) und könnte höchstens durch einen geringen Sandgehalt der im Profile von Nörde etwa 4 m über den Ceratitenschichten liegenden Letten angedeutet sein. Auch bei Osnabrück ist nach den Untersuchungen E. HAARMANN's[1]) kein »Unterer Lettenkohlensandstein« vorhanden.

Daß, wie der »Untere Lettenkohlensandstein«, so auch die »Kohlenletten« im östlichen Westfalen fehlen[2]), kann nicht überraschen, da diese auch in dem von GRUPE behandelten Gebiete auf Eichenberg und die Gegend von Göttingen beschränkt sind und bereits im Einbeck-Markoldendorfer Becken, bei Wickensen und im Wesergebiete, d. h. den der Provinz Westfalen benachbarten Teilen Hannovers, nicht mehr beobachtet wurden.

Zone 1 der GRUPE'schen obigen Gliederung besteht (vergl. Profiltafel bei GRUPE, S. 82—83) aus grauen, schwärzlichen und bräunlichen Tonen und Mergeln mit eingeschalteten Dolomiten und dolomitischen Kalken, Zone 4 aus Dolomiten und dolomitischen Kalken mit tonigen und mergeligen Zwischenlagen, und der ganze Unterschied der Zonen liegt darin, daß im einen Falle die Letten, im anderen die Dolomite quantitativ vorwiegen. Eine exakte Trennung der beiden Zonen ist damit naturgemäß nur

[1]) Vergl. die im Erscheinen begriffene Arbeit von E. HAARMANN über den Piesberg bei Osnabrück.

[2]) Es muß zwar noch dahingestellt bleiben, ob etwa eine geringmächtige, schwach kohlige Lage im tieferen Teile der »Unteren Letten mit Dolomiten« an der Hohen Wanne bei Warburg, die sonst in Westfalen bisher nicht wiedergefunden wurde, den »Kohlenletten« Südhannovers entspricht (vergl. STILLE und MESTWERDT, l. c. S. 213 unten links).

möglich, solange — wie in Hannover — ein charakteristisches Gestein, der Untere Lettenkohlensandstein, dazwischen liegt, während beim Fehlen der Zwischenzonen 2 und 3 — wie in Westfalen — die Zonen 1 und 4 zu einem petrographisch ziemlich einheitlichen Komplexe verschmelzen. Zone 5 besteht gleichfalls aus Mergeln und Letten mit zwischengeschalteten Kalken, dolomitischen Kalken und Dolomiten, nur sind die Mergel und Letten vorwiegend rot gefärbt. Würden nun im Einbeck-Markoldendorfer Becken, bei Wickensen und im Wesergebiete nicht nur, wie es der Fall ist, die »Kohlenletten«, sondern auch der Untere Lettenkohlensandstein fehlen, so hätten wir als Vertretung des gesamten Unteren Keupers im Liegenden des Hauptlettenkohlensandsteins Letten und Mergel von zu unterst mehr grauer und schwärzlicher, zu oberst mehr rötlicher Färbung mit eingeschalteten Dolomiten und dolomitschen Kalken, d. h. wir hätten die gleiche Entwicklung, wie in der Warburger Börde.

Nachdem nun aus den genannten Arbeiten der letzten Zeit hervorgeht, daß die rote Färbung im oberen Teile der »Unteren Letten mit Dolomiten« nicht eine lokale Erscheinung in der Warburger Börde und dem südlichen Teile der Lippischen Keupermulde ist, sondern auch weithin in Hannover auftritt, und nachdem E. Haarmann (l. c.) das Vorwiegen roter Färbung im Liegenden des Hauptlettenkohlensandsteins von Osnabrück erkannt hat, ist m. E. diese rote Färbung als stratigraphisches Merkmal anzuerkennen und die bisherige Zone der »Unteren Letten mit Dolomiten« in eine hangende Abteilung,

bunte Letten mit Dolomiten,

und eine liegende Abteilung,

dunkle Letten mit Dolomiten,

zu zerlegen. Ich lasse es zwar dahingestellt, ob nun auch absolut gleichzeitig in Südhannover, Westfalen, Lippe-Detmold und der Osnabrücker Gegend jene Sedimentationsbedingungen eintraten, die zur Ausbildung bunter Letten führten, und ob damit die Grenze der bunten und dunklen Letten auch überall in diesen Gebieten absolut homotax ist. Zur Veranschaulichung des Vorherrschens der bunten Letten in der oberen Abteilung der »Un-

teren Letten mit Dolomiten« bringe ich nachstehend die früher gemeinsam mit MESTWERDT publizierten Profile der Warburger Gegend und von Wöbbel bei Steinheim in abgekürzter Form nochmals zum Abdrucke:

Profil durch die Zone der »Unteren Letten mit Dolomiten« bei Warburg (Borgentreicher Keupermulde)

(vergl. STILLE und MESTWERDT, l. c S. 211—214).

	Bunte mergelige Letten	
0,40 m	VIII. dolomitische Bank	bunte Letten mit dolomitischen Bänken
6,00 »	bunte mergelige Letten	
0,40 »	VII. dolomitische Bank	
10,00 »	bunte mergelige Letten	
0,37 »	VI. dolomitische Bank	
1,20 »	bunte mergelige Letten	
0,52 »	dunkle tonige Schiefer	14,90 m dunkle Letten mit dolomitischen Bänken
0,40 »	V. dolomitische Bank	
0,40 »	dunkle Letten	
0,80 »	IV. dolomitische Bank	
1,00 »	bunter, etwas sandsteinartiger Mergel	
0,70 »	III. dolomitische Bank	
0,60 »	dunkle Letten	
0,30 »	II. dolomitische Bank	
0,60 »	dunkle Letten	
0,70 »	I. dolomitische Bank	
8,75 »	dunkle Letten, zu unterst ein sandiges Bonebed	

Liegendes: Ceratitenschichten.

Profil durch die Zone der »Unteren Letten mit Dolomiten« bei Steinheim in Westf. (südlichster Teil der Lippischen Keupermulde)

(vergl. STILLE und MESTWERDT, l. c. S. 216—218).

Hangendes: Zone des Hauptlettenkohlensandsteins

2,47 m	dolomitische Mergel und Kalke	16,60 m bunte Letten mit dolomitischen Bänken
0,10 »	grünlichgraue sandige Mergel	
1,00 »	bunte Letten	
0,25 »	dolomitischer Kalk	
0,95 »	bunte Mergel	
0,22 »	dolomitischer Kalk	
10,55 »	bunte Mergel und Sandsteine, z. T. etwas dolomitisch	
0,45 »	dolomitischer Kalk	
0,57 »	grünlichgraue und rötliche Letten	

1,50 m	grauer, etwas sandiger Mergel, zu unterst übergehend in eine 3 cm starke Sandsteinbank	dunkle Letten mit dolomitischen Bänken
0,50 »	Dolomit	
2,05 »	dunkle Letten und Steinmergel	
1,70 »	dolomitische Mergel mit Dolomiteinschaltungen	

(Es fehlen einige Meter bis zum Oberen Muschelkalk.)

In ähnlicher Weise, wie die westfälischen Profile, habe ich nun auch das von Grupe (l. c.) mitgeteilte Profil von Wickensen zusammengezogen und veranschauliche an diesem die — bis auf den Unteren Lettenkohlensandstein — außerordentlich große Übereinstimmung der Profile Südhannovers und des östlichen Westfalens:

Profil von Wickensen bei Eschershausen

(vergl. Grupe l. c. S. 78—80).

		Gliederung Grupe's in Hannover	Entsprechende Glieder in Westfalen	
Hangendes: Mittlerer Keuper				
12,50 m	bunte Mergel und Letten mit Dolomiten	Zone des Grenzdolomites	Zone der Oberen Letten mit Dolomiten (Grenzdolomitregion)	
ca. 8 »	Hauptlettenkohlensandstein	Hauptlettenkohlensandstein	Hauptlettenkohlensandstein	
0,40 »	dolomitischer Mergel	12 m Bunte Mergel	Bunte Letten mit Dolomiten	Zone der Unteren Letten mit Dolomiten
4,75 »	bunter Mergel, zu unterst dünne sandige Platten			
0,50 »	graue und grünlichgraue dolomitische Mergel mit Kalkbank			
2,20 »	bunte Mergel und Tone			
0,15 »	Dolomit			
2,00 »	graugrüne sandige und dolomitische Mergel			
0,05 »	dolomitischer Kalk			
2,00 »	bunte Mergel			
0,25 »	dolomitischer Kalk mit Toneinschaltung	3,50 m Hauptdolomit	Dunkle Letten mit Dolomiten	
0,45 »	dunkle Tone und Mergel			
0,08 »	Dolomit			
0,40 »	dunkle, z. T. dolomitische Mergel			
0,10 »	dolomitischer Kalk			
0,75 »	graue feinsandige Gesteine und Tone			
0,25 »	Kalkbank			
1,25 »	Dolomit			
4,00 »	Sandstein	4 m Unterer Lettenkohlensandstein		
2,50 »	dunkle Tone und Mergel	5,75 m Untere Grenzmergel		
0,15 »	dolomitische Platten			
0,25 »	dunkle Mergel			
0,08 »	Kalkbank			
2,75 »	dunkle Tone und Mergel			
Liegendes: Ceratitenschichten				

II. Vergleich der südhannoversch-westfälischen und rheinisch-lothringischen Entwicklung.

In der Linie Warburg-Detmold-Osnabrück verschwindet der Kohlenkeuper unter der westfälischen Kreidemulde und sonstigen jüngeren Bildungen und wird erst wieder am Nordrande der Eifel in der Gegend von Zülpich sichtbar.

Die von hier beschriebene Gliederung BLANCKENHORN's[1]) in

Oberer Dolomit (Grenzdolomit),
Bunte Mergel und Schieferletten,
Unterer Dolomit

lehnt sich eng an diejenige in der südlichen Rheinprovinz und Lothringen an. Daneben sind aber auch mancherlei Übereinstimmungen mit der westfälischen Entwicklung unverkennbar und geben zu dem Versuche einer Identifizierung der Ausbildung am Nordrande der Eifel mit derjenigen Westfalens Anlaß. Allerdings beträgt die Entfernung von Osnabrück bis zum Nordrande der Eifel, innerhalb deren kein Unterer Keuper bekannt ist, rund 200 km; aber sie ist andererseits nicht größer, als diejenige von Osnabrück bis zum südlichen Eichsfelde, in welcher Schritt für Schritt die große Gleichmäßigkeit in den Hauptzügen der Profile zu verfolgen ist, und kaum halb so groß wie diejenige von Osnabrück bis zu den in sehr wesentlichen Zügen übereinstimmenden Profilen Frankens. Wenn wir also sehen, daß über die weitesten Gebiete des deutschen Keupers hinweg gewisse petrographische Züge gewahrt bleiben, während andererseits die Fossilien keine ausreichende Grundlage zu einer Gliederung bieten, so erscheint trotz der Unterbrechung der Profile zwischen Teutoburger Wald und Nordrand der Eifel der Versuch wohl gerechtfertigt, mangels anderer Anhaltspunkte petrographische Übereinstimmungen zu stratigraphischen Identifizierungen zu benutzen.

Die Identität des Oberen Dolomites (Grenzdolomites) der Eifel mit dem Grenzdolomit der östlichen Gebiete liegt auf der Hand.

---

[1]) MAX BLANCKENHORN: Die Trias am Nordrande der Eifel. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanstalt Bd. VI, Heft 2, S. 55 ff.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die »Bunten Mergel und Schieferletten« Blanckenhorn's zeigen in dem von ihm näher beschriebenen Profile von der Achemer Mühle folgende Gliederung (l. c. S. 58):

Hangendes.
3,25 m bunte Mergel und Schieferletten
5,00 » Schieferletten und schiefrige Sandsteine mit Glimmerblättchen und Pflanzenresten
0,45 » Dolomitbänke
1,60 » bunte Schieferletten und sandige Schiefer.
Liegendes.

Inmitten dieser Schichtfolge steckt ein Glied, das in den Profilen Lothringens fehlt, der pflanzenführende, glimmerreiche Sandstein. Meines Erachtens liegt es nun sehr nahe, ihn nach seiner Beschaffenheit und Lage im Gesamtprofile als Äquivalent des bei Osnabrück, in Westfalen, Südhannover, Hessen, Thüringen und Süddeutschland, d. h. fast in der gesamten deutschen Lettenkohlengruppe, vorhandenen Hauptlettenkohlensandsteins zu deuten. Das wird noch dadurch gestützt, daß sich unter dieser Deutung in den Profilen Südhannovers, Westfalens und denjenigen vom Nordrande der Eifel noch andere gemeinsame und sehr charakteristische Züge ergeben: hier wie dort gliedern sich die Mergel und Letten mit Dolomitbänken im Liegenden des Hauptlettenkohlensandsteins in eine obere, durch bunte, und eine untere, durch graue oder dunkle Färbung ausgezeichnete Abteilung, und hier wie dort bilden bunte Mergel das Hangende des Sandsteins bis zum Grenzdolomit. Zwar möchte ich für sehr wohl möglich halten, daß die Grenze zwischen der grau- und buntgefärbten Abteilung im Liegenden des Sandsteins nicht absolut gleichaltrig mit der gleichen Grenze in den hannoverschwestfälischen Profilen ist, aber das kann das Gesamtbild der Übereinstimmungen im Unteren Keuper hier und dort nur wenig ändern. In der Mächtigkeit ist allerdings von Westfalen zur nördlichen Eifel eine Abnahme um etwa zwei Drittel eingetreten.

Wir kommen also dazu, die Stufe der »Bunten Mergel und Schieferletten« der Blanckenhorn'schen Gliederung zur Identifizierung mit den westfälischen Profilen zu zerreißen und erhalten folgendes Vergleichsschema:

Nordrand der Eifel.	Westfalen-Hannover.	
Oberer (Grenz-)Dolomit Bunte Mergel und Schieferletten	Obere (Bunte) Letten mit Dolomiten (Grenzdolomitregion)	
Schieferletten und schiefrige Sandsteine mit Pflanzenresten	Hauptlettenkohlensandstein	
Dolomitbänke Bunte Schieferletten und sandige Schiefer	Bunte Letten mit Dolomiten	Untere Letten mit Dolomiten.
Unterer Dolomit mit grauen Mergeln und Letten	Dunkle Letten mit Dolomiten	

Die Profile am Nordrande der Eifel bilden nach erfolgter Identifizierung mit den westfälischen nun weiter die Brücke zwischen den Profilen Hannovers und Westfalens und denjenigen der südlichen Rheinprovinz und Lothringens. Hier fehlt der Sandstein oder könnte höchstens noch bei Bittburg und Trier durch schwache, graue, sandige Schichten[1]) angedeutet sein, und damit fehlt die Möglichkeit einer spezielleren Gliederung des mittleren Schichtenkomplexes nach westfälisch-hannoverschem Muster. Der mächtigen Stufe der »Bunten Mergel« Lothringens dürfte also in Westfalen etwa der tiefere Teil der »Oberen Letten mit Dolomiten«, der »Hauptlettenkohlensandstein« und etwa die obere (bunte) Hälfte der »Unteren Letten mit Dolomiten« entsprechen, wie folgendes Schema erkennen läßt:

Trier, Lothringen[2])	Nordrand der Eifel		Westfalen-Hannover	
Grenzdolomit	Oberer (Grenz-)Dolomit		Obere Letten mit Dolomiten (Grenzdolomitregion)	
Bunte Mergel	Bunte Mergel und Schieferletten	»Bunte Mergel« Blanckenhorn's		
	Hauptlettenkohlensandstein		Hauptlettenkohlensandstein	
	Dolomitbänke Bunte Letten und sandige Schiefer		Bunte Letten mit Dolomiten	Untere Letten mit Dolomiten
Untere dolomitische Kalke mit Tonen und pflanzenführenden Sandsteinen	Unterer Dolomit		Dunkle Letten mit Dolomiten	

[1]) Grebe, Erläuterungen zu Blatt Bittburg der geologischen Spezialkarte von Preußen, S. 8, Blatt Bollendorf, S. 6, Blatt Trier, S. 21.

[2]) Vergl. die Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen.

Die hier gegebene Identifizierung der Schichten Lothringens und der Eifel mit denjenigen Mitteldeutschlands unterscheidet sich nicht unwesentlich von derjenigen in der Lethaea geognostica, Trias, S. 53, wo die »Bunten Mergel« der linksrheinischen Gebiete den »Lichten Mergeln« E. E. Schmid's in Thüringen (= Hauptteil der »Zone der Oberen Letten mit Dolomiten« in Westfalen) gleichgesetzt und also in das Hangende des Hauptlettenkohlensandsteins gestellt werden.

Die Übereinstimmung in den Profilen Westfalens, des Nordrandes der Eifel, der Trierer Bucht und Lothringens enthält einen neuen Hinweis auf die Einheitlichkeit des Sedimentationsbeckens der deutschen Trias und das damalige Fehlen des Schiefergebirges zwischen diesen Gebieten. Erst südlich der Ardennen zeigt die konglomeratisch-sandige Facies des Keupers die Nähe eines westlich liegenden höheren Terrains an, das noch nicht von mesozoischen Sedimenten überdeckt war, vielmehr für solche einen großen Teil des Materiales lieferte.

III. Über eine nordöstliche Randfacies des deutschen Kohlenkeupers.

Eine Entwicklung des Unteren Keupers, die sich von der normalen Ausbildung der Formation recht erheblich unterscheidet, findet sich im osthannoversch-altmärkischen Grenzgebiete der deutschen Mittelgebirge und der norddeutschen Tiefebene. Zusammenhängendere Tagesaufschlüsse sind in dieser Entwicklung noch nicht beobachtet worden, doch geben Tiefbohrungen hinreichende Aufklärung, und da bereits mehrere solcher vorliegen, so ist es auch möglich, die durchgehenden Züge der Ausbildung von den mehr örtlichen des einzelnen Profiles zu unterscheiden. Auf mehrere der in Frage kommenden Bohrungen hat Herr Landesgeologe Professor Dr. Zimmermann meine Aufmerksamkeit gelenkt, wofür ich ihm auch an dieser Stelle herzlich danke. Ich teile zunächst zwei der Bohrungen durch den Unteren Keuper der Gegend von Fallersleben und Helmstedt mit, und zwar etwas ausführlicher, da so leicht wohl nicht wieder Gelegenheit gegeben sein wird, vollständige Keuperprofile in jenen Gebieten zu studieren.

Südlich von Fallersleben ist beim Dorfe Mörse unter bunten,

gipsführenden Mergeln und Letten des Mittleren Keupers durch eine Bohrung folgendes Profil durch den flachlagernden Unteren Keuper erschlossen worden:

(Teufenangabe der Bohrung Mörse II)			
Hangendes:			Mittlerer Keuper.
(610—618)	8	m	sandig-glimmerige, bunte Letten, übergehend in mürbe Sandsteine, zu unterst etwas Gips
(618—622,7)	4,7	»	dunkle, sandig-glimmerige Letten, reich an schlecht erhaltenen Pflanzenresten; zu oberst Übergang zu grauem und grauschwärzlichem, mürbem Sandstein
(622,7—637,7)	15	»	dunkle, sandige Letten mit Pflanzenresten und *Myophoria transversa* Born.
(637,7—647,8)	10,1	»	schwärzlichgrauer Sandstein und stark sandiger, dunkler Letten mit Pflanzenresten und *Anoplophora brevis?* von Schaur, *A. donacina* von Schloth., *A. lettica* Quenst., *Gervillia costata* von Schloth., *Myophoria transversa* Born, *Estheria minuta* Gdf.
(647,8—647,82)	0,02	»	fester, grauschwärzlicher, kristallinischer Kalk
(647,82—654,8)	6,98	»	sandige, dunkle, grünliche und grünlichrötliche Letten und grauschwärzliche Sandsteine mit *Anoplophora lettica* Quenst. und *A. donacina* von Schloth.
(654,8—655)	0,02	»	fester, grauer, schwachkristallinischer Kalk zwischen grünlichschwarzen Letten
(655—655,4)	0,4	»	dunkle Letten mit *Anoplophora lettica* Quenst. und *Myophoria Struckmanni* von Stromb.
(655,4—656)	0,6	»	dunkelrötliche und grünliche Letten, voll Anoplophoren
(656—660,9)	4,9	»	dunkle und bunte, mürbe, stark glimmerige Sandsteine mit geringen Übergängen in dunkle und bunte sandige Letten
(660,9—665)	4,1	»	dunkle, zu unterst schwach rötliche, etwas sandige Letten mit *Myophoria Struckmanni* von Stromb., *Anoplophora* sp. Übergänge zu Sandstein mit *Myophoria transversa* Born.
(665—665,1)	0,1	»	grünlichgrauer, stark kalkhaltiger und etwas glimmeriger Sandstein
(665,1—669)	3,90	»	Wechsellagerung dunkler schiefriger und grünlichgrauer, stark sandiger Letten mit Pflanzenresten und *Lingula* sp., *Anoplophora lettica* Quenst., *A. brevis* von Schaur., *Myophoria* sp., *Gervillia costata* von Schloth.
Liegendes:			Dunkle Letten und Kalkplatten der Ceratitenschichten.

Eine andere Bohrung (Albrechtshall IV) zeigte bei Rottorf am Kley, 9 km NNW. Helmstedt, folgendes Profil durch den flachlagernden Unteren Keuper:

Hangendes		bunte Mergel mit Gips des Mittleren Keupers
(durchsunkene Teufen)		
(395—401,8)	6,8 m	sandig-glimmerige, bunte Mergel, zu unterst etwas Gips
(401,8—403)	1,2 »	glimmeriger, roter Sandstein
(403—407,75)	4,75 »	bunte, zum Teil etwas glimmerige Mergel, mit etwas Anhydrit
(407,75—408)	0,27 »	rötlicher Sandstein
(408—423,7)	15,7 »	vorwiegend bunte, untergeordnet schwärzlichgraue, glimmerige Letten
(423,7—424)	0,30 »	grünlichgraue, mürbe Sandsteine mit schlechten Pflanzenresten und Anoplophoren.
(424—424,95)	0,95 »	bunte Letten
(424,95—425)	0,25 »	grauer, dichter Kalk
(425—430,1)	5,1 »	graue und bunte sandige Letten und Sandsteine
(430,1—430,4)	0,3 »	dichter, grünlichgrauer, mergeliger Kalk
(430,4—431,2)	0,8 »	dunkelgraugrüner Letten
(431,2—431,6)	0,4 »	dichter, grünlichgrauer, mergeliger Kalk
(431,6—433,6)	2,0 »	grünlichgrauer Sandstein und sandige Letten
(433,6—434)	0,4 »	graubrauner, dichter, mergeliger Kalk
(453—453,1)	9,1 »	bunte und graugrünliche, zu oberst sandig-glimmerige, zu unterst stark mergelige Letten
(453—454)	1,0 »	sandig-glimmeriger Mergel mit zahlreichen Fischschuppen und *Lingula*
Liegendes:		dunkle Letten und Kalkplatten der Ceratitenschichten.

In diesen beiden Bohrungen fällt, ebenso wie in anderen der Nachbarschaft, deren Kernfolgen allerdings nicht in gleicher Vollständigkeit der Untersuchung zugänglich waren, das Vorherrschen der Sandsteine und sandigen Letten und das Zurücktreten der Kalke und Dolomite auf. Es fehlt der Grenzdolomit, das konstanteste Glied des deutschen Kohlenkeupers, und in wenig scharfer Weise vollzieht sich der Übergang vom Unteren zum Mittleren Keuper, indem der Sandgehalt in den bunten Letten zurücktritt, und die Gipse, die im oberen Kohlenkeuper keineswegs ganz fehlen[1]), an Mächtigkeit gewinnen. Nur im tieferen Teile des Kohlenkeupers finden sich

[1]) In Tagesaufschlüssen wurde Gips im oberen Kohlenkeuper bei Alverdissen in Lippe von Mestwerdt und dem Verfasser (l. c. S. 228) beobachtet. Auf das Vorhandensein von primärem Gips oder Anhydrit im Kohlenkeuper mache ich mit Rücksicht auf neuere gegenteilige Angaben in der Literatur nachdrücklich aufmerksam.

ein paar Kalkbänke, und ich gebe nachstehend zur Veranschaulichung der Lage derselben nochmals eine Zusammenfassung der obigen Profile:

Fallersleben.

	37,8 m	Sandsteine und sandige Letten
7,02 m Sandstein und sandige Letten mit 2 Kalkbänken	0,02 »	Kalk
	6,98 »	Sandsteine und sandige Letten
	0,02 »	Kalk
	14 »	Letten und Sandsteine.

Rottorf am Kley.

	30,00 m	Sandstein und Letten
	0,05 »	Kalk
	5,1 »	Sandstein und sandige Letten
9,05 m Sandstein und sandige Letten mit 4 Kalkbänken	0,3 »	Kalk
	0,8 »	Letten
	0,4 »	Kalk
	2,0 »	Sandstein und sandige Letten
	0,4 »	Kalk
	10,1 »	Letten, zum Teil sandig-glimmerig
	49,15 m.	

Zusammenstellung der Profile von

Rottorf am Kley		Fallersleben
30 m	Sandstein und sandige Letten	38 m
9 »	Sandstein und sandige Letten mit Kalkbänken	7 »
10 »	Letten und Sandsteine	14 »
49 m	Gesamtmächtigkeit	59 m

Unter den Bohrungen, deren Kernfolgen nicht lückenlos der Untersuchung zugängig waren, läßt z. B. auch diejenige von Almke (zwischen Helmstedt und Fallersleben) die Gliederung in obige drei Zonen und das Fehlen des Grenzdolomits erkennen.

Der Untere Keuper des nördlichen Harzrandes zeigt nach der Schilderung von Brandes[1]) noch die normale Entwicklung unter Zurücktreten der Sandsteine und besitzt auch noch einen Grenzdolomit, und erst weiter nördlich beginnt das bei Fallersleben und Rottorf beobachtete Vorherrschen der Sandsteine und

[1]) G. Brandes, Vorläufige Mitteilung über ein Profil im Kohlen- und Gipskeuper bei Thale am Harz. Centralbl. für Mineral. etc. 1901, S. 1.

sandigen Letten unter Zurücktreten der Kalke und Dolomite. Es wiederholt sich in mancher Hinsicht ein Bild, wie wir es auch im rheinisch-luxemburgischen Keuper kennen, wo nach Westen die Sandsteine, dort allerdings verbunden mit Konglomeraten, immer mehr überhand nehmen und die Kalke und Dolomite schließlich ganz verdrängen. Dort haben wir es mit der westlichen Randfacies der Lettenkohlengruppe zu tun, und in ähnlicher Weise kann man wohl in der von der Normalausbildung des deutschen Keupers so abweichenden Entwicklung von Fallersleben und Rottorf die erste Andeutung einer nördlichen bezw. nordöstlichen Randfacies des deutschen Kohlenkeupers erblicken. Der Rand selbst ist ja durch jüngere Bildungen verhüllt, und nur so viel wissen wir, daß z. B. im Baltikum (Bornholm, Schonen) Unterer Keuper fehlt und die Serie der mesozoischen Sedimente mit dem Rät beginnt, und auch Deecke[1]) vermutet den Rand des deutschen Triasbeckens in der Übergangszeit von Muschelkalk und Keuper südlich Bornholm. Unter dieser Auffassung des Kohlenkeupers von Fallersleben und Helmstedt als einer Randfacies kann es vielleicht auch nicht als Zufall erscheinen, daß einerseits die Gesamtmächtigkeit der Kalkbänke bei Rottorf am Kley noch 1,15 m, dagegen in dem nördlicher liegenden Profile von Fallersleben trotz dessen größerer Gesamtmächtigkeit nur noch 0,04 m beträgt, und andererseits der Sandgehalt der Schichten bei Fallersleben noch bedeutender ist als bei Rottorf.

Die von O. Grupe aus Südhannnover beschriebene Entwicklung des Kohlenkeupers bleibt in den wesentlichsten Zügen bis in die Gegend von Hameln und Hildesheim gewahrt. Zwischen Hildesheim und Hannover ist aber neuerdings durch die Bohrung Carlsglück II bei Gr. Förste eine Ausbildung bekannt geworden, die mit derjenigen von Fallersleben und Helmstedt mancherlei Ähnlichkeit besitzt. Die Bohrkerne, die zuerst von Herrn Prof. Zimmermann und danach vom Verfasser untersucht wurden, lassen folgendes Profil erkennen.

---

[1]) W. Deecke, Centralblatt für Mineralogie etc. 1905, S. 101.

		Hangendes:	rote Letten mit Gips des mittleren Keupers
	(durchsunkene Teufen)		
	(391—392,2)	2,2 m	graue Tone mit zwei 2—3 dm starken Lagen dolomitischen Steinmergels, der in dolomitischen Kalk übergeht (Grenzdolomit)
65,8 m Letten, sandige Letten und Sandsteine	(392,2—394)	1,8 »	stark sandige, bunte Letten und bunte bis graue Sandsteine
	(394—415)	21 »	graue, meist feinsandige und glimmerige Letten, übergehend in Sandsteine
	(415—415,5)	0,5 »	grauschwärzliche Sandsteine, ganz erfüllt von Anoplophoren und mit einzelnen großen Koprolithen
	(415,5—458)	42,5 »	graue, bei 420 m Teufe auch etwas rötlichgraue, vielfach sandige Letten mit Übergängen zu Sandstein; bei 419,9 m rötliche, faustgroße Anhydritknollen
		Liegendes:	Ceratitenschichten.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt hier also 68 m und ist damit wesentlich größer als in den GRUPE'schen Profilen von Südhannover. Der zu oberst liegende, in dolomitischen Kalk übergehende dolomitische Steinmergel vertritt ohne Zweifel den Grenzdolomit; im übrigen ist aber eine Gliederung, wie GRUPE sie für das südlich liegende Gebiet gegeben hat, nicht durchführbar, und höchstens wäre nach petrographischer Ähnlichkeit und dem Reichtum an Anoplophoren der 0,5 m mächtige Sandstein bei 415 m Teufe mit dem »Anoplophoren-Sandstein« zu identifizieren, den GRUPE in der Zone der Bunten Mergel im Liegenden des Hauptlettenkohlensandsteins im Anschluß an Thüringische Vorkommnisse noch unterscheidet.

Sandige Mergelschiefer des Unteren Keupers, wie solche auch die Bohrung durchsank, sind von HEINR. CREDNER[1]) bei Jühnde (zwischen Lehrte und Hildesheim) beobachtet worden.

Die Übereinstimmung des Profiles von Gr. Förste mit demjenigen von Fallersleben und Rottorf liegt in dem Vorherrschen von Sandsteinen und sandigen Letten unter Zurücktreten der Kalke bezw. Dolomite, der Unterschied namentlich im Vorhandensein des

[1]) HEINR. CREDNER, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgegend von Hannover, S. 7.

Grenzdolomites. Auch bei Förste begegnet uns wohl eine randliche Facies des Unteren Keupers, wie wir eine solche im nördlichsten Teile des subhercynischen Gebietes beobachten konnten, und wir müssen wohl in einer von Hildesheim etwas parallel dem



nördlichen Harzrande nach OSO. gehenden Linie die Grenze zwischen der normalen und der randlichen Facies suchen (vergl. Textfigur). Diese Grenze muß aber bald östlich Hildesheim und Hannover scharf nach Norden umbiegen, denn bei Lüneburg, wo

nördlich Hannover zuerst wieder Unterer Keuper bekannt geworden ist, haben wir eine Entwicklung, die sich noch an die Normalentwicklung des deutschen Kohlenkeupers anschließt[1]). Dieses weite Vorspringen der normalen Entwicklung nach Norden gibt auch Veranlassung, die sandige-lettige Facies bei Förste, Fallersleben, Rottorf etc. nicht als eine nördliche, sondern als eine nordöstliche Randfacies des Unteren Keupers zu deuten, die nach heutigem Stande der Erfahrungen über die Linie Magdeburg-Lüneburg einen zungenförmigen Vorsprung bis etwa zur Stadt Hannover vorschiebt.

Bei Wolmirstedt nördlich Magdeburg sind in der Bohrung Bismarckshall III zwischen Tertiär und Tonplatten in 30 m Mächtigkeit rote und graue Letten und graugrüne Sandsteine, zu unterst auch Grünsandsteine, durchsunken worden. Auch in diesen Schichten des Unteren Keupers fehlen die kalkigen bezw. dolomitischen Einschaltungen und herrscht eine an Helmstadt-Fallersleben einerseits, Gr. Förste andererseits erinnernde Facies, die im Gegensatz zu der normalen Facies des weiter südlich liegenden Harzrandes steht.

Über den Verlauf der Grenze zwischen »Normalentwicklung« und »nordöstlicher Randfacies« über Magdeburg hinaus liegen bisher nur wenige Anhaltspunkte vor. Die Bohrungen bei Rüdersdorf[2]) haben eine Entwicklung kennen gelehrt, die u. a. durch das Auftreten von »ockerkalk«-ähnlichen Schichten im tiefsten Teile und von Lettenkohle in 10 m Abstand vom Muschelkalk an die Normalentwicklung erinnert. Über die alten Bohrungen von Priorfließ bei Kottbus konnte ich in Bezug auf den Unteren Keuper keinerlei zuverlässige Nachrichten erhalten, dagegen ist weiter östlich in Schlesien aus der Bohrung Gr. Zöllnig[3]) bei Öls

[1]) Genauere Profile durch den Unteren Keuper von Lüneburg, die bisher noch fehlen, wird demnächst C. Gagel veröffentlichen.

[2]) E. Zimmermann, Erläuterung zu Blatt Rüdersdorf der Geologischen Spezialkarte von Preußen, 2. Aufl., S. 30.

[3]) E. Zimmermann, Über die Tiefbohrung bei Groß-Zöllnig in Schlesien. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. für 1901, Bd. 53, S. 22 ff.

Der unterste Teil der von Zimmermann zum Unteren Keuper gerechneten Schichten dürfte wegen des Vorkommens von *Ceratites nodosus* zum Muschelkalk zu stellen sein.

Unterer Keuper genauer bekannt geworden; hier haben wir eine an die Facies von Gr. Förste, Fallersleben, Rottorf und Wolmirstedt erinnernde Entwicklung als bunte und graue, größtenteils sandige Letten und Sandsteine, die außer dem Grenzdolomit nur eine einzige, dazu ganz dünne, dolomitische bis kalkige Bank enthalten. In einigen der bisher bekannt gewordenen Profile (Gr. Förste, Öls) durch die »nordöstliche Randfacies« ist also die im obersten Unteren Keuper im Auftreten des Grenzdolomits sich ausdrückende positive Strandbewegung noch angedeutet, in anderen (Fallersleben, Rottorf) nicht mehr.

IV. Überblick über die deutschen Kohlenkeuper-Profile.

In beigehefteter Tabelle ist eine Übersicht über die Stratigraphie des deutschen Kohlenkeupers zu geben versucht worden.

Die »Normalentwicklung« läßt bei Vorhandensein des Hauptlettenkohlensandsteins eine Gliederung in drei Hauptabteilungen zu, die ich

Grenzdolomitregion,
Hauptlettenkohlensandstein,
Untere Lettenkohlenschichten

benenne.

Die Region des Grenzdolomites, charakterisiert durch den das Hangendste des ganzen Lettenkohlenkeupers bildenden »Grenzdolomit«, der, wenn auch in wechselnder Beschaffenheit, eigentlich ständig vorhanden ist und höchstens ganz lokal etwas verkümmert, wird z. B. am nördlichen Harzrande, im Eichsfelde, in Thüringen usw. noch dadurch spezieller gegliedert, daß dem eigentlichen »Grenzdolomit« die tieferen, als bunte oder graue Mergel entwickelten Schichten gegenübergestellt werden (»Lichte Mergel« E. E. Schmid's); doch enthalten auch hier die Mergel vereinzelte dolomitische Bänke. In Südhannover, Westfalen, Lippe-Detmold und bei Osnabrück entsteht aber durch Häufung der Dolomitbänke im tieferen Teile eine mehr gleichmäßige Wechsellagerung von bunten Letten und Dolomiten (Zone der Oberen Letten mit Dolomiten), innerhalb deren es gezwungen erscheinen

muß, nun die oberste der zahlreichen Dolomitbänke als »Grenzdolomit« ganz besonders vor den übrigen auszuzeichnen. In Mittel- und Norddeutschland sind die Letten der »Grenzdolomitregion« eigentlich durchweg bunt, in Süddeutschland dunkel oder grau gefärbt.

Der Hauptlettenkohlensandstein ist neben dem Grenzdolomit das konstanteste Glied des Unteren Keupers in der Normalfacies.

Die »Unteren Lettenkohlenschichten« bestehen aus Letten und Dolomiten (bezw. dolomitischen Kalken, auch Kalken) mit untergeordneten Sandsteinen. In den Lettten herrschen dunkle Farben vor, und nur im nordwestlichen Teile des Gebietes der »Normalentwicklung«, in Südhannover, Westfalen und bei Osnabrück, überwiegen bunte Letten in der oberen Hälfte der Unteren Lettenkohlenschichten, sodaß hier geradezu eine Gliederung in

bunte Letten mit Dolomiten und
dunkle » » »

möglich wird. Auch im Werragebiete finden sich gelegentlich schon bunte Letten im obersten Teile der Unteren Lettenkohlenschichten[1]). Wo in den dunklen Letten der Untere Lettenkohlensandstein Grupe's auftritt, ist, wie bei Eichenberg, in Südhannover und bei Detmold, eine Dreigliederung in eine hangende Abteilung (= Hauptdolomit Grupe's), den Unteren Lettenkohlensandstein und eine liegende Abteilung möglich. Der Untere »Grenzdolomit« Schwabens ist in Mitteldeutschland durch die »Kastendolomite« des Eichsfeldes und andere dolomitischen Einschaltungen in dem tiefsten Teile der »Unteren Lettenkohlenschichten« angedeutet. Lettenkohlenflöze fehlen weithin und gehören dort, wo sie auftreten, keineswegs stets dem gleichen Horizonte an.

Der Übergang zwischen der von roten Letten freien Fazies des südlichen und der an solchen sehr reichen des nordwestlichen Deutschlands, wo die Formation viel Ähnlichkeit mit dem Mitt-

[1]) Vergl. Naumann, Erl. Bl. Treffurt.

leren Keuper gewinnt, vollzieht sich ganz allmählich, und das ist einer der Gründe, weshalb ich F. Zeller[1]) nicht recht geben kann, wenn er eine Landbarre zwischen Nord und Süd annehmen möchte, da nach seiner Meinung bei einem Ineinanderfließen der Wasser »Keuperfacies« und südliche Facies nebeneinander nicht hätten bestehen können. Wo ist aber weiter in den dichtgesäet liegenden Lettenkohlenkeuperprofilen des mittleren Deutschlands die Nähe eines trennenden Sockels faciell angedeutet, oder wo bleibt zwischen den Profilen der Raum, der quer durch Mitteldeutschland hindurch die Barre enthalten hätte? Daß rote und dunkle Letten nicht in zusammenhängenden Bildungsräumen entstehen könnten, ist doch eine auf sehr theoretische Vorstellungen begründete Behauptung, gegen die mancherlei einzuwenden ist und die umso weniger ein ausreichendes Fundament für die Annahme einer trennenden Landschranke bieten kann, als mancherlei positive Beobachtungen ihr widersprechen.

In der linksrheinischen Entwicklung fehlt der Hauptlettenkohlensandstein oder ist höchstens noch in den Profilen angedeutet (Nordrand der Eifel), die zur »Normalentwicklung« überleiten. Auch hier haben wir eine Gliederung in drei Hauptabteilungen, die aber durchaus nicht, wie oben näher ausgeführt wurde, den drei Hauptabteilungen der »Normalentwicklung« entsprechen. Der wesentliche Unterschied liegt ohne Zweifel im Fehlen des Hauptlettenkohlensandsteins, denn denken wir uns diesen z. B. aus den Profilen von Warburg und Osnabrück herausgenommen, so bekämen wir unter Verschmelzung der bunten Letten der Grenzdolomitregion und der bunten Letten des oberen Teiles der »Unteren Lettenkohlenschichten« eine Gliederung, die mit derjenigen der Rheinprovinz und Lothringens die größten Übereinstimmungen hätte. Die Abweichung der linksrheinischen Entwicklung vergrößert sich aber in dem Maße, wie in Thüringen, Franken und Süddeutschland die bunten Farben in den Schichten im Liegenden des Hauptlettenkohlensandsteins

[1]) F. Zeller, Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle und des Keupers in Schwaben. Neues Jahrbuch für Mineral. usw. Beilagebd. XXV, S. 55.

verschwinden. Während in der »Lethaea geognostica« die »Bunten Mergel« Lothringens den »Lichten Mergeln« Thüringens, wohl mit Rücksicht auf die übereinstimmende Färbung, gleichgestellt werden (s. oben), habe ich schon oben meine abweichende Meinung begründet, daß sie das zeitliche Äquivalent nicht nur der »Lichten Mergel«, sondern auch des Hauptlettenkohlensandsteins und des oberen Teiles der »Unteren Lettenkohlenschichten« sind.

In der Gegend von Bittburg[1]) finden wir noch die normale linksrheinische Entwicklung. Doch schon an der Prüm bei Oberweis (vergl. Profiltafel) stellen sich Konglomerate inmitten der »Bunten Mergel« ein, die auf die westliche Randfacies hinweisen. Sehr deutlich ist letztere im Luxemburgischen südlich der Ardennen entwickelt. Zwar finden sich auch im Gebiete der Alzette[2]) bei Schrondweiler, Cruchten und Colmar noch Dolomite in Wechsellagerung mit Letten, aber manche der Dolomite sind stark geröllführend und gehen dadurch in Konglomerate über, und Konglomerate und Sandsteine vertreten sowohl den Unteren (van Werveke, l. c. S. 33), wie den Oberen Dolomit (l. c. S. 39). Ausschließlich aus Sandsteinen und Konglomeraten besteht der Untere Keuper an der Attert, von wo van Werveke die Mächtigkeit ohne Vertretung der »dolomitischen Region« auf 25 m angibt, während die Gesamtmächtigkeit wohl mit rund 30 m angesetzt werden darf. Noch weiter westlich keilen die tieferen Schichten der Lettenkohlengruppe ganz aus, und bei Redingen und Post (van Werveke, ebenda) lagern Konglomerate, die dem obersten Teile des Kohlenkeupers entsprechen, unmittelbar auf Buntsandstein.

Die nordöstliche Randfacies ist oben geschildert worden. Sie ist nicht annähernd so grobklastisch wie die westliche, und dieser Unterschied der beiden Randfazies von einander hat wohl in der verschiedenen Entfernung und Gestaltung des Randes des Sedimentationsbeckens seinen Grund. Im Luxemburgischen befinden wir uns sehr nahe dem Rande, wie in dem Auskeilen der

[1]) Grebe, Erl. Bl. Bittburg, S. 8 u. Bl. Oberweis, S. 10.

[2]) van Werveke, Erl. zur geol. Übersichtskarte der südl. Hälfte des Großherzogtums Luxemburg, S. 39—41 und S. 33.

tieferen Schichten nach Westen und dem Übergreifen des jüngsten Teiles über sie hinaus angedeutet liegt, und hier bildeten die noch nicht völlig denudierten Stümpfe des variscischen Gebirges die Umrandungsregion, die wohl einigermaßen steil zum Sedimentationsbecken der Trias abfiel; in dem nördlichen und nordöstlichen Randgebiete der Trias, das heute verhüllt liegt, ist aber nach dem Gesamtbilde, das wir uns von der variscischen Faltung machen müssen, und speziell nach der flachen Lagerung der paläozoischen Sedimente im Baltikum keine jungpaläozoische Gebirgsauffaltung eingetreten und die Region des baltischen Schildes mag sich nach dort aus dem Sedimentationsbecken des Keupers recht flach herausgehoben haben; es mußte aber wohl ein Material, das von einem fernerliegenden und flach ansteigenden Gebiete zugeführt wurde, wesentlich feinklastischer ausfallen, als dasjenige, das näherliegenden und stärker geneigten Denudationsgebieten entstammt. Daß aber die feinklastische Facies von Fallersleben, Gr. Förste etc. weiter nach N. oder NO. in eine gröbere übergeht, die der luxemburgischen Randfacies nahekommt, ist nicht unwahrscheinlich, und z. B. verweist auch Deecke[1]) grobklastische Triasgeschiebe Pommerns, die mit dem diluvialen Inlandeise von Norden kamen, an die Grenze von Keuper und Muschelkalk.

Aus der allmählich sich vollziehenden Abnahme der Korngröße der Sedimente von den westlichen und südlichen Randgebieten der deutschen Trias zum zentralen Teile, etwa dem Gebiete des heutigen Harzes, ist auf die Hauptzuführung des klastischen Materiales von Westen und Südwesten geschlossen worden. Von hierher kann das Material der Kohlenkeupersandsteine, die nordöstlich der an Sandsteinen armen »Normalentwicklung« in reicher Entfaltung auftreten, nicht stammen, vielmehr liegt hier der Hinweis auf eine von Norden oder Nordosten, vom baltischen Schilde, kommende Materialzuführung zum deutschen Triasbecken.

[1]) Deecke, l. c. S. 101.

Hannover, den 10. April 1908.

Tabellarische Übersicht über die deutsche Lettenkohlengruppe.

| Westliche Randfacies | | | Linksrheinische Entwicklung | | | Normal-Entwicklung | | | | | Nordöstliche Randfacies | | | | |

Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises im Saaletale bei Jena.

Von Herrn **Ernst Naumann** in Berlin.

Mit 2 Figuren.

In einem demnächst erscheinenden Aufsatze über das diluviale Flußnetz des nordöstlichen Thüringens habe ich in Gemeinschaft mit E. PICARD die Verbreitung präglazialer und interglazialer Flußschotter im Ilm-Unstrut- und Saale-Gebiet bis in die Gegend von Naumburg dargelegt[1]). Einige Resultate meiner Neuaufnahme des Blattes Jena[2]) sind in dieser Arbeit bereits enthalten; so wurde die Neuentdeckung einer obersten Saaleterrasse auf dem südlichen Plattenberg bei Porstendorf dort mitgeteilt. Im Folgenden sollen nun einige besonders wichtige Ergebnisse dieser Aufnahme, die zu den eingehenden Untersuchungen R. WAGNERS[3]) neue Tatsachen bringen, zur Darstellung gelangen.

I. Eine Fauna in der untersten präglazialen Saaleterrasse auf dem Galgenberg bei Jena.

Aus der untersten präglazialen Saaleterrasse (WAGNERS Mittlere Terrasse) ist bisher nur *Succinea oblonga* bekannt geworden.

[1]) Dieses Jahrbuch, dieser Band.

[2]) Geologische Spezialkarte von Preußen usw., G.-A. 71, Nr. 2, zurzeit im Druck befindlich.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1904, Bd. XXV, S. 95 ff.

Um so mehr dürfte es interessieren, daß es mir geglückt ist, auf dem Galgenberge bei Jena (205 m über N. N.), in tonigen Lagen dieser Terrasse die im Jahre 1907 durch Kanalisation des Forstweges aufgeschlossen wurden, eine kleine Fauna zu entdecken. Vorangegangen war der Fund einiger Bruchstücke von *Unio* in der Kellerausschachtung des Hauses Johann Friedrichstr. 14 am Nordabhang des Galgenberges, wo dieselbe Terrasse als Schotter mit Einlagerungen von tonigen Sandschmitzen vorübergehend aufgeschlossen war. Die fossilführenden Tone auf dem Forstwege sind zwischen dem Hochbehälter und der Abzweigung des zum Galgenberge führenden Fußsteiges ausgeschachtet gewesen, doch war der Kanal zur Zeit meiner Untersuchung bereits verfüllt, so daß ich nur das umherliegende Material, Kies und Ton durchsuchen konnte. Es fanden sich nur im Ton Fossilien, deren Verzeichnis hier folgen mag[1]):

1. Ein Knochen eines kleinen Wirbeltieres.
2. *Helix* sp. Bruchstücke.
3. *Succinea (Lucena) Schumacheri* Andr.
4. *Limnaea (Limnus) stagnalis* L.
5. *Limnaea (Gulnaria) ovata* Drap.
6. *Limnaea (Limnophysa) truncatula* Müll.
7. *Planorbis (Gyraulus) Rossmaessleri* Auersw.
8. *Planorbis (Gyrorbis) rotundatus* Poiret
9. *Planorbis* sp.
10. *Bythinia tentaculata* L.
11. *Bythinia tentaculata* L. var. *producta* Menke
12. *Pisidium amnicum* Müll.
13. *Unio* sp.
14. Pflanzenreste fraglicher Art.

Die Auffindung dieser Fauna ist besonders deshalb bemerkenswert, weil in den gleichaltrigen Schichten bei Zwätzen bisher nur *Succinea oblonga* gefunden worden ist. Wie bei anderen prä-

[1]) Bei der Bestimmung der Faunen wurde ich von Herrn Dr. Menzel in liebenswürdiger Weise unterstützt.

glazialen Flußterrassen scheint auf dem Galgenberg eine ganz lokale Anhäufung von Resten abgestorbener Schaltiere vorzuliegen; diese lebten in einem ruhig fließenden, wenn nicht stagnierenden Wasser. Man kann daher wohl annehmen, daß diese in einem weiten Bett langsam dahinfließende Ursaale bereits von dem heranrückenden Inlandeise beeinflußt war. Auch enthält obige Fauna keine Formen, die gegen eine solche Annahme sprechen.

II. Sande und fossilführende Tone im Hangenden der interglazialen Saaleterrasse, die Äquivalente der jüngeren Vereisung.

Als eine seiner Mittleren Terrasse (unterste präglaziale) gleichaltrige Ablagerung faßt R. WAGNER[1]) eine von nordischem Material freie, sandig-kiesige Bildung in der Sandgrube südlich vom Wege Lobeda—Lobedaburg auf. Dieser Ansicht kann ich mich nicht anschließen, sondern ich halte diesen Sand für wesentlich jünger. Wie WAGNER ausführlich mitgeteilt hat, besteht diese Ablagerung aus einheimischem Sand und Kies aus der nächsten Umgebung ohne jegliches Saalematerial und anscheinend ohne Fossilien. Die ausgesprochene Schrägschichtung dieser Sande erinnerte mich lebhaft an die Gemeindesandgrube am Spielberg in Kunitz. Geht man von der Lobedaer Sandgrube nach Süden über die Lobeda-Rodaer Landstraße, so gelangt man auf eine ebene Fläche, die Terrasse der interglazialen resp. der dieser außerhalb des Verbreitungsgebietes nordischen Materials gleichaltrigen Saale. Eine neu eröffnete Kiesgrube am Feldweg 200 m südlich von der Höhe 171 der Straße Lobeda—Neue Schenke zeigte im Dezember 1907 folgendes Profil:

2 m Einheimischer Sand, Kies und Ton.
Liegendes: ca. 2 » Saaleschotter mit sandig-toniger Schmitze, in der sich ein unbestimmbarer Schalenrest fand.

Daraus geht hervor, daß hier dieselben einheimischen Sande und Kiese, wie sie die Lobedaer Sandgrube zeigt, direkt der interglazialen Saaleterrasse auflagern, und ich halte es deshalb für erwiesen, daß diese Gebilde jünger sind als diese Terrasse. Es

[1]) l. c. S. 183.

ist meiner Ansicht nach nicht nötig, daß der interglaziale Saaleschotter auch in der Lobedaer Sandgrube noch unter dem einheimischen Sand liegen muß. Denn da dieser vorzüglich aus der nächsten Umgebung herabgeschwemmt wurde, liegt er auch auf dem Oberen und Mittleren Buntsandstein der damaligen Talränder, ganz wie bei Kunitz.

Bevor wir weitere Schlüsse aus dieser Beobachtung ziehen, seien die Lagerungsverhältnisse ähnlicher Ablagerungen bei Kunitz erörtert. Die Profile der beiden Sandgruben am Spielberg und der Aufschluß am Galgenberg bei Kunitz sind von R. Wagner[1]) ausführlich beschrieben worden. Bei der Kartierung dieser Ablagerungen stiegen mir jedoch gegen Wagners Deutung Bedenken auf, die immer wieder zu dem Gedanken führten, der Spielbergsand und Schneckenmergel seien zusammengehörige Ablagerungen, die jünger seien, als die interglaziale Saaleterrasse. Diese Bedenken wurden durch andere Aufschlüsse am Hügelberg und am Schießhaus in Wenigenjena wesentlich verstärkt, sodaß ich schließlich beschloß, die Lagerungsverhältnisse mit Hilfe einer Tiefbohrung klar zustellen. Das in der Gemeindesandgrube niedergebrachte Bohrloch hat folgende Schichten durchsunken:

Unter 1 m Abraum der früheren Sandgrube

1. 0—1 m Gelber Sand
2. 1—2,39 m Grauer Schneckenmergel
3. 2,39—2,40 » Sand
4. 2,40—2,60 » Grauer, rötlicher Tonmergel mit Schnecken
5. 2,60—3,20 » Grauer Tonmergel mit Schnecken
6. 3,20—4,00 » Grauer, sandstreifiger Tonmergel mit Schnecken
7. 4,00—5,00 » Grauer, sandstreifiger Tonmergel » »
8. 5,00—5,50 » Gelber, grober Sand mit Tonstreifen
9. 5,50—5,75 » Gelber, grober Sand mit Tonstreifen
10. 5,75—6,25 » Grünlicher Sand mit kleinen Saalegeschieben

Da in der Gemeindesandgrube über diesem erbohrten Profil die von Wagner (S. 148, Fig. 4) dargestellten Schichten liegen, so erreichen diese Bildungen hier die ansehnliche Mächtigkeit von 18,5 m.

---

[1]) l. c. S. 146 ff.

In dem grauen Schneckenmergel (Schicht 2. der Bohrung), der ausgeschachtet wurde, konnte eine kleine Fauna nachgewiesen werden; ebenso habe ich in dem Schneckenmergel der oberen Sandgrube auf dem Spielberg WAGNERS Aufsammlungen fortgesetzt. Ich gebe hier ein getrenntes Verzeichnis, um die große Ähnlichkeit beider Faunen zu zeigen.

1. Schneckenmergel der östlichen Sandgrube auf dem Spielberg bei Kunitz.

**1. *Vitrea (Hyalina) crystallina*? MÜLLER
2. *Helix (Vallonia) pulchella* MÜLLER
*3. *Helix (Vallonia) costata* MÜLLER
4. *Helix (Trichia) hispida* L.
**5. *Helix (Xerophila) striata* MÜLLER
**6. *Helix* sp.
**7. *Napaeus* cf. *montanus* DRAP.
8. *Cochlicopa (Zua) lubrica* MÜLLER
9. *Pupa (Pupilla) muscorum* L.
**10. *Vertigo (Alaea) pygmaea* DRAP.
11. *Succinea (Lucena) oblonga* DRAP. var. *elongata* AL. BR.
**12. *Succinea (Lucena) Schumacheri* ANDR.
**13. *Clausilia (Kuzmicia)* cf. *dubia* DRAP.
*14. *Limnaea (Limnophysa) truncatula* MÜLLER

Es bedeutet ** nur von WAGNER, * nur von mir gefunden.

2. Schneckenmergel, Schicht 2 der Bohrung.

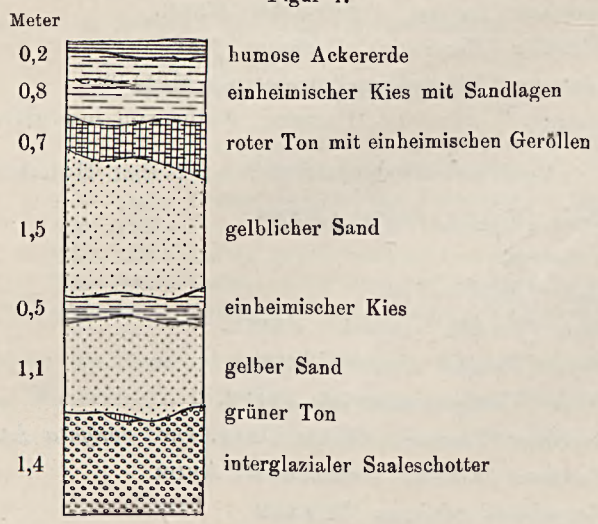
1. *Helix (Petasia) bidens* CHEMN.
2. *Helix* sp.
3. *Helix (Hyalina)* sp.
4. *Pupa (Vertilla) angustior* JEFFR.
5. *Pupa (Vertigo) alpestris* JEFFR.
6. *Pupa (Vertigo) substriata* JEFFR.
7. *Succinea (Lucena) oblonga* DRAP. var. *elongata* AL. BR.
8. *Succinea (Lucena) Schumacheri* ANDR.
9. *Carychium minimum* MÜLLER
10. *Limnaea (Limnophysa) truncatula* MÜLLER

Durch treppenförmige Schürfungen konnte ich am Südabhang des Galgenberges bei Kunitz den Nachweis führen, daß auf der interglazialen Saaleterrasse dort ein grüner Ton mit *Unio* und *Clausilia* und darauf ein roter Ton mit einheimischen Geschieben und auf diesem wiederum Sande vom Typus des Spielberges liegen. Dagegen schaltet sich in dem Hohlweg am Galgenberg zwischen die Saaleterrasse und den roten Ton ein rostgelber Sand, der aus aufgearbeitetem Buntsandstein zu bestehen scheint, und der hangende Ton wird dann wiederum von Spielbergsand überlagert. Sand und Ton scheinen sich also auf kurze Entfernung hin zu vertreten, was auch Bohrungen in verschiedenen Kellern in Kunitz ergeben haben.

Aus den Kunitzer Aufschlüssen ergibt sich also, daß die Schneckenmergel und Sande zum Teil auf der interglazialen Saaleterrasse (Wagners Untere Terrasse z. T.) lagern, sie sind demnach jünger als diese Terrasse.

Als dritten Punkt führe ich einen Aufschluß auf dem Hügelberg in Wenigenjena an, der im Sommer 1907 folgendes Profil zeigte:

Figur 1.



Es liegt demnach hier auf der interglazialen Saaleterrasse eine etwa 5 Meter mächtige Folge von Sanden, Tonen und einheimischen Kiesen. Andere gelegentliche Aufschlüsse, die wenig östlich davon am sogenannten Höhenwege liegen, zeigen dieselbe sehr verschiedene Zusammensetzung der hangenden Sande, Tone und Kiese. Bald bestehen sie aus grünem oder rötlichem Ton, der aus Röt- und Muschelkalkgeröllen zusammengeknetet erscheint, bald aus mehrere Meter mächtigen, gelblichen bis rostfarbigen Sanden, die ausgesprochene Kreuzschichtung aufweisen oder keilförmige Lagen beider Abarten wechsellagern in der mannigfaltigsten Weise mit einander.

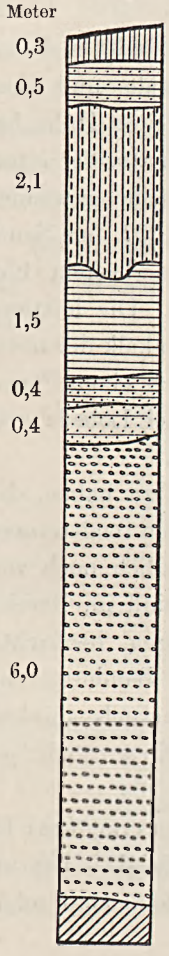
Ein viertes Vorkommen solcher Ablagerungen findet sich auf der Anhöhe zwischen dem sogenannten Jennertale und dem Kochersgraben am Schießhaus in Wenigenjena. Diese Höhe besteht aus Mittlerem Buntsandstein, auf dem der Schotter der interglazialen Saale liegt, der hier früher in einer Kiesgrube gewonnen wurde. Etwas oberhalb von dieser Stelle ist seit 1907 eine Sandgrube angelegt; das Hangende des Saaleschotters besteht hier aus Sanden, einheimischen Kies- und Tonschichten. Die letzteren stammen ganz vorwiegend aus dem Röt und Wellenkalk der nächsten Umgebung. In den Sanden habe ich hier noch einen Feuerstein gefunden, während in diesen Ablagerungen bei Lobeda kein nordisches Material mehr gefunden werden konnte.

Für unsere Betrachtung genügt es, festgestellt zu haben, daß von Kunitz bis Rutha im Hangenden der interglazialen Saaleterrasse solche Gebilde vorhanden sind. Ob sie weiter südlich noch vorkommen, habe ich nicht untersucht. Dagegen sind im Bereich des Blattes Camburg keine solchen Ablagerungen beobachtet worden; man müßte denn den 1 m mächtigen Bänderton bei Steudnitz als Äquivalent des Kunitzer Schneckenmergels ansehen, was wegen der tieferen Lage des unterlagernden Kieses nicht geboten erscheint.

Bei Wichmar sind keine analogen Bildungen zu erkennen; bei Stöben bilden zwar grüne Tone in geringer Mächtigkeit das unmittelbare Hangende der interglazialen Terrasse, doch sind solche

auch bereits an der Basis dieses Kieses am Eisenbahnanschnitt südlich von Stöben im Jahre 1907 freigelegt worden. In der großen Kiesgrube bei Weichau liegt auf der interglazialen Saaleterrasse glazialer Sand aus der Zeit der zweiten Anwesenheit des Eises in unserer Gegend. Bei Kösen endlich wird die interglaziale Saaleterrasse von Bänderton überlagert, auf den sich der Geschiebemergel der zweiten Vereisung des Saalegebietes lagert. Dieses wichtige Profil ist seit 1907 etwas verstürzt und sei deshalb hier wiedergegeben.

Figur 2. **Profil in Rexhausens Weinberg in Kösen.**



a) Gehängelehm

b) blaugrauer Ton mit rostgelben Sand- und Kieslagen. Letztere bestehen aus kleinen Muschelkalkgeschieben, wenig Milchquarz u. nordischem Material. Saalegeschiebe fehlen

c) grünlichgrauer Geschiebemergel, zu oberst reich an Kalkkonkretionen

d) blaugrauer Ton, verwittert bröckelig

e) ockerig-sandiger bis blaugrauer Bänderton

f) rötlich-brauner Sand mit Tonstreifen

g) vorwiegend grober Schotter der interglazialen Saaleterrasse, zum Teil durch Kalk verkittet

h) Zone der Oolithbänke des Unteren Wellenkalkes

Die Bezeichnung »der zweiten Vereisung« für die glazialen Ablagerungen von Weichau und Kösen gründet sich darauf, daß die liegende Saaleterrasse nordisches Material führt, das nur aus den Ablagerungen eines älteren Eises herstammen kann. Dies kann man um so eher annehmen, als durch WEISSERMEL und SIEGERT in dem Gebiet zwischen Halle und Weißenfels im Liegenden der interglazialen Saaleterrasse Reste von älterem Geschiebemergel nachgewiesen sind. Auf die Benennung der Glaziale und der dazwischen liegenden Saaleterrasse werde ich unten zurückkommen.

Aus den soeben beschriebenen Aufschlüssen geht hervor, daß, während bei Kösen noch Geschiebemergel der zweiten Vereisung und bei Weichau glazialer Sand derselben Vereisung die interglaziale Saaleterrasse bedeckt, von der Gegend von Kunitz bis nach Rutha im Hangenden dieser Terrasse Ablagerungen gefunden werden, die als Aufschüttungen am Rande des Eises und durch des letzteren stauenden Einfluß hervorgerufen, sowohl petrographisch, wie auch faunistisch wohl charakterisiert sind und sich von den gleichzeitigen glazialen und fluvioglazialen Bildungen scharf abheben. Daß seit der Ablagerung der interglazialen Saaleterrasse zunächst eine beständige Aufschüttung von Kiesen, Sanden und Tonen, d. h eine mit Auffüllung des interglazialen Saaletales verbundene Akkumulation stattgefunden hat, beweist die mehrfach und zum Teil in großer Mächtigkeit beobachtete Auflagerung solcher Schichten auf dieser Terrasse und darüber hinaus auf der Trias. Die Ursache einer solchen Akkumulationsperiode im Saaletal kann meiner Ansicht nach nur darin erblickt werden, daß das bis in die Gegend von Kösen vorgedrungene Eis der zweiten Vereisung auf die Saale stauend wirkte, so daß der Fluß seeartig erweitert über seine Ufer trat und so auch außerhalb des Bettes der interglazialen Saale neue Aufschüttungen bildete. Dafür spricht auch die Fauna der Kunitzer Schneckenmergel, deren Arten durchaus nicht gegen die Annahme eines kühlen Klimas in der Nähe des Eises sprechen; denn *Vertigo substriata* und *alpestris* sind Arten, die ein kühles Klima bevorzugen, und die

glazialen Sanden sehr ähnlichen Spielbergsande sprechen dafür, daß wohl auch Schmelzwasser zeitweilig in das Staubecken einströmten. Die von nordischem Material freien Sande bei Lobeda sind vielleicht durch anhaltende Regengüsse von den benachbarten Höhen herabgeschwemmt worden.

Die besprochenen Kiese, Tone und Sande im Hangenden der interglazialen Saaleterrasse halte ich demnach für die Äquivalente der gleichzeitigen Ablagerungen der zweiten Vereisung des Saalegebietes, der fluvioglazialen Sande von Weichau und des Geschiebemergels von Kösen.

Aus dem Vorhandensein dieser Randgebilde der zweiten Vereisung würden sich zwei weitere, wichtige Folgerungen ergeben:

1. Von den Saaleschottern im Liegenden der Kunitzer Sande, die mit der interglazialen Saaleterrasse von Kösen und Naumburg gleichaltrig sind, muß man eine etwa 10 m tiefer liegende Saaleterrasse trennen, weil ihr sehr wahrscheinlich postglaziales Alter (im lokalen Sinne) zukommt. Wagners Untere Terrasse wird demnach von mir in die interglaziale und eine tiefere, postglaziale Terrasse zerlegt. Diese steht etwa in der Mitte zwischen der interglazialen und der jüngsten postglazialen Terrasse, welche letztere man auch altalluvial nennen kann. Ob diese mittlere Terrasse einem zweiten Interglazial oder einer dritten Eiszeit weiter im Norden entspricht, darüber soll hier nicht diskutiert werden, da diese Frage noch nicht spruchreif ist.
2. Da das Eis der zweiten Vereisung das Saaletal von Kunitz an flußaufwärts nicht mehr erreicht hat, sondern diese Gegend nur noch durch Hervorrufung eines Staues unter Ablagerung der oben beschriebenen Sande und Tone beeinflußt hat, so können die echten Geschiebemergel und Glazialsande von Zwätzen und Löbstedt nicht Ablagerungen dessel-

ben Eises sein, welches die Entstehungsursache der Staugebilde auf der interglazialen Saaleterrasse gewesen ist, sondern sie gehören einer älteren Eiszeit an. Das Eis dieser älteren Eiszeit hat also im Saaletale weiter südlich gereicht als das der jüngeren.

Zur Begründung der ersten Behauptung müssen wir uns zunächst die Höhenlage der »Unteren Terrasse« auf Blatt Jena etwas genauer ansehen. Der große Höhenunterschied (bis zu 10 m) ist auffällig und wurde bereits von WAGNER hervorgehoben, der spätere Senkungen zu ihrer Erklärung mit in Anspruch nimmt.

Eine Tabelle der jüngeren Saaleschotter mag dies näher zur Anschauung bringen:

Tabelle der jüngeren Saaleschotter bei Jena.

Ortsangabe	Meter über NN.	Meter über Saaleaue
1. bei Rutha (Bl. Kahla) . .	178	23
2. Schubertsburg	155	10
3. Schießhaus und Hügelberg in Wenigenjena	165	22
4. Bürgeler Straße	161	20
5. Löbstedt	149	9
6. Kunitz	158—162	20—24
7. Nordöstlich von Zwätzen .	146	10

Wenn den vorhandenen Aufschlüssen nach diese Tabelle auch Fehler bis zu 2 oder 3 m enthalten kann, so geht doch soviel daraus hervor, daß die Vorkommen Nr. 1., 3., 4. und 6. Kieslager der interglazialen Terrasse sind, die etwas über 20 m über der Saaleaue liegt; diese werden in den Vorkommen Nr. 1., 3. und 6. von Sanden und Tonen vom Kunitzer Typus überlagert. Die Vorkommen Nr. 2., 5. und 7. sind Schotter einer jüngeren, nur etwa 10 m über der Saaleaue gelegenen Terrasse, die für unsere Gegend als postglazial zu gelten hat.

Die Benennung interglaziale Saale ist noch zu rechtfertigen. Zunächst muß bemerkt werden, daß bei Jena in den oben als

interglazial angesprochenen Kieslagern bisher noch kein nordisches Material gefunden ist. Weder in dem Saalekies auf dem Hügelberg noch in der Kiesgrube an der Bürgeler Straße konnte ich trotz wiederholter Durchsuchung der Wände Feuerstein finden, und ebensowenig hat Wagner bei seinen gründlichen Nachforschungen solches darin gefunden. Dagegen enthält der alte Leutraschotter am Steiger nordischen Granit und Feuerstein und der Schotter an der Nervenklinik ist von Wagner[1]) mit Recht als ein Mündungskies einer alten Leutra aufgefaßt worden. Dieser Kies gehört aber seiner Höhe nach (ca. 160 m über NN.) der Ablagerungszeit der Schotter unserer interglazialen Saale an, sodaß über ihre Gleichalterigkeit kein Zweifel bestehen kann. Da andererseits dieselbe Saaleterrasse auf den Blättern Kamburg und Naumburg nordisches Material führt, so ist es vielleicht nur ein Zufall, daß in den wenigen Aufschlüssen unserer Schotter bisher nichts Nordisches gefunden worden ist. Die Nähe der südlichen Verbreitungsgrenze nordischen Materials — sie liegt in der Linie Ammerbach-Wöllnitz — bedingt allerdings, daß man südlich von Zwätzen, wo, von einzelnen Geschieben abgesehen, die südlichsten Ablagerungen der älteren Vereisung im Saaletale selbst gefunden werden, nur noch ganz vereinzelt eine Zuführung von nordischem Material in die Saale anzunehmen hat. Eine Ausnahme macht eben jene Urleutramündung, deren nordisches Material, wie auch Wagner vermutet hat, den Resten glazialer Gebilde im Mühltal und im Münchrodaer Grund entstammt, die ich für Aufschüttungen von Schmelzwassern des älteren Eises halte. Dazu kommt die Erwägung, daß die Ablagerungen der interglazialen Saale auf dem rechten Ufer der heutigen Saale liegen, also den rechtsseitigen Rand des alten interglazialen Flußbettes darstellen, und daß auf dieser Seite der Saale echte Glazialgebilde auf Blatt Jena fehlen. Allenfalls könnte etwas glaziales Material aus der Gegend von Lotschen bei Roda durch eine interglaziale Roda in die Saale gelangt sein; doch ist es sehr fraglich, ob überhaupt damals die Erosion diese hoch-

[1]) l. c. S. 191.

gelegenen Glazialschichten soweit angegriffen hatte, daß etwas davon in die Roda gelangen konnte.

Wir bezeichnen also als interglaziale Saaleterrasse diejenige Schotterterrasse der Saale, die mit der nordisches Material führenden, von Geschiebemergel der jüngeren Vereisung überlagerten interglazialen Saaleterrasse bei Kösen und Naumburg der Höhenlage nach gleichaltrig ist und zwar soweit südlich im Saaletal, als sich überhaupt noch Reste glazialer Ablagerungen als Geschiebe finden.

Es könnte nun noch der Einwurf gemacht werden, ob es nicht möglich wäre, daß die tiefere 150 m-Terrasse bei Jena mit der interglazialen, etwa 10 m höheren zusammen gehöre, indem erstere nur tiefere Lagen derselben interglazialen Terrasse darstelle[1]) und daß später durch die Erosion die zusammenhängenden Partieen dieser sehr mächtigen interglazialen Terrasse getrennt worden seien. Einer solchen Auffassung halte ich Folgendes entgegen: Beide Terrassen treten nirgends zu einer einheitlichen Terrasse verbunden auf und sind auch nirgends an demselben Hang übereinander beobachtet, sondern sie treten stets getrennt auf. Auch ist es nicht zu verstehen, weshalb im ganzen Bereich des Blattes Jena gerade in dem gleichen Zwischenraum von 10—12 m der Schotter erodiert sein soll; denn die Terrassen haben erst Mittleren Buntsandstein, dann Röt zur Basis und die Beschaffenheit dieser Triasschichten ist nicht etwa durch Bildung einer horizontalen Schwelle oder dergleichen auf die Herausbildung dieser beiden Terrassen von Einfluß gewesen. Dazu kommt, daß die tiefere Terrasse nicht selten nordisches Material führt, während solches in der höheren interglazialen mit Ausnahme des Leutrakieses bisher nicht gefunfunden ist. Das ließe sich zwar so erklären, daß während der Aufschüttung der gedachten mächtigen Interglazialterrasse die Zuführung von nordischem Material aus den älteren Glazialablagerungen sich allmählich erschöpft habe. Dagegen bildet die Annahme einer Zuführung dieses nordischen Materials in eine jüngere, tiefere Terrasse durch teilweise Abtragung der Stausande des jün-

[1]) vergl. R. Wagner, l. c. S. 196, der Stauterrassen annimmt.

geren Eises eine sehr annehmbare Erklärung. Auch der Umstand, daß auf der tieferen Terrasse bei Löbstedt ein auelehmartiger Bänderton liegt, beweist, daß die Aufschüttung dieser Terrasse abgeschlossen war und weiterhin neue Erosion erfolgte, mithin also keine Möglichkeit besteht, unsere interglaziale Terrasse als jüngeren Teil der tieferen, im lokalen Sinne als altpostglazial zu bezeichnenden Terrasse zu betrachten. Die jüngsten postglazialen Saaleschotter, die nur etwa 4 Meter über der Saale liegen, sind in obige Tabelle nicht aufgenommen. Sie finden sich bei Burgau, am Prinzessinnengarten und an der Mündung des Gembdenbaches.

Die Begründung unseres zweiten Satzes (Seite 176) ist für die Gegend von Jena durch den Nachweis des Vorhandenseins der als Staugebilde des Eises zu deutenden Sande und Tone vom Kunitzer Typus im Hangenden der interglazialen Saaleterrasse zwar bereits gegeben; doch sollen hier zur weiteren Begründung dieses Satzes noch einige Punkte angegeben werden.

In der Höhenlage zwischen der untersten präglazialen und der interglazialen Terrasse der Saale liegt bei Jena auf der Trias nirgends Glazial, sondern die Trias liegt entweder frei zu Tage oder jungdiluviale Gehängebildungen verdecken sie, wie man in den Tälern erkennen kann. Wäre das jüngere Eis, das den Geschiebemergel bei Kösen auf der Interglazialterrasse absetzte, dasselbe, das die Geschiebemergel bei Zwätzen und Porstendorf lieferte, so müßte das Saaletal bei Zwätzen von der Oberfläche der interglazialen Terrasse bis über die beiden präglazialen Terrassen hinaus mit Glazialablagerungen beschüttet worden sein; dem widerspricht aber das Fehlen von Glazialablagerungen in Höhenlagen zwischen der interglazialen und untersten präglazialen Saaleterrasse bei Zwätzen. Dagegen ist wohl das Glazial auf dem Plattenberge bei Porstendorf, das der zweitjüngsten präglazialen Terrasse aufliegt, in derselben Eiszeit abgesetzt, wie das von Zwätzen und Löbstedt, weil sich auch in Höhenlagen zwischen beiden präglazialen Terrassen an einigen Punkten Glazial findet. Als Beispiele führe ich die Vorkommen von Zwätzen und Neuengönna an, die ihrer Höhenlage nach (200—260 m bezw. 200—240 m) zwischen beiden präglazialen Terrassen liegen. Dazu kommt, daß nördlich von Porsten-

dorf in der untersten präglazialen Terrasse bis Naumburg und Weißenfels[1]) nordisches Material völlig fehlt, und daß deshalb die Anwesenheit eines Eises vor der Ablagerung der untersten präglazialen Terrasse hier völlig ausgeschlossen erscheinen muß.

Aus der Verbreitung der Glazialschichten erhält man also den Eindruck, daß ein sehr mächtiges, älteres Eis die höher gelegenen Glazialablagerungen zwischen Kösen und Jena geliefert hat, und daß nur ein geringfügiger Gletscher als ein südlicher Ausläufer des jüngeren Eises in der Gegend zwischen Kösen und Weichau geendet hat, der sich also zungenartig ins Saaletal vorgeschoben hat.

Daß der Südrand der älteren Vereisung, deren Schmelzwasser- und Randgebilde, nicht mehr so deutlich erhalten sind wie die der jüngeren Vereisung, dies wird erklärlich, wenn man bedenkt, welche gewaltige Abtragung die nur wenig ältere unterste präglaziale Saaleterrasse erlitten hat, und wie sporadisch bei Jena die beiden älteren präglazialen Terrassen erhalten sind. Man kann sich ja auch kaum eine intensivere Umgestaltung vorstellen, als wie sie gerade dieses Gebiet durch die mehrfache Wechselwirkung von Flußerosion und glazialer Aufschüttung bei der zweimaligen Nähe des Eisrandes und in postglazialer Zeit erfahren hat.

Eine weitere Stütze erhält unser zweiter Satz durch die Tatsache, daß auf der untersten präglazialen Terrasse da, wo das Hangende gut erhalten ist, von Jena bis Kamburg mit auffälliger Regelmäßigkeit ein mitunter recht mächtiger Bänderton liegt. Das ist der Fall bei Zwätzen, bei Löbstedt und Kamburg.

Wagner[2]) hat es mehrfach ausgesprochen, daß er in diesen Bildungen einen Übergang von lehmig-sandigen Absätzen der präglazialen Flußaue zu glazialen Schmelzwasserabsätzen sieht. Auch ich bin der Ansicht, daß die präglazialen Bändertone bereits unter dem stauenden Einfluß des nahenden Inlandeises abgelagert worden sind, und daß die Ablagerung der obersten Bändertone bei Zwätzen durch Schmelzwasser dieses Eises beeinflußt gewesen ist.

[1]) Zeitschrift der Deutschen Geolog. Gesellschaft, Protokoll Februar 1906: L. Siegert und Weissermel, Die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels.

[2]) l. c. S. 161, 145.

Für die Annahme verschiedener Glaziale spricht bei Jena auch der Umstand, daß die hochgelegenen Geschiebemergelreste bei Porstendorf, Zwätzen und Nerkewitz usw. sehr tonig sind und eine große Menge aufgearbeitetes Material aus dem lokalen Untergrund enthalten, also durchaus eine Lokalmoräne darstellen, während der jüngere Geschiebemergel bei Kösen mehr sandig ausgebildet ist und weniger grobes Triasmaterial enthält. Auch saaleabwärts von Weißenfels kennzeichnet sich nach Siegert[1]) das jüngere Glazial durch eine mehr sandige Beschaffenheit, während das ältere durchaus mehr tonig entwickelt ist, was Siegert auf die reichlichere Aufarbeitung von Tertiär zurückführt, ohne diese Erfahrung als allgemein giltig hinzustellen. Das jüngere Eis muß eben, außer Trias und Tertiär, die das ältere Eis im wesentlichen vorfand, besonders auch das ältere Glazial, aufgearbeitet haben. Wenn sich also aus der petrographischen Beschaffenheit der Geschiebemergel allein ein sicherer Schluß in meinem Gebiet noch nicht ziehen läßt, so sprechen doch die in dieser Richtung gemachten Beobachtungen nicht gegen die Annahme zweier Eiszeiten. Beiläufig sei hier erwähnt, daß sich in der großen Sandgrube zwischen Unter-Neusulza und Rehehausen bei Groß-Heringen eine große Zahl geschrammter und in verschiedenen Richtungen gekritzter Geschiebe fanden, die dem Oberen Muschelkalk der allernächsten Umgebung angehören müssen.

Zusammenfassung.

1. In Jena konnte als erster Fund in der untersten präglazialen Saaleterrasse in tonigen Lagen derselben eine Fauna nachgewiesen werden, deren Zusammensetzung zwar vorläufig keinen Schluß auf das damalige Klima zuläßt, die aber immerhin beweist, daß auch diese unterste präglaziale Saaleterrasse stellenweise eine erhebliche Zahl von Fossilien aufzuweisen hat.

2. Zwischen Kunitz und Rutha liegen auf der interglazialen Saaleterrasse mächtige Sande und Tone, die zum Teil fossilführend sind, und die als Staugebilde am Rande des jüngeren Eises zu be-

[1]) l. c. S. 36.

trachten sind. Ihre Fauna enthält Formen, die ein kühles Klima bevorzugen.

3. Von der interglazialen Saaleterrasse ist bei Jena die etwa 10 m tiefere zu trennen, weil diese erst nach dem definitiven Verschwinden des Eises aus der Gegend von Jena abgelagert wurde.

4. Aus dem Vorhandensein der Staugebilde des jüngeren Eises ergibt sich mit großer Wahrscheinlichkeit, daß die bei Jena höher als die unterste präglaziale Saaleterrasse gelegenen Glazialschichten der ältesten Vereisung angehören, die die Gegend von Naumburg bis Jena erreicht hat.

5. Das Eis dieser ältesten Vereisung hat weiter südlich gereicht als das der darauf folgenden zweiten Vereisung, wie sich aus dem Vergleich der Lage der Ablagerungen des ersteren mit derjenigen der Staugebilde des späteren Eises ergibt.

6. Noch jüngere Glazialgebilde als die Staugebilde des zweiten Eises sind bei Jena nicht beobachtet.

Berlin, den 16. April 1908.

Erklärung zu Tafel 1.

Fig. 1. Pyroxen, idiomorph gegen Plagioklas. Ilmenit zu Leukoxen zersetzt. 105 : 1.
Hauptdiabaslager am Morgenbrodtstaler Graben. S. 19

Fig. 2. Pyroxen mit Ägirinrand. Das Stück links zeigt zugleich die Verwachsung mit Hornblende. Zwischen den beiden Pyroxenstücken liegt ein idiomorpher Querschnitt von Hornblende. Der Rest ist Chlorit (oben) und Plagioklas (unten). 105 : 1.
Osteröder Rinderstall. S. 13

Fig. 3. Verdrängung des Analcim durch Chlorit, der in radialstrahligen Büscheln von den Plagioklasleisten aus in jenen vordringt. Eisenerze. 105 : 1.
Oberstes Lager im Kl. Mollental. S. 7—8

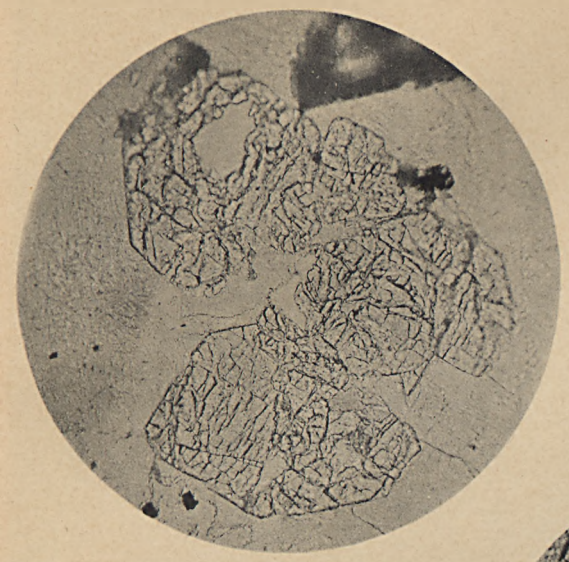


Fig. 1.



Fig. 2.

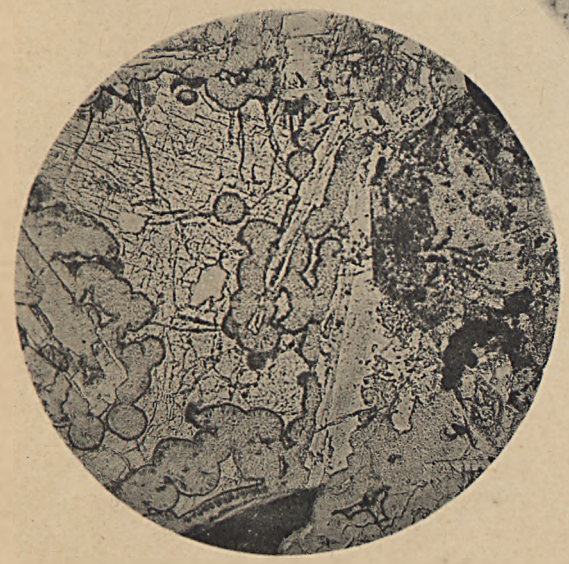


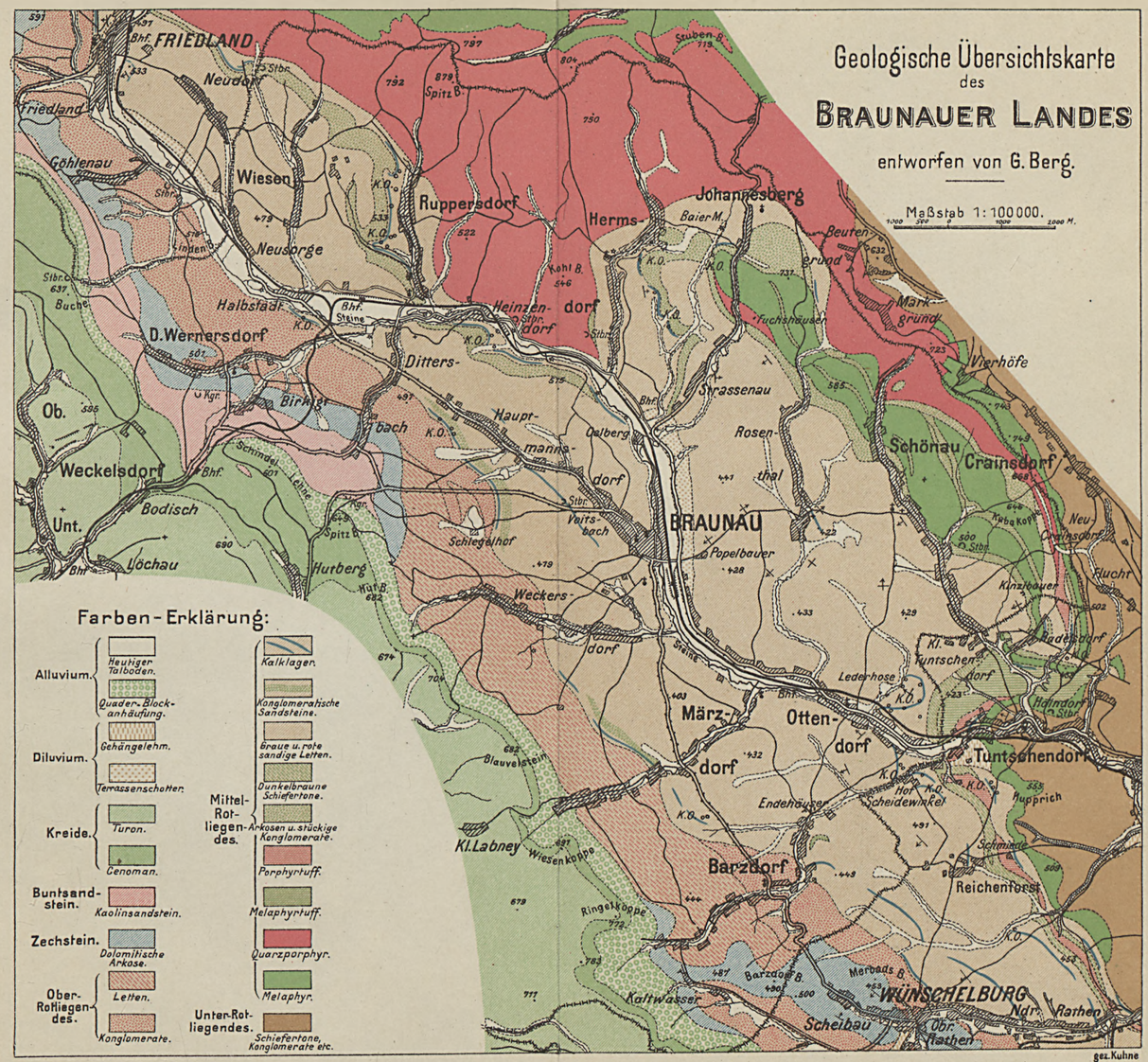
Fig. 3.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Geologische Übersichtskarte des BRAUNAUER LANDES

entworfen von G. Berg.

Maßstab 1:100000.



Farben-Erklärung:

Alluvium.
- Heutiger Talboden.
- Quadern-Blockanhäufung.

Diluvium.
- Gehängelehm.
- Terrassenschotter.

Kreide.
- Turon.
- Cenoman.

Buntsandstein.
- Kaolinsandstein.

Zechstein.
- Dolomitische Arkose.

Ober-Rotliegendes.
- Letten.
- Konglomerate.

Mittel-Rotliegendes.
- Kalklagen.
- Konglomeratische Sandsteine.
- Graue u. rote sandige Letten.
- Dunkelbraune Schiefertone.
- Arkosen u. stückige Konglomerate.
- Porphyrtuff.
- Melaphyrtuff.
- Quarzporphyr.
- Melaphyr.

Unter-Rotliegendes.
- Schiefertone, Konglomerate etc.

gez. Kuhne

Gisaldruck v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Linkstr. 29

Über Diluvium, Tertiär, Kreide und Jura in der Heilsberger Tiefbohrung.

Von Herrn **Paul Gustaf Krause** in Berlin.

Hierzu Tafel 3–8 und zwei Tafeln im Text.

1. Geschichte, Art und Zweck der Bohrung.

Unsere Kenntnis von dem tieferen geologischen Untergrunde der Provinz Ostpreußen stützt sich, da es an oberirdischen Aufschlüssen so gut wie ganz fehlt, auf die Ergebnisse der Tiefbohrungen. Es ist das Verdienst von Professor Jentzsch, durch eine jahrelang fortgesetzte planmäßige Sammlung und wissenschaftliche Bearbeitung dieser Bohrprofile eine erste Grundlage für die Kenntnis von dem geologischen Aufbaue und der Zusammensetzung dieses Gebietes geschaffen zu haben. In einer schönen Übersichtskarte und Abhandlung hat er noch neuerdings das aus dem gesamten Material gewonnene Bild in knapper Form zur Darstellung gebracht[1]).

Da aber die bisher ausgeführten Bohrungen, von wenigen Fällen abgesehen, fast ausschließlich für Zwecke der Trinkwasserversorgung angelegt worden waren, so erreichten sie im allgemeinen keine nennenswerten Tiefen. Sie erlaubten daher auch bis jetzt nicht, die Frage zu entscheiden, ob in größerer Teufe technisch nutzbare Bodenschätze, vor allem Kohlen und Kalisalze, vorhanden seien. Nur im Nordosten der Provinz war man bei eini-

[1]) A. Jentzsch, Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Dieses Jahrbuch für 1899. Berlin 1900.

gen zu solchen Zwecken ausgeführten Bohrungen in ältere Schichten gekommen, sonst hatte man die Kreide nicht durchteuft. Auch überschritten die erreichten Tiefen 300 m nur ganz vereinzelt. (Das tiefste Bohrloch war bis dahin das von Fort Kalgen bei Königsberg mit 306 m.)

Unter diesen Umständen mußte es daher Sache des Staates in seinem Bestreben, die wirtschaftliche Entwicklung der Provinz zu heben, sein, zunächst durch eine ausgedehntere Tiefbohrung an einem geeigneten Punkte über den geologischen Aufbau in größerer Teufe Aufschluß zu gewinnen und damit der Frage nach dem Vorhandensein abbauwürdiger Flöze näher zu treten. Zu diesem Zwecke wurde in dem Staatshaushalt des Jahres 1901 eine entsprechende Summe für ein solches Unternehmen ausgeworfen.

Auf Vorschlag von Herrn Direktor Jaeger von der Königl. Bohr-Inspektion zu Schönebeck a/E. wurde sodann eine Stelle bei Heilsberg, weil dort das Tertiär in einer Anzahl von Punkten bekannt war, als Ansatzpunkt für die Tiefbohrung gewählt. Mir selbst wurde von der Direktion der Geologischen Landesanstalt in Berlin die wissenschaftliche Überwachung der Ergebnisse am Bohrturme übertragen.

Die wissenschaftliche Bearbeitung des sehr umfangreichen, am Bohrturme gesammelten Rohmaterials wurde dann in den Wintern der nächsten Jahre in Berlin ausgeführt. Leider hat sich die Veröffentlichung der Arbeit durch die Herstellung der Tafeln etwas länger hinausgeschoben, als mir erwünscht war. Die Fertigstellung der einen Tafel, die lithographiert wurde, hat sich über ein Jahr lang hinausgezogen, während das Manuskript im wesentlichen im Jahre 1905 bereits fertig vorlag, bis auf die Bearbeitung der Kelloway-Fauna und die Herstellung der dazu gehörigen beiden Tafeln, die erst im verflossenen Winter erfolgen konnte.

Von einer Liste der für die Arbeit benutzten Literatur wurde auch aus dem Grunde abgesehen, weil für den wichtigsten Teil der Bohrung, den Oberen Jura, eine solche durch M. Schmidt[1]) bereits

[1]) M. Schmidt, Über Oberen Jura in Pommern. Abhandl. der Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 41. Berlin 1905.

unlängst zusammengestellt ist. Sie würde sich für diesen Abschnitt ziemlich genau mit der von mir zu gebenden decken und den weitaus überwiegenden Teil der von mir für vorliegende Arbeit benutzten Abhandlungen darstellen.

Endlich erfülle ich noch eine angenehme Pflicht, wenn ich auch an dieser Stelle den Herren Professor Dr. Frech in Breslau, Professor Dr. E. v. Koken in Tübingen, Dr. Loriol le Fort in Genf, Professor Dr. Pavlow in Moskau, Professor Dr. Pompeckj in Göttingen für die liebenswürdige Überlassung von Vergleichsmaterial meinen verbindlichsten Dank ausspreche.

Herrn Professor v. Koken, Herrn Dr. Loriol le Fort und Herrn Prof. Dr. Uhlig in Wien bin ich außerdem noch zu besonderem Danke verpflichtet durch die auf meine Bitte vorgenommene Untersuchung einiger Fossilien aus dem Kimmeridge bezw. Kelloway.

Die Bohrung wurde Ende März 1901 begonnen und den Sommer über weiter geführt, bis sie im September infolge technischer Schwierigkeiten bei 900 m Teufe zum Stehen kam und dann aufgegeben wurde. Sie wurde als Gestängebohrung mit Wasserspülung und Krone, streckenweis auch mit Diamantkrone, betrieben.

Es wurde mit einem Röhrendurchmesser von 32 cm zu bohren begonnen. Anfangs wurde mit Schappe und Spülung gearbeitet. Wegen der vielen Steine im Diluvium kam man zunächst nur sehr langsam vorwärts.

Von Tage bis 170 m waren leider nur bei Wechsel des Gesteins Proben entnommen worden, während von 170 bis 900 m von jedem durchteuften Meter eine Probe des Spülschlammes sowie dort, wo festes Gestein vorlag, auch die Bohrkerne aufbewahrt wurden. Daß bis zu 170 m Teufe nur 28 Proben vorliegen, ist sehr zu bedauern. Denn es ist dadurch nicht möglich, diesen ersten Teil des Profils bis dahin genau festzustellen, weil naturgemäß eine solche kleine Zahl von Proben dazu nicht ausreicht. Ich habe, als ich bei meinem ersten Besuche in Heilsberg diesen Tatbestand vorfand, sofort darauf gedrungen, daß nun-

mehr von Meter zu Meter Proben entnommen und aufbewahrt wurden.

Wir werden weiter unten noch sehen, wie wichtig es gewesen wäre, gerade im Tertiär das Profil genauer von Meter zu Meter zu haben, wenn es sich um die Besprechung der bernsteinführenden, sog. »blauen« Erde handelt.

Das gesamte Bohrkernmaterial wurde von mir an Ort und Stelle in fortlaufender Reihenfolge nach den von Meter zu Meter durch den Bohrmeister aufgeklebten Tiefenzahlen zerschlagen, um Gesteinsbelegstücke und Versteinerungen zu gewinnen. Dabei wurde sofort mit einem eisernen Griffel in jedes mitzunehmende Stück die Teufe eingeritzt, so daß dadurch jede Möglichkeit einer nachträglichen Verwechselung der Tiefenangaben ausgeschlossen wurde. Es war dies eine Arbeit, die sich im Hinblicke auf Vorkommnisse bei älteren Bohrungen als durchaus notwendig erwies.

2. Lage des fiskalischen Bohrloches und der privaten.

Gleich bei meiner ersten Anwesenheit in Heilsberg im Mai 1901 konnte ich das Vorhandensein eines stattlichen Endmoränenzuges festellen, der im Süden der Stadt als wirkungsvoller Hintergrund für diese landschaftlich so schön gelegene und architektonisch so reizvolle Stätte wie ein kleiner Gebirgszug verläuft. Der nach einer Aufnahme von mir angefertigte nebenstehende Lichtdruck zeigt diese Oberflächenformen und in Zusammenhang damit die Haupt-Seeterrasse der Gegend, in die das heutige Alletal tief eingeschnitten ist.

In diesem Endmoränenrücken ist nun SSO. von Heilsberg die staatliche Bohrung unmittelbar neben der Kunststraße Heilsberg-Seeburg dort angesetzt, wo von dieser der Weg nach Kiwitten-Bischofstein abzweigt.

Hier treffen wir auf eine weitere, jene eben erwähnte Hauptterrasse nicht unwesentlich überhöhende, schmalere Stufe, von der



Aufgenommen von Dr. P. G. Krause. 1901. Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Die Endmoräne und Hauptterrasse östlich von Heilsberg von Norden gesehen.

ich es jedoch unbestimmt lassen muß, ob sie der Simser, als sie einst mit höherer Sohle die Endmoräne durchbrach, ihren Ursprung verdankt oder noch jenem großen, hinter, d. h. nördlich der Endmoräne, aufgestauten Seebecken.

Die Höhenlage des staatlichen Bohrloches über NN. ist etwa 230 Dezimalfuß (= 86,6 m).

Es traf sich sehr glücklich, daß zu gleicher Zeit mit dieser großen Bohrung von privater Seite in der Umgebung der Stadt mehrere andere zur Wassergewinnung niedergebracht wurden, die zwar nur mäßige Tiefen erreichten, aber dennoch einige erwünschte Ergänzungen zu der ersteren boten. Die eine dieser ist der Brunnen der Heilsberger St. Georgs-Brauerei, der ziemlich genau nördlich von der staatlichen Tiefbohrung und östlich der Stadt unweit der Kunststraße nach Marheim bei nahezu 200 Dezimalfuß = 75,3 m über NN. liegt.

Die anderen sind die Tiefbohrungen, die für die Wasserversorgung der Stadt Heilsberg ausgeführt sind. Die eine, von der wir allein Proben bekommen haben, liegt unweit nördlich von der Stadt an der Kunststraße nach Neuendorf in 225 Dezimalfuß = 84,7 m Geländehöhe, also fast genau in der gleichen Höhenlage wie die fiskalische. Sie steht gleichfalls außerhalb der Endmoräne und zwar nördlich, also hinter dieser, aber schon ein Stück weiter entfernt davon als die der Georgsbrauerei.

Jener unmittelbar benachbart ist eine zweite, zu demselben Zweck ausgeführte Bohrung. Für diese besitzen wir nur das etwas summarische Bohrregister, das die Baufirma aufgestellt hat. Dasselbe gilt auch für die dritte dieser Bohrungen, die aber wieder südlich der Stadt in der Endmoräne angesetzt ist. Sie liegt westlich vom Lindenberg und westlich an der Straße, die zum Jüdischen Friedhof hinausführt. Im Nachfolgenden werden diese 3 städtischen Bohrungen in der obigen Reihenfolge als Nr. 1, 2 und 3 angeführt werden.

3. Die fiskalische Bohrung.

A. Die Tertiärscholle.

Das Bohrloch beginnt gleich von Tage aus mit tertiären Schichten. Aber das Tertiär steht gleichwohl hier wie auch an anderen Stellen seines hiesigen Vorkommens nicht unmittelbar an der Oberfläche an. Klebs[1]) hatte schon früher die Unregelmäßigkeit in der Lagerung des Heilsberger Tertiärs erkannt, wenn er auch den Umfang, in dem das Tertiär hier auf sekundärer Lagerstätte ruht, nicht voll gewürdigt hatte. Er glaubt, diese Störungen auf eine ganze Reihe von Ursachen zurückführen zu sollen, wobei er (a. a. O. S. 377) »dem Druck der Diluvialmassen und wohl auch dem der Gletschermassen einen großen Einfluß« zugesteht. Daß aber gerade der Druck des Inlandeisrandes die ausschließliche Ursache dieser Losreißungen und Aufpressungen des Tertiärs aus dem Untergrunde gewesen ist, war ihm ebenso, wie das Zusammenfallen dieser Schollenzone mit der Heilsberger Endmoräne, die er nicht erkannt hatte, entgangen.

Auf diesen Schollencharakter des Heilsberger Tertiärs hatte ich schon früher gelegentlich an zwei anderen Stellen hingewiesen[2]). Ich hatte dabei unter Anführung weiterer Beispiele darauf aufmerksam gemacht, daß es eine nach meinen Beobachtungen häufige Erscheinung ist, daß in den Endmoränen Schollen des in der Tiefe anstehenden Untergrundes zu Tage kommen. Man kann es wohl als Regel hinstellen, daß fast überall, wo in den Endmoränen vordiluviales Gebirge unmittelbar oder unter dünner Decke an die Oberfläche tritt, dies in Form von Schollen oder aufgequetschten Massen, die aus dem Untergrunde durch den Pflugschaarartig wirkenden Rand des Inlandeises losgetrennt oder durch den einseitigen Druck der Eismassen emporgepreßt sind, geschieht.

---

[1]) R. Klebs, Das Tertiär von Heilsberg in Ostpreußen. Dieses Jahrbuch für 1884. Berlin 1885.

[2]) Zeitschrift der Deutschen Geol. Gesellsch. Bd. 53, Heft 4, S. 108. Berlin 1902 und dieses Jahrbuch für 1904, Bd. XXV, S. 378. Berlin 1905.

Diese an zahlreichen Punkten in den norddeutschen Endmoränen vorhandenen Schollen sind an manchen Stellen auch mit einfachen Aufpressungen verbunden oder werden durch diese gewissermaßen vertreten. Diese Vorkommen sind für die Erkenntnis des Aufbaues im Untergrunde auch deswegen von besonderer Bedeutung, weil sie offenbar Stellen bezeichnen, an denen das Inlandeis im Untergrund am anstehenden Gestein beim Oszillieren ein Widerlager fand; Gesteinsriegel, die es wohl noch, wie die Schollen lehren, mit seiner Stoßkraft z. T. zu beseitigen vermochte, die aber bei richtigen Aufpressungen eine Ursache waren, daß gerade hier durch die Hemmung eine Eisstillstandslage, eine Endmoränenstaffel entstand. Es würde sich meiner Ansicht nach wohl verlohnen, einmal daraufhin das gesamte, namentlich im letzten Jahrzehnt sehr reichlich gewordene Beobachtungsmaterial kritisch zu sichten und diejenigen Punkte, an denen es sich um wirkliche, noch mit dem Untergrunde zusammenhängende Aufpressungen und Faltungen handelt, gesondert von denjenigen darzustellen, an denen zweifellos losgerissene Schollen vorliegen. Bei der zweiten Kategorie wäre dann der Versuch zu machen, den Ort im Untergrunde festzustellen, von dem sie losgerissen sind, der nicht immer in unmittelbarer Nähe zu liegen braucht. Hierbei würde das von Tag zu Tag dichter werdende Netz von Tiefbohrungen, das ja, wie bekannt, von unserer Geologischen Landesanstalt seit einigen Jahren planmäßig bearbeitet und veröffentlicht wird, gute Dienste leisten.

Mit Hülfe einer solchen Untersuchung gelänge es vielleicht, auch der Lösung der wichtigen Frage näher zu treten, ob etwa in der der letzten Vereisung voraufgehenden Zwischeneiszeit oder vielleicht gar noch während der letzten Eiszeit im Untergrunde von Norddeutschland tektonische Bewegungen stattgefunden haben, die jene Widerlager für das Eis schufen, an denen es nun Schollen abscherend oder Faltungen aufpressend seine Macht äußerte. Nur dürfte man nicht in den Fehler früherer Versuche, die sich in ähnlicher Richtung bewegten, verfallen und sogleich nun bestimmte Faltungsrichtungen über weite Gebiete feststellen wollen.

Denn es ist durchaus noch nicht bewiesen, daß (wenigstens im östlichen Teil des norddeutschen Flachlandes) auch wirkliche Faltungszüge vorliegen und nicht bloß ein mit örtlich wechselnden Hebungen und Senkungen verbundenes Bruchsystem die Tektonik beherrscht. Die durch den Eisschub hervorgerufene Faltung hatte früher dahingehende irrige Vorstellungen erweckt.

O. Jaekel hat neuerdings[1]) für die von ihm früher[2]) als Stauwirkungen des Inlandeises erklärten Überlagerungen des Diluviums durch Oligocän im Grüneberger Höhenzug (also Schollenaufschiebungen) eine andere Ansicht entwickelt. Danach glaubt er diese z. T. recht großartigen Faltungen und Pressungen auf interne Massenverschiebungen infolge der Senkung des Grundwasserspiegels nach Abzug des Inlandeises zurückführen zu können. Es soll nicht in Abrede gestellt werden, daß wohl örtlich und in geringerem Umfange sich einmal solche Einflüsse auf die Lagerungsverhältnisse werden geltend gemacht haben. Daß aber solche großartigen Störungen, wie die im Grüneberger Höhenzuge, sich nicht hierauf, sondern einzig auf die eigentümlichen Druckverhältnisse am Stirnrande des Inlandeises zurückführen lassen, dürfte doch wohl keinem Zweifel unterliegen. Auch das aus Nordamerika von Jaekel zu Gunsten seiner neueren Anschauung angeführte Beispiel wirkt nicht überzeugend.

Man hat ja wiederholt in Bergbaubezirken Gelegenheit gehabt, die Wirkungen festzustellen, die durch die Entziehung des Grundwassers in diluvialen Schichten von Seiten der Bergwerke entstehen und ist bisher, soviel mir bekannt, dabei nicht auf nennenswerte Wirkungen gestoßen.

Die Bohrung der Stadt Heilsberg beim Jüdischen Friedhof hat ebenfalls eine Tertiärscholle durchteuft, wie das eingelieferte, zusammengefaßte Profil lehrt, das lautet:

Sand	0 — 0,7 m
Schwarzbrauner Ton	0,7—35 »
Blauer Ton	35 —36,3 »
Grüner Sand	36,3—39,3 »
Grauer Ton mit Steinen	39,3—46,5 »

[1]) Zeitschr. d Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 53, H. 4, S. 106 f.
[2]) Ebenda 1887, S. 277—300.

Man kann daraus wenigstens soviel erkennen, daß unter der anscheinend 39 m mächtigen Tertiärscholle sicher noch über 7 m Geschiebemergel durchsunken ist.

Außerhalb (nördlich) der Heilsberger Endmoräne liegt das Tertiär wieder in normaler Tiefe im Untergrunde. Das beweisen die anderen privaten Bohrungen. Trotzdem die vorhin genannte Brauereibohrung unserer Scholle doch nächst benachbart ist, liegt hier das Tertiär schon unter einer Decke von 49 m Diluvium. Dabei muß man noch berücksichtigen, daß die St. Georgs-Brauerei etwa 30 Dez.-Fuß tiefer im Gelände liegt. Dementsprechend beginnt in der fiskalischen Bohrung das anstehende Tertiär erst in 68 m Tiefe. Die 18,09 m mächtige Tertiärscholle in unserer Bohrung zeigt nun das folgende Profil:

18,09 m

0	— 0,4 m	Braungrauer, schwach lehmiger Sand mit vereinzelten kleinen, gelben, ockerigen Klümpchen.
0,4	— 1.64 »	Gelblichbrauner, mittelkörniger Sand mit winzigen Glimmerblättchen.
1,64	— 3,60 »	Brauner, ziemlich feiner Sand mit einzelnen bläulichen und weißen, hirsekorngroßen Quarzkörnern, schwach glimmerig.
3,60	— 4,00 »	Grauer bis olivgrüner, sandiger Ton, wechsellagernd mit Sand und fetterem Ton, führt kleine Glimmerschüppchen.
4,00	— 7,15 »	Etwas fetterer, licht graubunter, schwach sandiger Ton mit winzigen einzelnen Glimmerschüppchen.
7,15	— 9,42 »	Hellgrünlichgrauer, schwach feinsandiger Ton.
9,42	— 17,00 »	Graubunter, toniger Feinsand (Formsand), baumkuchenartig geschichtet.
17,00	— 18,09 »	Brauner, sandiger Braunkohlenletten mit kleinen Glimmerschüppchen.

Es sind kalkfreie Sande und Tone der miocänen Braunkohlenformation, die nach den KLEBS'schen Untersuchungen (a. a. O., S. 367) ihrer oberen Abteilung angehören würden.

Die Stratigraphie der Braunkohlenformation bedarf in den östlichen Provinzen noch sehr der Klarstellung, da unter Nichtberücksichtigung und Verkennung der eigentümlichen Unregelmäßigkeiten und Störungen der Lagerung, wie sie durch die Einwirkung des Inlandeises hervorgerufen sind, hier mancherlei Unrichtigkeiten und irrige Anschauungen untergelaufen sind, die erst noch zu berichtigen sind. Bevor jedoch nicht das gesamte dies-

bezügliche Material daraufhin durchgearbeitet ist, läßt sich in einem Einzelfalle, wie dem vorliegenden, keine Kritik üben.

B. Das Diluvium.

Unter der Tertiärscholle liegt nun das Diluvium mit folgendem Profil:

42,09 m	18,09—50,60 m	Grauer, typischer, sandiger Geschiebemergel mit kleineren und größeren nordischen Geschieben[1]).
	50,60—51,90 »	Kiesiger Sand und sandiger Kies.
	51,90—55,55 »	Kiesiger Sand mit runden Klumpen eines lichtgrauen Tonmergels.
	55,55—60,00 »	Weißer Spatsand.
	60,00—61.20 »	Ziemlich grober Kies.
	61,20 - 68,00 »	Weißer, kalkfreier Quarzsand mit einzelnen Feldspatkörnern und siegellackroten Quarzkörnern.

Zu den Diluvialschichten ist Folgendes zu bemerken: Die Mächtigkeit des Oberen Geschiebemergels mit 32,51 m ist hier im Endmoränen-Gebiete etwas auffallend hoch, wenn ja auch aus anderen entsprechenden Gebieten noch größere Zahlen bekannt geworden sind. (Es wäre immerhin denkbar, daß man hier trennende Zwischenschichten überbohrt hat, da ja, wie eingangs bemerkt wurde, in dieser Teufe noch nicht von Meter zu Meter Proben entnommen sind. Diese Möglichkeit muß immerhin offen gelassen werden.) Andererseits steht aber diese Mächtigkeit mit den in den beiden Privatbohrungen gefundenen gut in Übereinstimmung.

Sämtliche Horizonte des Diluviums sind kalkhaltig, nur der unterste nicht, der wohl nur aufgearbeitetes Tertiärmaterial mit ganz geringen nordischen Beimengungen enthält.

In dem nicht weit entfernten, schon außerhalb der Endmoräne gelegenen Bohrloch der St. Georgsbrauerei zeigt das Diluvium folgendes Profil:

[1]) Das Tagebuch des Bohrmeisters Globig gibt hier an:
18,9 – 35 m Ton mit Kies und groben Geschieben,
35 —50,6 » Ton mit grobem Sand und Steinen,
50,6—51,9 » Sand, scharf und fein, mit etwas Ton,
51,9—55,5 » Sand, sehr scharf, mit etwas Ton,
Zwischen 58—59 m fand sich artesisches Wasser.

0— 9 m Wechsel von sandigem Kies und kiesigem Sand mit Geröllen,
9—16 » Spatsand,
16—17 » Schwach toniger Feinsand,
17—18 » Schwach feinsandstreifiger Tonmergel,
18—20 » Spatsand,
20—21 » Steiniger Sand und Geschiebemergel,
21—23 » Kiesiger Sand bis sandiger Kies,
23—47 » Geschiebemergel,
47—48 » Steiniger, sandiger Kies,
48—49 » Stark steiniger, sandiger, braunschwarzer Geschiebelehm (Tertiärbeimengungen, daher die Farbe).

(NB. In 8—10 m und in 47—48 m Teufe waren Wasserhorizonte.)

Auch in dieser Bohrung, bei der übrigens durch Herrn Bieske-Königsberg von Meter zu Meter Proben entnommen sind, ist der Obere Geschiebemergel noch 24 m mächtig.

Die dritte Bohrung endlich, die erste für das Wasserwerk der Stadt Heilsberg ausgeführte, hat das Diluvium nicht durchsunken. Sie zeigt nachstehende Schichtenfolge (die Proben sind nur bei Wechsel des Gesteins entnommen):

0 — 2,9 m Sandiger Kies,
2,9— 9,0 » Rötlicher Tonmergel mit vereinzelten Sand- oder Kieskörnern,
9,0—14,0 » Kiesiger Sand mit Brocken eines grauen Geschiebemergels,
14,0—31,7 » Grauer, sandiger Geschiebemergel,
31,7—37,7 » Sandiger Kies,
37,7—39,7 » Grauer, sandiger Geschiebemergel,
39,7—42,0 » Grauer, staubiger, kiesiger Sand,
42,0—42,2 » Grauer, sandiger Geschiebemergel,
42,2—44,3 » Grauer, schwach kiesiger Sand mit Brocken eines grünlichen, schwach tonigen Sandes,
44,3—46,0 » Grauer, sandiger Geschiebemergel,
46,0—47,5 » Schwach toniger, grüner, einzelne kleine Gerölle führender, kalkhaltiger Sand,
47,5—51,0 » Fleischroter, fetter Ton mit dünnen Einlagerungen eines grünlichgrauen Sandes,
51,0—68,0 » Graubunter Tonmergel mit einzelnen ganz schwachen, lichtgrünlichen Sandeinlagerungen,
68,0—77,0 » Sandiger Kies mit kleinen Geröllen,
77,0—77,2 » Feinsandiger, graustreifiger, kalkhaltiger Tonmergel mit vereinzelten kleinen Geschieben,
77,2—78,7 » Grünlicher, mittelkörniger, kalkiger Geschiebesand,
78,7—80,0 » Derselbe, mehr kiesig und mit Brocken eines Tonmergels,
80,0—80,5 » Dunkelgrüner, feinsandiger Tonmergel.

Auch in dieser Bohrung ist der Obere Geschiebemergel 17,7 m mächtig.

Er hat hier jedenfalls im ganzen Gebiete, wie die drei Bohrungen zeigen, eine das sonstige Mittel weit übersteigende Mächtigkeit. Daß diese in der Endmoräne gerade am größten ist, kann verschiedene Ursachen haben. Entweder liegt er, was bei der ganzen unregelmäßigen Lagerung hier am wahrscheinlichsten ist, steil aufgerichtet, so daß die Bohrung ihn unter spitzem Winkel durchteuft, oder aber es wurde von ihm an dieser Stelle, ähnlich etwa, wie dies in der von Klautzsch[1]) beschriebenen Bohrung bei Rastenburg der Fall ist, eine örtlich beschränkte Hohlform bei seiner Ablagerung ausgefüllt, und er schwillt dadurch zu solcher Mächtigkeit an.

Da der Deckton durch die Arbeit von R. Klebs[2]) gerade aus der Heilsberger Gegend eingehender bekannt geworden ist, so möge an dieser Stelle auf Grund der 3 Bohrungen auch ganz kurz auf diesen eingegangen werden. In dem in der Endmoräne und in dem anderen, im Bereich des Alletales belegenen Bohrloche fehlt dieser Ton. Nur in der dritten Bohrung tritt er mit einer Mächtigkeit von 6,1 m auf.

Der Deckton kann also eine ziemliche Dicke erreichen. Er ist hier zweifellos eine einheitliche Masse. Aber auch an den anderen Stellen der Kartenoberfläche, an denen R. Klebs mit Anwendung von Künsteleien ihn noch in einen ober- und unterdiluvialen Ton zerlegen wollte, ist eine solche Trennung auf Grund von auftretenden Sand- und Kiesnestern unhaltbar. Ein Blick auf die Karte von Klebs lehrt sofort das unnatürliche dieser Auffassung und Darstellung. Es war das noch zu einer Zeit möglich, wo man im Diluvium von einzelner Seite darauf verzichtete, einfach unbefangen Beobachtungen zu sammeln und diese dann erst

---

[1]) A. Klautzsch, Bericht über Endmoränen und Tiefbohrungen im Grundmoränengebiete des Blattes Rastenburg. Dieses Jahrbuch für 1900, Bd. XXI, S. XXXVII.

[2]) R. Klebs, Der Deckton und die tonigen Bildungen des Unteren Diluviums um Heilsberg. Dieses Jahrbuch für 1883. Berlin 1884.

zu einem Kartenbilde zu verarbeiten. Statt dessen ging man mit einem vorgefaßten Schema an die Beobachtung ohne genügende Kritik. Wenn man schlechtweg eine horizontale Lagerung des Diluviums annahm, obwohl die unbefangene Beobachtung in so vielen Fällen das Gegenteil zeigt, und dann die Grenzen nach der Höhenkurve konstruierte, wie das KLEBS auch hier mit dem Deckton gemacht hat, so war das ein verhängnisvoller Fehler.

Noch in einer anderen Hinsicht hat das in den Heilsberger Bohrungen angetroffene Diluvium ein Interesse. Die Umgegend von Heilsberg galt immer als Fundpunkt mariner Interglazialschichten. G. BERENDT, KLEBS[1]) und SCHROEDER[2]) hielten sie für primäres Interglazial. Man durfte daher sehr gespannt sein, als die Bohrungen begannen, ob wir von diesem Vorkommen in ihnen etwas antreffen würden. Aber in allen drei Bohrungen fand sich nichts davon. Wenn nun wirklich anstehende marine Interglazialschichten vorhanden wären, dann wäre es doch immerhin wunderbar, daß sie sich nur an ein paar räumlich beschränkten Stellen finden sollten. Wäre wirklich hier einmal eine diluviale (interglaziale) Meeresbedeckung vorhanden gewesen, von der jene Faunenreste ein Zeugnis ablegen sollen, dann fänden sich diese Schichten mit diesen Versteinerungen auch allgemeiner im nördlichen Ostpreußen, wie auch im besoderen in unserer Gegend. Das ist aber nicht der Fall, wie auch unsere drei Bohrungen lehren. Es handelt sich auch hier nur um verschleppte Fetzen und Schollen von vielleicht präglazialen Ablagerungen. In dem einen Aufschlusse dieser Fauna führenden Sande finden sich nach R. KLEBS (Erläuterungen zu Blatt Heilsberg, S. 29) außerdem noch zahlreiche Einlagerungen von Tertiärmaterial. Und diese sind überdies noch gefaltet, beweisen also, daß wir hier gar keine normalen Lagerungsverhältnisse, sondern aus dem Untergrunde aufgenommenes älteres Gestein vor uns haben.

Ein Besuch der verschiedenen Fundorte bestätigte durchaus

[1]) R. KLEBS, Der Deckton usw. Dieses Jahrbuch für 1883, S. 615.

[2]) H. SCHROEDER, Über zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreußen. Dieses Jahrbuch für 1885, S. 219—239.

meine Ansicht. Die Aufschlüsse am sog. Ölmühlenberge sind in ihrer Gesamtheit leider dicht bewachsen, und es besteht kaum eine Aussicht, daß sie je wieder in größerem Maßstabe freigelegt werden. Bilden sie doch den Steilhang des linken Alleufers. Eine umfangreichere Abgrabung würde hier den Bestand der Ufer und darüber liegender Felder ernstlich bedrohen. Es sind jedoch immerhin noch kleinere Aufschlüsse hier im Gehänge vorhanden, die das für die Frage Wesentliche zu erkennen erlauben. Bei meinem letzten Besuche im Juli 1905 konnte ich noch deutlich an einer Stelle aufgerichtetes Miocän (Braunkohlenletten mit lichtgrünen, reinen und tonigen Sanden und fetteren, graugrünen Tonen) in unmittelbarer Berührung mit diesen, ebenfalls unregelmäßig gelagerten, angeblich interglazialen, marinen Schichten beobachten.

Die anderen Fundstellen der Karte weiter unterhalb am linken Alleufer sind bis auf die östlichste nicht mehr zugänglich. Die letztere liegt in der Einschnürung, die eine spornartig vorspringende Halbinsel hier durch die Abtragung seitens der Alle erfahren hat. Hier ist der feine, ockergelbe Sand mit weißen Schmitzen und Butzen darin ganz deutlich als Nester im Geschiebemergel eingelagert. Durch Abgraben wurde der natürliche Aufschluß noch vervollständigt und klargestellt. Schalenreste fanden sich nicht.

Werfen wir von den Lagerungsverhältnissen einen Blick auf den Inhalt der Schichten, so sind diese marinen Schalen so schlecht erhalten, daß nicht einmal die Gattung sicher zu bestimmen war. Wenn sie daher auch in ganzen Bänken und in zweischaligen Exemplaren an den paar Fundstellen vorkommen, so beweist das noch nicht, daß sie dort anstehend sind. Denn, wenn das sie enthaltende Gesteinsmaterial als Ganzes vom Eise mitgeführt ist, so braucht dadurch der Zusammenhang der Schalen nicht gestört zu werden.

Nachdem es dem verstorbenen G. Maas[1]) gelungen ist, in

[1]) G. Maas, Über präglaciale marine Ablagerungen im östlichen Norddeutschland. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 56, 1904, Briefl. Mitt.

Posen präglaziales, marines Diluvium[1]) nachzuweisen, gewinnt die Annahme, daß es sich auch bei dem angeblichen interglazialen von Heilsberg um die gleiche Erscheinung handelt, an Wahrscheinlichkeit.

Mit diesem Heilsberger Vorkommen aber steht und fällt das zweite ostpreußische marine Interglazial von Kiwitten, zwischen Heilsberg und Bischofstein. H. Schroeder[2]) ist für seine ursprüngliche Ablagerung eingetreten. Er weist zwar die Deutung dieses Vorkommens als einer Scholle zurück, läßt aber (a. a. O., S. 229) schließlich doch diese Möglichkeit offen. Aus seiner Schilderung der Gegend geht aber hervor, daß die betreffenden Fundpunkte in einem Endmoränengebiete liegen, daß die Fauna führenden Schichten sich also nicht mehr in ungestörter Lagerung befinden können. Es hat daher, zumal wenn man noch die ganz beschränkte, örtliche Verbreitung dieser sog. interglazialen marinen Fauna in Betracht zieht, die Annahme eine viel größere Wahrscheinlichkeit für sich, daß es sich auch bei Kiwitten nur um sekundäre Lagerstätten (Schollen) von präglazialen Ablagerungen handelt.

Durch die Besichtigung dieser Örtlichkeiten wurde die vorhin ausgesprochene Vermutung, daß die heute nicht mehr zugänglichen, auch ursprünglich unbedeutenden Aufschlüsse in einer Endmoränenzone liegen, bestätigt. Der westliche der beiden liegt unweit vom Innenrande dieses Bogens, der östliche unmittelbar in der Endmoräne selbst. Damit ist aber von vornherein eine ungestörte Lagerung der fraglichen Schichten ausgeschlossen.

Mit diesen beiden Fundpunkten fällt aber das marine Interglazial in Ostpreußen. Auf Grund ihm von mir gemachter mündlicher Mitteilungen hat dies W. Wolff[3]) schon an anderer Stelle

[1]) A. Jentzsch hat zwar in einem neueren Aufsatze (Die erste Yoldia aus Posen, dieses Jahrbuch für 1905, Bd. 26, S. 177) das Maas'sche Präglazial wieder ins Interglazial gestellt. Aber die hierfür gegebene Beweisführung überzeugt nicht.

[2]) H. Schroeder, Über zwei neue Fundpunkte mariner Diluvialconchylien in Ostpreußen. Dieses Jahrbuch für 1885. Berlin 1886. S. 222 ff.

[3]) W. Wolff, Bemerkungen zu de Geer's neuer Stellung zur Frage der zweiten Vereisung. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 56, 1904.

ausgesprochen und dabei auch an den westpreußischen marinen Interglazial-Fundorten Kritik geübt. Ich teile seine Bedenken hinsichtlich einiger westpreußischer Fundorte, enthalte mich aber eines Urteils über die mir nicht durch Augenschein bekannten. Die wohl am besten aufgeschlossenen Punkte am Frischen Haff habe ich zu Pfingsten 1901 besucht und dort die Überzeugung gewonnen, daß die verwickelten Lagerungsverhältnisse, die durch Faltungen, Aufpressungen und Verschiebungen hervorgerufen sind, erst noch zu entwirren sind. Dann erst wird man vielleicht in der Lage sein, die Frage zu beantworten, was sich von den fossilführenden Ablagerungen auf ursprünglicher Lagerstätte befindet, und welcher Interglazialzeit es angehört.

C. Das Miocän.

68,00— 76,42 m Grauer bis braungrauer, schwach feinsandiger Ton mit spärlichen Glimmerschüppchen,
76,42— 80,88 » Braungrauer, harter, schwach feinsandiger Ton mit einzelnen Braunkohlenstückchen,
80,88— 95,50 » Lichtgraugrüner Ton mit spärlichem Glimmer, einzelnen holzigen Braunkohlenstückchen und einigen eisenschüssigen, kieseligen Konkretionen,
95,50—129,50 » Schwarzbrauner Braunkohlenletten mit einzelnen Kohlestückchen.

Leider gilt auch für diese 61 m mächtige Folge kalkfreier Gesteine noch die eingangs beklagte, ungenügende Probeentnahme. Es liegen nämlich nur 4 Proben (je eine von jeder der 4 verschiedenen Gesteinsstufen) vor. Daher ist auch eine genauere Gliederung dieses Abschnittes nicht möglich, so wenig wie über die genaue Mächtigkeit der kohlenführenden Horizonte sichere Anhaltspunkte gegeben werden können. Aus diesen Gründen ist es daher auch nicht angängig, das Profil mit anderen bekannten aus dem Heilsberger Gebiet oder aus dem Samland zu vergleichen. Mit den aus der Heilsberger Gegend von R. Klebs[1]) beschriebenen stimmt es ohnehin nicht überein. Dasselbe gilt auch für

[1]) R. Klebs, Erläuterungen zu Blatt Heilsberg der geol. Spezialkarte. Berlin 1891. — Das Tertiär von Heilsberg in Ostpreußen. Dieses Jahrbuch für 1884. Berlin 1885.

die samländische Braunkohlenformation. Überhaupt liegt unsere Kenntnis über den Aufbau und die Gliederung der Braunkohlenformation im ostelbischen Anteil des norddeutschen Flachlandes noch sehr im Argen. Der Umstand, daß man die in fast allen Aufschlüssen zu beobachtenden, verwickelten Störungen der Lagerungsverhältnisse auf rein tektonische Ursachen zu beziehen suchte, trat der Erkenntnis geradezu hindernd in den Weg. Wie ich schon oben einmal andeutete, handelt es sich zumeist nicht um tektonische Störungen, sondern um glaziale, durch die Eismassen hervorgerufene. Daher rührt die Verwickeltheit und die Unregelmäßigkeit der Störungen.

So lange aber noch nicht das gesamte Material wirklich kritisch durchgearbeitet und gesichtet ist, ist es aussichtslos, von einem einzelnen Profil aus Vergleiche mit andern anzustellen.

Die Grenze gegen das Oligocän wurde bei 129,5 m dort gezogen, wo in dem folgenden Gesteinsabschnitt der Glaukonitgehalt und mit ihm der Bernstein einsetzt.

In dem Brunnen der St. Georgs-Brauerei beginnt das Miocän bei 49 m unter Tage und zeigt folgendes Profil:

49—50 m	Fetter, hellleberbrauner Ton mit Beimengung kleiner Steinchen (diluvial-nordisch),
50—52 »	bröckelige Braunkohle,
52—55 »	schwach feinsandstreifiger, graubrauner Ton mit Glimmerblättchen,
55—56 »	stark feinsandstreifiger Ton derselben Art mit viel Wasser,
56—57 »	schwach feinsandstreifiger, graubrauner Ton mit Glimmerblättchen,
57—59 »	magerer, braungrauer, feinsandstreifiger Ton,
59—62 »	derselbe, etwas fetter und graugrün,
62—63 »	derselbe mit mulmiger Braunkohle,
63—70 »	feiner, grauer Sand mit spärlichem Glimmer (wasserführend),
70—72 »	durch Braunkohlenstaub gefärbter, feinsandiger Ton (Braunkohlenletten),
72—74 »	feiner, grauer Sand mit spärlichem Glimmer,
74—75 »	Braunkohlenletten,
75—87 »	soll dasselbe gewesen sein wie das vorige (diese Proben fehlten),
87—92 »	lichtgraubrauner, ziemlich feiner Sand mit spärlichem Glimmer (Braunkohlensand),
92—99 »	derselbe, aber heller, kaum noch Braunkohlenstaub enthaltend,
99—100 »	derselbe, frei von Färbung, mit etwas gröberem Korn.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Dies vollständige Miocänprofil läßt sich leider nicht mit dem bedauerlicherweise unvollständigen der fiskalischen Bohrung im einzelnen parallelisieren. Zunächst fällt auf, daß das Miocän im Untergrunde der Endmoräne 10 m mächtiger ist als in dem Brauereibohrloch, das in ihrem unmittelbaren Hinterlande gelegen ist. Dies kann möglicherweise damit zusammenhängen, daß die Schichten dort noch von der Stauchung durch den Eisrand mitbetroffen sind; dann würde sich die größere Mächtigkeit dadurch erklären, daß die Schichten schräg zu ihrer Ebene durchteuft sind. Eine andere Möglichkeit wäre die, daß in dem nahen Hinterlande vom Inlandeise die jetzt auf und in der Höhe der Endmoräne steckenden Miocänschollen abgeschert sind, wodurch sich dann die geringere Mächtigkeit des noch Anstehenden erklären würde. Ohne ins einzelne gehende, zahlreiche Profile ist jedoch eine Entscheidung dieser Frage nicht möglich.

Vergleicht man die obigen beiden Profile miteinander, soweit dies eben angängig ist, dann springt sofort bei beiden das Vorwalten der tonigen Bildungen ins Auge. Die kärgliche Zahl der fiskalischen Proben erlaubt leider nicht festzustellen, ob in dem 34 m umfassenden tiefsten Teile, von dem nur eine einzige Probe vorliegt, nicht etwa doch trotz ihrer tonigen Beschaffenheit die Sande wie in der Brauereibohrung vorherrschen.

D. Das Oligocän und Eocän (?).

129,5—139,0 m braungrauer, mittelkörniger Sand mit lichtgrünlichen Klumpen eines schwach glimmerigen Tones, in diesem Fragmente von kohligen Resten.
Außerdem Bernstein. Nach dem Tagebuch der Bohrung wurden aus 0,17 cbm Bohrschlamm 10 g Bernstein gewonnen.

139,0—144,6 » grünlichgrauer, sehr sandiger Ton bis toniger Sand.

144,6—164,7 » grober, weißlicher Quarzsand mit vereinzelten Tonbrocken und Glaukonitkörnern.

164,7—165,1 » kiesiger, glaukonitischer Quarzsand mit vielen Phosphoriten und festen Brocken der »Wilden Blauen Erde« (glaukonitischer, schwach toniger Sand).

165,1—174,2 » schwach feinsandstreifiger, grünlichgrauer, glimmeriger Ton mit einzelnen Butzen von dunkelgrünem, glaukonitischem, schwach tonigem Sand.

174,2—178,0 » mittelkörniger, grünlichgrauer, schwach toniger Sand.

178,0—180,0 m grünlichgrauer, sandiger Ton.
180,0—181,0 » » toniger Sand.
181,0—182,0 » » sandiger Ton.
182,0—186,0 » » schwach toniger Sand bis Sand.
186,0—187,0 » » stark sandiger Ton bis stark toniger Sand.
187,0—215,0 » schwach grünlichgrauer, glimmerführender, toniger bis schwach toniger Sand.
215,0—225,0 » heller, glaukonitreicher Sand mit vereinzelten Glimmerblättchen.

Das Oligocän stellt sich auch in unserm Profil als eine Folge von glaukonitischen, kalkfreien und im wesentlichen sandigen Gesteinen dar wie auch sonst in Ostpreußen. Fossilien sind in ihm nicht enthalten. Dagegen ist das Vorkommen des Bernsteins in der oberen Abteilung dieser Etage von großem Belang. Leider läßt sich allerdings gerade über die Mächtigkeit dieses wichtigen Horizontes nichts Genaueres angeben, da, wie schon eingangs erwähnt wurde, bedauerlicherweise erst von 170 m an von jedem fallenden Meter Proben aufgehoben sind.

Der Nachweis des Bernsteinhorizontes hier im Gebiete hat deswegen eine besondere Bedeutung, weil er außerhalb des Samlandes, wie Jentzsch noch neuerdings in einem Vortrage dargetan hat, nicht bekannt war[1]). Allerdings berücksichtigt Jentzsch dabei nicht eine von ihm auf Blatt Oxhöft[2]) (G. A. 16, Nr. 26) in Westpreußen erwähnte Stelle: »Der Fund eines Bernsteinstückchens im dortigen Tertiär würde wenig bemerkenswert sein, wenn nicht etwa 7 km nordnordwestlich auf demselben Blatte im Dorfe Pogorsch an der Basis des Tertiärs bei 150 m Tiefe nahe über der bei 159 m getroffenen Kreide ein bernsteinführender Sand erbohrt worden wäre.«

Es scheint also doch auch dort anstehende Bernsteinformation vorzuliegen.

Wir treffen sie hier bei Heilsberg, also in immerhin beträchtlicher Entfernung von ihrem Hauptgebiete, wieder anstehend an. Da ist es nun von Belang zu sehen, daß auch schon in einer

[1]) Jentzsch, Über die Verbreitung der Bernstein führenden »blauen« Erde. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 55, 1903, S. 122 ff.)

[2]) A. Jentzsch, Beobachtungen über Kreide, Tertiär, Diluvium und Alluvium Westpreußens. Dieses Jahrbuch 1900, S. LXXXII.

älteren Heilsberger Bohrung von Klebs[1]) zwischen 38 und 40 m Tiefe ebenfalls das Vorkommen von Bernstein erwähnt wird: in einem blaugrünen, glaukonitreichen Ton, der namentlich in mehr sandigen Schnüren auftritt. Er muß also jedenfalls ebenso wie der ähnliche Ton dort aus 33—38 m Tiefe schon zum Oligocän gerechnet werden. Übrigens ist dieses ebenfalls in der Endmoräne belegene Bohrloch nur ungefähr 200 m in nordöstlicher Richtung von der fiskalischen Bohrung entfernt. Aus der auffallend hohen Lage dieses Vorkommens im Gelände geht jedoch hervor, daß es sich an dieser Stelle auch um eine nicht mehr schwebend liegende, sondern aufgepreßte Masse handelt. Dies ergibt sich auch aus der Angabe von Klebs, daß die Schichten ziemlich stark nach O. einfielen.

Noch in einer zweiten Bohrung (a. a. O., S. 353) wird ein Glaukonitsand mit Bernsteinbröckchen angeführt. Es handelt sich hier aber nur um eine Scholle, da unmittelbar unter dem Bernsteinhorizont gleich wieder Geschiebemergel folgt. Dieser Punkt liegt etwa 350 m entfernt und zwar nahezu südlich von dem fiskalischen Bohrloche und gleichfalls in der Endmoräne.

Übrigens läßt Klebs (ebenda S. 373—374) auch schon die Möglichkeit offen, daß »die Heilsberger glaukonitischen Tone als Vertreter der samländischen Glaukonitformation im Liegenden des grünen Sandes aufzufassen seien«.

Man wird wohl nicht fehlgehen, wenn man die glaukonitreichen, tieferen Lagen seiner »unteren Abteilung der Heilsberger Braunkohle« (a. a. O., S. 372) schon zum Oligocän stellt.

Ist aber hier bei Heilsberg das bernsteinführende Oligocän in verhältnismäßig so großer Entfernung vom Samlande noch vorhanden, so besteht die Aussicht, daß sich seine Verbreitung über ein weiteres Gebiet als das heutige Samland erstreckt. Dann wird es auch noch an anderen Punkten der Provinz, vielleicht unter günstigeren Abbaubedingungen, aufzufinden sein. Bei dem Werte, der dem Bernstein zukommt, würde dies von nicht zu unterschätzender Bedeutung sein.

---

[1]) R. Klebs, Das Tertiär von Heilsberg usw., S. 349.

Die große Verbreitung des Bernsteins sowie auch kleinerer Schollen von Bernsteinerde im norddeutschen Diluvium[1]) lassen es ja a priori als sicher erscheinen, daß die Bernsteinformation anstehend nicht bloß auf das Samland beschränkt ist.

Ein Beweis für ihre weiterreichende Verbreitung liegt jetzt von Heilsberg vor. Für Pommern gibt G. Berendt[2]) Unteroligocän von der petrographischen Beschaffenheit des samländischen in einer Bohrung von Rügenwaldermünde, aber ohne Bernstein an. Auch weitere Punkte, die Deecke[3]) hierfür neuerdings aus Pommern zusammengestellt hat, können sich ebenfalls nur auf die petrographische Analogie stützen, das Harz ist darin anstehend im pommerschen Gebiet bisher noch nicht gefunden. Es spricht aber viel dafür, daß jener Analogieschluß richtig ist.

Durch neuere wichtige Untersuchungen von C. Gagel[4]) wird eine einstmalige große Verbreitung eocäner Ablagerungen in Norddeutschland immer wahrscheinlicher. Man muß daher damit rechnen, daß in unserm obigen Profil etwa von 170 m an schon Eocän enthalten ist. Denn hier beginnen grünlichgraue, tonige Letten. Sie weichen zwar etwas von den bei Königsberg[5]) und Judschen[6]) gefundenen ab, zumal sich auch hier noch weiter hinab überwiegend sandige Schichten einstellen, und auch wieder an der Basis Glaukonitgehalt auftritt. Dieser geht allerdings auch in die Kreide und selbst in den Jura nach unten hin fort, so daß dies hier nichts Auffallendes haben würde. Aber durch ihre Lagerung zwischen der Bernsteinformation und dem Senon und die Fossilfreiheit stimmen sie mit jenen überein. Eine sichere Altersbestimmung ist aber einstweilen noch nicht möglich.

---

[1]) Es sei hier beispielsweise nur an das von A. Remelé bei Eberswalde beschriebene Vorkommen erinnert. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 27, S. 710.)

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Gesl. Ges., Bd. 31, 1879, S. 799–800.

[3]) W. Deecke, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. (Mitt. Nat. Ver. f. Neu-Vorpommern usw., Bd. 32/33 S. 80/82, Greifswald 1902.)

[4]) C. Gagel, Über die untereocänen Tuffschichten und die paläocäne Transgression in Norddeutschland. (Dieses Jahrbuch f. 1907, S. 166/167.)

[5]) A. Jentzsch, Der vordiluviale Untergrund usw., S. 284.

[6]) Fr. Kaunhowen, Beobachtungen über Diluvium, Tertiär und Kreide in Ostpreußen (Dieses Jahrb. für 1907, S. 225 f.).

In der Heilsberger St. Georgsbrauerei ist das Oligocän nur in seinem Hangendsten erbohrt: Es folgt dort von 100—110 m etwas grober, schwach grünlichgrauer, glaukonitführender Quarzsand.

Da sich in ihm reichlich artesisches Wasser fand, so wurde die Bohrung nicht weiter hinabgestoßen. Entsprechend der tieferen Ansatzstelle dieses Bohrpunktes im Gelände wurde hier das Oligocän schon bei 100 m unter Tage erreicht. Der Unterschied in der Höhenlage beträgt übrigens auch hier wie beim Miocän gegenüber der in der fiskalischen Bohrung gefundenen 19 m.

Das läßt doch wohl auf eine ruhige Lagerung in diesen Schichten außerhalb der Endmoräne schließen.

E. Die Kreideformation.[1])

a) Ober-Senon.

225—291 m[2]). Feiner bis mittelkörniger, hellgrauer bis hellgrünlichgrauer, glaukonitischer, kalkhaltiger, schwach glimmerführender Sand. Fossilien: Foraminiferen: *Nodosaria*, ganz besonders häufig, *Dentalina*, *Truncatulina*, *Triloculina*, *Robulina*, *Frondicularia* u. a., Selachierzähne: *Lamna*. Teleostiertrümmer. Muschelbruchstücke und — Brut: *Avicula*, *Monotis*. Ostracoden: *Cypris*.

291—293 m. Derselbe Sand auch mit den Foraminiferen. Aber es stellen sich in ihm scharfe Trümmer harten Kreidemergels ein von den durchbohrten festen Gesteinsbänken.	291—293 m. Kernbruchstücke. Hellgrauer, glaukonitischer, feinglimmeriger, sandiger, harter, leicht spaltender Kreidemergel. Mit Belemniten-Rest, *Pecten* sp. cfr. *virgatus* Nilss, *Lamna* sp., Teleostierbruchstücken. Einschaltung eines festen, grauen, kieseligen Kalksteins und einer kieseligen Bank, ähnlich dem »Toten Kalk«.

[1]) Von 291,7 m an beginnen einzelne festere Gesteinsbänke, die Bohrkernstücke geliefert haben. Es setzt sich also die Gesteinsfolge von hier an nach unten aus einem Wechsel von härteren und weicheren Schichten zusammen. Deshalb ist das Profil, wie auch in den tiefer folgenden, da die genaue Lage der harten Bänke nicht angegeben ist, von dort an in 2 Reihen nebeneinander fortgeführt, so daß links immer die Angaben über die losen (Spül-) Proben, rechts die über die festen Bänke (Kerne) stehen.

[2]) Nach Ausweis des Tagebuches des Bohrmeisters wurde das Gestein beim Bohren von 267—279,58 hart, lieferte aber noch keine Kerne.

293—297 m. Derselbe Sand.	293—297 m. Derselbe Kreidemergel mit Belemnitenstücken, Echinidenstachel und Spongie, *Limea*, mit einer 0,25 m dünnen Bank eines dunkelgrünlichen, glimmerführenden, glaukonitischen, schwach tonigen, feinkörnigen bis dichten, schwach kalkigen, kieseligen Sandsteins. (Toter Kalk.)
297—302 m. Derselbe Sand.	297—301,8 m. Derselbe Kreidemergel mit dünnen Einschaltungen desselben Sandsteins wie vorher, sowie eines lichtgrauen, kieseligen Kalksteins und einiger Flintstücke. Teleostierreste, Belemnitenbruchstück.
302—328 m. Derselbe Sand, bald mit mehr, bald mit weniger Trümmern und derselben Fauna wie oben.	301,8—305,6 m. Lichtgrauer, kieseliger Kreidemergel mit Spongienresten und feinkörniger bis dichter, dunkelgrünlichgrauer, glimmeriger, kieseliger Sandstein mit verkieselten Spongien. 305,6—311,5 m (Kerne 1 m). Wechsel von grauem, sandigem mit kieseligem Kreidemergel (Toter Kalk) und dem feinkörnigen usw. Sandstein. Teleostierreste. 311,5—315,1 m (Kerne 1 m). Derselbe Gesteinswechsel. *Nodosaria.* 315,1—316,9 m (Kerne 0,5 m). Weißer Kreidemergel mit meist kleinen und einzelnen großen Phosphoritknollen. Teleostierreste. 316,9—317,7 m (Kerne 0,25 m). Stark kieseliger, grüngrauer und grauer Kalk. 317,7—321 m (Kerne 0,75 m). Derselbe Kalk und ein weicherer, weißer Kreidemergel. *Nodosaria.* 321—323 m (Kerne 0,20 m). Weißer Kreidemergel mit hartem, splitterigen, kieseligen, grauen, flintartigen Kalk. 323—326,4 m (Kerne 0,50 m). Kieseliger Kalk und harter Kreidemergel. Teleostierreste, *Lingula* sp. 326,4—328 m (Kerne 1 m). Lichtgrauer Kreidemergel (Glaukonit und Glimmer führend). Splitteriger, grauer, flintartiger, kieseliger Kalk mit Kupferkies, Foraminiferen, Teleostierreste, *Gryphaea vesicularis* Lam.
328—333 m. Derselbe Sand usw. 333—347 m. Derselbe Sand glaukonitreicher (Grünsande).	328—337,3 m (Kerne 2,5 m). a) Weicher, weißer bis graufleckiger, harter, sandiger Kreidemergel . . . . . 50 cm Fischwirbel, Stachel von *Cidaris.* b) Dunkelgrauer, kieseliger, splitteriger Kalk, nach unten zu kieseliger werdend, einzelne Foraminiferen . . . 18 »

	c) Lichtgrauer Kreidemergel, nach unten in kieseligen Kalk übergehend . . . 35 cm
	d) Grauweißer Kreidemergel mit verkieselter Spongie . . . . . 10 »
	e) Grünlichgrauer, harter, etwas kieseliger, sandiger Kreidemergel . . . . 20 » *Nodosaria*, Teleostierreste, *Actinocamax* sp.
	f) Kieseliger Kalk und härterer Kreidemergel . . . . . 20 »
	g) Grünlichgrauweißer Kreidemergel . . 17 »
	h) Lichtgrauer Kreidemergel . . . . . 20 »
	i) Dasselbe . . . . . 15 »
	k) derselbe etwas härter, grünlichgrau. Fischreste, *Ostrea* sp. aff. *O. Merceyi* Coquand.
	l) Derselbe, weicher. Fischschuppe . . . 20 »
	337,3—340,3 m (Kerne 2 m).
	a) Derselbe Kreidemergel und einzelne Stücke des dunkelgrüngrauen, kieseligen Sandsteins . . . . . 50 »
	b) Derselbe Kreidemergel . . . . . 28 »
	c) Ebenso . . . . . 25 »
	d) Splittriger, kiesliger, grauer Kalk . . 20 » mit *Nodosaria*.
	e) Weißgrauer Kreidemergel mit *Ostrea* sp. 70 »
	f) Dasselbe . . . . . 10 »
	340,3—342,1 m (Kerne 1,40 m).
	a) Derselbe, kieselig . . . . . 10 »
	b) Derselbe mit härteren Partieen, mit Fischresten und *Terebratula* und junger *Gryphaea vesicularis* Lam. . . . . 34 »
	c) Derselbe, ohne härtere Partieen mit Serpeln . . . . . 35 »
	d) Ebenso, unten etwas kieselig . . . . 15 »
	e) Derselbe mit *Ostrea* . . . . . 22 »
	f) Derselbe mit *Rotalia* (?) und *Gryphaea vesicularis* Lam. (jung). . . . . 8 »
	g) Derselbe, kieselig mit *Ostrea* . . . . 15 » nach unten wieder weich.
347—362 m. Derselbe Sand, grünlichgrau.	342,1—354,4 m (Kerne 0,90 m).
	a) Grauweißer Kreidemergel . . . . . 15 »
	b) kieseliger, splittriger, grünlichgrauer Kalk mit Chalcedonklüften und etwas Schwefelkieskristallen . . . . . 18 »
	c) Weißgrauer Kreidemergel mit einzelnen

Fischtrümmern ? . . . . . 32 cm
d) Dasselbe . . . . . 25 »

354,4—356,6 m.
a) Brocken von hartem, kieseligem Kalk, teils grau, teils dunkelgrün, und weißer Kreidemergel . . . . . 50 »
b) Weißlicher Kreidemergel mit kieseligem Kalk . . . . . 25 »
c) Schwach grauweißer Kreidemergel . 30 »
nach unten in hellgrauen, kieseligen Kalk übergehend.

356,6—361,7 m
a) Brocken kieseligen Kreidemergels . . 20 »
b) Weißer und grauweißer kieseliger Kreidemergel mit einzelnen Foraminiferen 10 »
c) Graubunter, kieseliger Kreidemergel mit *Pecten* sp. . . . . 20 »
d) Brocken weicheren und härteren Kreidemergels . . . . . 15 »

362—368 m. Derselbe Sand, gröber, mit vielen Schalenbruchstücken, »Brut« von *Avicula* und vielen Foraminiferen.

368—371 m. Derselbe Sand, wieder feiner und mit weniger Muschelbruchstücken.

371—411 m. Derselbe bald etwas gröbere, bald feinere Sand grauer und mit vielen kleinen Trümmern von lichtgrauem Kreidemergel, die zum Teil ganz überwiegen.

361,7—411 m.
a) Lichtgrauer, sandiger, glimmeriger Kreidemergel mit einzelnen Foraminiferen 75 »
b) Brocken desselben Gesteins, daneben auch Stücke des graubunten, kieseligen Kreidemergels . . . . . 50 »
c) Hellgrauer, etwas festerer Kreidemergel 15 »
d) Etwas kieseliger, grünlichgraubunter Kreidemergel . . . . . 12 »

411—413 m. Derselbe Sand, wieder etwas gröber, die Gesteinsbröckchen walten wieder vor.
Nodosaria, *Dentalina*, *Avicula*.

411—413 m. Lichtgrauer Kreidemergel, arm an Resten . . . . . 50 »

413—414 m ziemlich weicher, hellgrünlichgrauer, schwach sandiger Kreidemergel. Spongien- und Teleostier-Reste . . . . . 90 cm
414—415 » dasselbe Gestein . . . . . 95 »
415—421 » lichtgrauer, glaukonitischer, glimmeriger, schwach sandiger, harter Kreidemergel mit horizontaler Schichtung. — *Nodosaria*, Spongien-Reste, *Belemnitella mucronata* Schloth. Selachier-Zahn, Teleostier-Trümmer . . . . . 6 m
421—423 » dasselbe Gestein, aber etwas härter, weil kieseliger. Nur schwach glaukonitisch. Einzelne Fischreste, Foraminiferen 2 »

423—430 m	dasselbe Gestein, weniger hart. — Unbestimmbare Pflanzenreste, *Belemnitella mucronata* Schloth. Teleostier-Reste .	7	m
430—431 »	dasselbe mit einzelnen etwas dunkleren und etwas weicheren, tonigen Einlagerungen	1	»
431—434 »	dasselbe hellgraue Gestein wie 423—430.	2,5	»
434—438 »	dasselbe hellgraue Gestein, bisweilen mit dünnen, etwas lichteren Lagen, die reicher an Glimmer und Glaukonit sind als das übrige Gestein. Teleostier-Reste.	4	»

Die Grenze zwischen Tertiär und Kreide wurde infolge Fehlens anderer Anhaltspunkte da gezogen, wo bei gleichbleibender Facies die glaukonitischen Sande einen deutlichen Kalkgehalt erkennen lassen. Hand in Hand mit dem Kalkgehalt stellt sich übrigens auch eine marine Fauna ein. Ich bin hier dem Vorgange von Jentzsch[1]) gefolgt, der für die oligocänen Grünsande des Ostens überall Kalkfreiheit festgestellt hat. Auch für die eocänen Letten trifft ja diese Eigenschaft zu.

Es bleibt aber immer noch die Frage offen, ob nicht der oberste, aus losen Sanden aufgebaute Teil der hier schon zur Kreide gestellten Gesteinsfolge doch noch vielleicht dem Eocän zuzurechnen sein wird. Denn wir wissen, daß die Bernsteinfauna und -flora eocänen Alters ist und sich also in der sogen. »blauen« Erde auf zweiter Lagerstätte befindet, während wir allerdings anstehende, ganz sicher eocäne Schichten bisher hier im deutschen Osten noch nicht haben nachweisen können (vergl. das hierüber oben auf S. 205 Gesagte). Dafür sind jedoch derartige Ablagerungen im russischen Gebiete aus dem Gouvernement Kiew bekannt geworden[2]). Es sind dort auch wieder glaukonitische Sande, die auf Grund ihrer Fauna zum Unter-Eocän gestellt werden. Aber auch aus den Grenzgouvernements Kowno, Wilna, Grodno usw. gibt Gedroitz[3]) auf seiner Karte Eocän an. Dagegen erwähnt Skrinnikow[4]) in seinen Untersuchungen über das Tertiär von Polen, die

[1]) A. Jentzsch, Der vordiluviale Untergrund usw., S. 284.

[2]) G. Radkewitsch. Über untertertiäre Ablagerungen der Umgebung von Kanew (Mém. Soc. des Nat. de Kiew, Bd. 16, Lief. 2, 1900, S. 319—363).

[3]) A. Gedroitz, Geolog. Untersuchungen in den Gouvernements Wilna, Grodno, Minsk usw. (Materialien zur Geologie Rußlands. Herausgeg. v. d. K. Miner. Ges., Bd. 17, 1895).

[4]) A. Skrinnikow, Materialien zur Kenntnis der Tertiärbildungen Polens [polnisch] (Verh. d. Universität zu Warschau IX, 1898—1900).

auf Tiefbohrungen fußen, als tiefsten Horizont nur Unter-Oligocän (Glaukonitformation). Allerdings könnte in dieser sehr wohl auch noch Eocän enthalten sein, da Fossilien in dem Gestein fehlen, also ein ausschließlicher Beweis für unter-oligocänes Alter allein aus petrographischem und stratigraphischem Verhalten nicht zu erbringen ist.

Es scheint mir fraglich, ob es sich in unserm Falle nach der Foraminiferen-Fauna (deren Bearbeitung übrigens von anderer Seite erfolgen wird) das eocäne Alter mit Sicherheit nachweisen lassen wird, da sonst nur noch einige nichtsbesagende Reste vorliegen. Betrachten wir also einstweilen ruhig diese einige 60 m mächtige Folge lockerer glaukonitischer Sande als das Hangendste des Senon, bis etwaige faunistische Untersuchungen darüber eine andere Auffassung als berechtigt nachweisen werden.

Auf diese oberste Stufe folgen dann die ersten, beim Bohren feste Kerne liefernden Gesteine. Sie geben zum ersten Male einen Aufschluß über die Lagerung der Schichten und zeigen, daß diese hier schwebend ist. Diese zweite Gruppe besteht aus einem Wechsel von härterem Gestein (Kreidemergel) und losen glaukonitischen Sanden. In dem Kreidemergel selbst treten dann noch härtere kieseligere Partieen auf, die zum Teil den in Ostpreußen als »Toter Kalk« bezeichneten Geschieben genau entsprechen. Außerdem sind auch einige Flintstücke zu erwähnen.

In der Teufe von 315—316 m ist eine Bank von Phosphoriten bemerkenswert. Sehr ähnliche grünliche Phosphorite wie diese finden sich, wie ich mich an dem Bornholmer Material der Eberswalder Forstakademie überzeugen konnte, in dem Arnager Sandstein. Zwischen 326—328 m ist das Vorkommen von Kupferkies, wenn auch in geringer Menge, nicht ohne Belang. Schreibkreideartiges Gestein ist ziemlich selten. Der Kreidemergel ist meist sandig oder kieselig.

Ein Vergleich unseres Kreideprofiles mit den anderen aus der Provinz bekannten ergibt keine allgemeine Übereinstimmung der petrographischen Entwicklung. Das sogen. Normal-Kreideprofil, das A. Jentzsch[1]) beschreibt, weicht vielmehr nicht unerheblich

[1]) Der tiefere Untergrund Königsbergs. Dieses Jahrbuch für 1899, Seite 4 ff.

von der Gesteinsfolge der Heilsberger Tiefbohrung ab. Hier findet offenbar von unten nach oben ein Zunehmen der sandigeren Gesteine und eine Abnahme der kalkigen, also eine allmähliche Verflachung der Meerestiefe statt, die dann den Übergang ins Tertiär anbahnt. In den Königsberger Profilen ist das Umgekehrte der Fall. Dort treten im Liegenden sandige Gesteine auf, während nach dem Hangenden zu mehr tonig-kalkige Ablagerungen vorwalten. Es hat also eher eine entgegengesetzte Bewegung in der Meerestiefe stattgefunden. Da nach Jentzsch[1]) der Königsberger Typus der Entwicklung sich ostwärts bis Eydtkuhnen, westwärts bis Danzig erstreckt, so hätten wir vielleicht damit eine nördlichere Facieszone von einer südlicheren, die durch das Heilsberger Profil vertreten ist, zu unterscheiden. Auf die Prüfung dieser Frage würde auch bei weiteren Bohrungen in Ostpreußen die Aufmerksamkeit zu richten sein.

Man könnte im Hinblick auf die langsam zunehmende Verflachung des Kreidemeeres und den allmählichen Übergang seiner Sedimente in das Tertiär viel eher das Heilsberger als Normalprofil bezeichnen.

Um späterhin die Vergleichung mit andern, noch erst zu erbohrenden zu erleichtern, habe ich daher das Heilsberger Profil ausführlich wiedergegeben.

Der Nachweis anstehender Kreide im Untergrund von Heilsberg stellt eine weitere Verbindung zwischen dem zusammenhängenden obersenonen Kreidegebiet des östlichen Ostpreußen und dem nur an einigen Punkten bisher bekannten westlichen her.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß man jetzt weitergehen kann als Jentzsch in seiner mehrfach schon genannten Karte und die Kreide unter ganz Ostpreußen mit Ausnahme des NO.-Zipfels durchgehend darstellen kann. Denn auch in dem östlich und südlich anstoßenden russischen Gebiete hat die obersenone Kreide eine weitergehende Verbreitung[2]).

---

[1]) Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. Dieses Jahrbuch 1899, S. 281.

[2]) J. v. Siemiradzki, Die stratigraphischen Verhältnisse der Oberen Kreide in Polen. (Annuaire géol. et. min. de la Russie V, 2–3, S. 24 ff., 1901.)

In der nach Niederschrift dieser Untersuchungen erschienenen neueren Arbeit hat SIEMIRADZKI[1]) dann in einer Kartenskizze ein derartiges Bild von der Verbreitung der Kreide entworfen, in der er allerdings für das nordöstliche Ostpreußen die Grenze zu niedrig zieht, denn unter dem Samland und östlich von dem südlichen Teil des Kurischen Haffes ist, wie wir weiter unten sehen werden, ebenfalls anstehende Kreide nachgewiesen.

Trotz der großen Gesteinsmächtigkeit des Ober-Senons von 213 m oder, wenn man das noch fragliche Eocän abrechnet, von 147 m, war die Ausbeute an Versteinerungen recht dürftig.

Aus diesem Grunde ist auch eine weitere Gliederung des Ober-Senons nicht möglich.

Fauna.

In der Fauna sind Teleostierreste verhältnismäßig häufig, aber immer in so ungenügender, bruchstückweiser Erhaltung, daß eine Bestimmung ausgeschlossen ist.

Die Knochenfische scheinen überhaupt in dem Ober-Senon-Meer häufig gewesen zu sein. Reste von ihnen kehren auch in der Steinorter Kreide wieder[2]).

Von Selachiern sind ein paar Lamna-Zähne zu nennen.

Cephalopoden sind verhältnismäßig recht selten. Es kommen allein Belemniten vor, von denen sich mehrere auf *Belemnitella mucronata* beziehen lassen, während die übrigen als Bruchstücke nicht bestimmbar sind. Eine echte *Belemnitella mucronata* SCHLOTH. findet sich noch in 425 m Tiefe. Dies Vorkommen war mitbestimmend dafür, die Grenze gegen den Emscher bei 438 m zu legen[3]).

---

[1]) Derselbe, Die Obere Kreide in Polen. (Verhandl. Geol. Reichsanstalt 1906, Nr. 2, Wien 1906.)

[2]) C. GAGEL und F. KAUNHOWEN, Über ein Vorkommen von Senoner Kreide in Ostpreußen. (Dieses Jahrbuch für 1899, S. 235.)

[3]) Allerdings darf man dabei nicht verkennen, daß das vereinzelte Vorkommen einer, wenn auch sonst leitenden Form für eine Grenzbestimmung immerhin etwas Mißliches hat. Diese Schwierigkeit erhöht sich noch dadurch, daß zwischen dem so ausgegrenzten Ober-Senon und dem Emscher sich nicht die höheren Stufen des Unter-Senon (die Quadraten- und Granulaten-Kreide) nachweisen lassen, während doch sonst das höhere Unter-Senon in Ostpreußen bereits

Von Röhrenwürmern haben sich ein paar indifferente Serpeln gefunden. Auch die Zweischaler-Fauna ist nur spärlich vertreten. *Gryphaea vesicularis* Lam. liegt in einigen jungen, dünnschaligen Exemplaren vor, ferner eine der *Ostrea Merceyi* Coquand verwandte Auster, ein *Pecten* cfr. *virgatus* Nilss., eine zweite nicht näher bestimmbare Pecten-Art, eine *Limea* sp. und endlich junge Brut von *Avicula* oder *Monotis*.

Brachiopoden haben sich nur 2 gefunden: *Lingula* sp. und *Terebratula* sp.

Von Echinodermen sind ein paar Stacheln das einzige. Auch die Spongien bieten infolge ihrer Verkieselung und bruchstückweisen Erhaltung keine Merkmale für die Bestimmung.

Von den reichlich vorhandenen Foraminiferen tritt vor allem die Gattung *Nodosaria* durch große, schön verzierte Formen hervor. Sie ist auch wohl nach Individuen-Zahl die vorherrschende Gattung [1]).

Auch in den übrigen, bekannt gewordenen, ost- und westpreußischen Tiefbohraufschlüssen sind die paläontologischen Ausbeuten so dürftig, daß ein Vergleich der Faunen mit einander nicht durchführbar ist.

b) Emscher.

438—440 m	hellgrauer, harter, glimmeriger, schwach glaukonitischer, schwach sandiger Kreidemergel mit dünnen, lichteren Einlagerungen, die glimmer- und glaukonitreicher sind. — *Anomia* sp. Bei 438,5 m eine einzelne Lage mit calcinierten Muschelschalen	1,90 m
440—441 »	dasselbe Gestein, aber zu oberst etwas kieseligere, härtere Partieen enthaltend, dann wieder wie vorher. — *Rhynchonella* sp., *Inoceramus* cfr. *Koeneni* Müll.	0,90 »
441—444 »	dasselbe Gestein. Bei 442,5 m ein kleines Glaukonit- und Glimmernest	3,00 »

durch Jentzsch ermittelt ist, worauf weiter unten noch näher einzugehen sein wird. Es muß also die Möglichkeit offen gelassen werden, daß das Liegendste der hier als Ober-Senon bezeichneten Schichtenfolge vielleicht doch schon dem oberen Teil des Unter-Senon zuzurechnen ist. Aber wie gesagt, die Armut der Fossilführung erlaubt es nicht, einen entscheidenden Anhaltspunkt zu gewinnen.

[1]) Die Foraminiferen werden, wie schon oben erwähnt, von anderer Seite bearbeitet werden.

444—448 m	dasselbe Gestein mit einer etwas kieseligeren, daher härteren Lage. *Inoceramus* cfr. *subquadratus*	3,50 m
448—449 »	dasselbe Gestein. *Ostrea* sp. (cfr. *Belemnitella mucronata* Schloth.)	1,00 »
449—450 »	dasselbe Gestein	1,00 »
450—452 »	desgl. bei 450,5 m eine Lage mit Bruchstücken dünnschaliger *Inoceramen*, *Lamna?* sp.	
452—453 »	desgl. Spongien-Stück, Belemniten-Bruchstück, 1 kl. *Aptychus* aus der Gruppe der *Imbricati*	1,00 »
453—455 »	desgl. zwischen 454—455 m etwas weicher und dunkler werdend und grünlichgrau mit mehr Glaukonit und Glimmer. Harte Tonstücke und Feuerstein in Brocken. — *Lamna* sp. *Inoceramus* cfr. *Koeneni* Müll., *Pholadomya* sp.	2,00 »
455—456 »	dasselbe Gestein. *Actinocamax* cfr. *verus* Phill.	1,00 »
456—457 »	dasselbe Gestein mit einer etwas dunkleren, grüngrauen Einlagerung. *Avicula* sp.	1,00 »
457—458 »	dasselbe Gestein mit Spongie, *Inoceramus*-Resten und *Lamna* sp. *Cristellaria* sp.	1,00 »
458—459 »	dasselbe Gestein; Spongie und *Inoceramus*	0,95 »
459—460 »	dasselbe Gestein. Rest eines dünnschaligen *Inoceramus*, Haifisch-Zahn	0,95 »
460—461 »	dasselbe Gestein, bei 461 m wieder etwas weicher, toniger und dunkler. 1 Selachier-Zahn	0,92 »
461—461,5 m	a) hellfleckiger Feuerstein, auf einer Fläche mit einer 1 mm dicken lauchgrünen Kruste	
	b) toniger, dunkelgraugrüner Kreidemergel mit großen Glaukonitkörnern	
	c) heller, fleckiger Feuerstein	

Spülproben.	Kerne.
462,0—467 m Ziemlich feiner, grünlichgrauer, glaukonit- und glimmerführender Quarzsand mit zurücktretenden, kleinen Kreidemergelbröckchen.	461,5—469,4 m a) weißer, fleckiger Kreidemergel . . 23 cm b) Feuersteinbrocken c) Brocken weißen, schreibkreideartigen Kreidemergels d) kleine Feuersteinbrocken e) harter, schwachfleckiger, weißer, flintartiger Kreidemergel f) Feuerstein- und Kreidebrocken g) flintartiger Kreidemergel, in Flint übergehend; Spongien und Fisch-Reste
467—470 m Derselbe Sand, mehr weißgrau, mit mehr kleinen Bröckchen.	469,4—489 m a) 31 cm hellgrauer Kreidemergel mit hellen, flintartigen Einlagerungen, nach oben weißer und schreibkreideartig werdend. Teleostier-Reste, *Inoceramus*

	b) 33 cm Kern weißer Kreidemergel mit Flinteinlagerung c) zu oberst 7 cm hellgrauer Flint, weißer, schreibkreideartiger Kreidemergel, graufleckiger Kreidemergel. Teleostier-Reste . . . . . 41 cm d) hellbräunlichgrauer Flint . . . . 6 » e) hellgrauer Flint, grauweißer Kreidemergel . . . . . 20 » f) graufleckiger, weißer Kreidemergel mit *Rhynchonella* sp., fleckiger, bräunlichgrauer Flint mit Spongie . . . . 19 » g) Flint, weißer, graufleckiger Kreidemergel mit Schalenresten . . . . 24 » h) Flint-Brocken i) weißer Kreidemergel, nach unten grau und toniger werdend, mit Stückchen von *Inoceramus* und Teleostier-Resten 51 » k) graufleckiger, hellbraungrauer Flint, weißer Kreidemergel . . . . . 23 » l) graufleckiger, hellbräunlichgrauer flintartiger Kreidemergel . . . . . 17 »
470—562 m Grüngrauer, bald feinerer, bald gröberer, glimmerführender, glaukonitischer Sand, mit bald mehr, bald weniger Brockchen. Muschelbruchstückchen.	489—562,5 m a) weißer, plattiger Kreidemergel, hellgrauer Flint mit dunkleren, bräunlichgrauen, fettglänzenden Flintflecken 26 » b) fester, grünlicher, glaukonitreicher, kalkhaltiger Sandstein, am oberen und unteren Ende drusig-traubig, fossilleer 24 »

Die mächtige, 124 m umfassende Gesteinsfolge des Emscher besteht in den hangendsten 24 m aus festem Gestein, hauptsächlich aus hellgrauen, harten Kreidemergeln, in denen sich spärlich auch Feuerstein findet. Dann schließt sich eine wesentlich aus lockeren Gesteinen (Grünsanden) aufgebaute Gruppe an, in denen der obige Kreidemergel abwechselnd dünne Einschaltungen bildet. Hier sind die Flinteinlagerungen (bräunlichgrau) häufiger als vorher. Daneben finden sich dann noch der Schreibkreide nahekommende Kreidemergel in kleinen Partieen. Die tiefste der festen Bänke bildet eine 24 cm mächtige Lage eines festen Glaukonitsandsteins, der seinerseits glaukonitischen Sanden eingelagert ist. Im Dünnschliffe unter dem Mikroskop zeigt sich, daß dieser Sandstein ein aus Kalkspat bestehendes Bindemittel besitzt. In ihm

schwimmen gleichsam die einzelnen Körner. Der Kalkspat besteht aus größeren Individuen. Außer Quarz- und Glaukonitkörnern ist Feldspat, meist Mikroklin, nicht selten. Daneben läßt sich auch Muskovit und Zirkon erkennen.

Das Vorkommen des Feldspats weist auf die Zerstörung von Silikatgesteinen (Granite) hin, deren Heimat wohl im Norden von unserem Gebiete zu suchen ist.

Die Gesteinsentwicklung des Emscher deutet in ihrem Schwanken zwischen glaukonitischen Sanden und Kalken auf ein Schwanken der Meeresgrund-Verhältnisse, indem die rein kalkige Entwicklung wohl auf eine tiefere, die glaukonitische auf eine flachere See schließen läßt. Doch muß man sich hüten, hier die Glaukonitsande als ganz küstennahe Bildungen zu betrachten. Die Andeutungen einer Küstennähe haben wir hier im östlichen Emscher-Meere nur in einer Königsberger Bohrung, wo konglomeratische Lagen in dem Bohrloch Herzogsacker[1]) angetroffen worden sind. Allerdings bleibt für diese Liegend-Schichten, wie unten noch weiter zu erörtern sein wird, die Möglichkeit eines höheren Alters als Emscher zu erwägen.

Die Grenze zum eigentlichen Senon wurde dort gezogen, wo Inoceramen, die auf *Inoceramus Koeneni* G. Müller und *J. subquadratus* Schlüter zu beziehen sind, aufzutreten beginnen.

Die Grenze nach unten ist dagegen unsicherer, so daß immerhin die Möglichkeit offen gelassen werden muß, daß noch etwa Turon und vielleicht sogar Cenoman in der Gesteinsfolge enthalten ist, wenn auch das Fehlen von Fossilien keine Entscheidung erlaubt. Für die erstere Etage würde etwa die Gesteinsfolge von 461 m ab, in der wieder häufig Flinteinlagerungen von heller Farbe auftreten, in Betracht kommen. Für das Cenoman bliebe gegebenenfalls dann das Liegendste der ganzen Gruppe, die glaukonitischen Sande, in denen der vorhin erwähnte eigentümliche kalkige Sandstein eine feste Bank bildet.

Auch in den Königsberger Bohrungen sind Grünsande das

[1]) A. Jentzsch, Der tiefere Untergrund Königsbergs usw. Dieses Jahrbuch für 1899, S. 6.

Liegende des Emscher (nach Jentzsch). Leider ist die Fauna, die in der Bohrung von Herzogsacker in dem liegenden Niveau enthalten ist, noch nicht bestimmt, so daß eine Entscheidung über das Alter der betreffenden Gesteinsfolge noch nicht möglich ist.

Da Turon und Cenoman in dem südlich und östlich anstoßenden russisch-polnischen Gebiete entwickelt sind, so ist die Möglichkeit einer Vertretung dieser beiden Stufen in Ostpreußen wohl im Auge zu behalten, wenn sie auch aus dem bloßen Gesteinscharakter noch nicht bewiesen werden kann.

Auch das Vorkommen cenomaner Geschiebe im nördlichen Ostpreußen und in Westpreußen, Pommern und Brandenburg spricht dafür, daß die Ablagerungen dieser Stufen noch weiter nördlich gereicht haben müssen.

Schon oben wurde darauf hingewiesen, daß hier in der Heilsberger Kreide faunistisch die beiden höheren Zonen des Unter-Senon (Granulaten- und Quadraten-Kreide) nicht nachzuweisen sind, daß es aber nach allen anderen Beobachtungen im Gebiete sehr wohl möglich ist, daß sie doch noch in dem von uns als Ober-Senon bezeichneten Komplex mitenthalten sind, etwa, um eine Zahl zu nennen, von 413—440 m. Daran würde auch der Umstand nichts ändern, daß noch in 425 m eine typische *Belemnitella mucronata* Schloth. sich fand, deren gut erhaltene Alveole die Bestimmung ermöglichte. Denn die Art kommt ja nach Stolley[1]) auch schon in der Quadratenkreide vor, ja nach Moberg sogar schon in der Granulatenkreide und dem Emscher (ebenda S. 296).

Der Nachweis eines mächtigen Emscher im Untergrunde von Ostpreußen (er stellt keine Küstenbildung dar), der bisher nur von Königsberg bekannt war, macht auch für diese Stufe eine allgemeine Verbreitung in Ost- und Westpreußen wahrscheinlich. Nach S. hat das Emscher-Meer sich weit in das polnische Gebiet hinein erstreckt[2]). Daß das Unter-Senon im nördlichen Unter-

[1]) Stolley, Über die Gliederung des baltischen und norddeutschen Senon (Archiv für Anthrop. und Geol. Schleswig Holsteins. Bd. II, 1897, S. 296).

[2]) Vergl. Siemiradzki, Die stratigraphischen Verhältnisse der oberen Kreide in Polen. Annuaire géol. et. min. de la Russie, Bd. V. Lief. 2—3, S. 25 f.

grunde von Preußen wie im benachbarten Teile der Ostsee vorhanden sein muß, beweisen die zahlreichen derartigen Geschiebe, die aus Ost- und Westpreußen vorliegen. Es sind darunter auch solche, die dem Emscher angehören.

Unter-Senon ist aber auch anstehend schon an mehreren Punkten von JENTZSCH nachgewiesen worden und zwar von Königsberg[1]), Tilsit und Lasdehnen[2]). Dabei hat er auf Grund des Vorkommens von *Actinocamax verus* MILLER in Königsberger Bohrungen auch Emscher festgestellt. Vermutungsweise schließt JENTZSCH dann noch auf das Vorhandensein dieser Stufe bei Tilsit und Lasdehnen, sowie bei Thorn. Sicher ist dieser Nachweis also vorläufig wohl nur im Untergrunde von Königsberg. Hier sind übrigens nach JENTZSCH (Untergrund des norddeutschen Flachlandes S. 281) Grünsandmergel (bezw. Grünsande) allein fast herrschend.

Ganz neuerdings ist es KLOSE übrigens in Westpreußen gelungen den Emscher aufzufinden[3]). Es war dies in der Bohrung der HARTMANN'schen Ziegelei bei Danzig. Es sind Grünsande mit *Actinocamax Westfalicus*.

Bald darauf war auch A. JENTZSCH[4]) so glücklich, im Süden der Provinz bei Braunsrode in der Nähe von Goßlershausen in einem Tagesaufschluß als Schollen in der Endmoräne untersenone Grünsande der Granulaten-Kreide zu entdecken.

Über die Ausdehnung des Emscher-Meeres nach W. sind wir dagegen noch im Unklaren. Weder in Pommern noch in Mecklenburg ist bis jetzt Emscher sicher erwiesen. In Hinter-

---

[1]) G. BERENDT und A. JENTZSCH, Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreußen östlich der Weichsel. Dieses Jahrbuch 1882, Berlin 1883, A. JENTZSCH, Aufnahmebericht für 1883. Dieses Jahrb., S. LXIV ff., Berlin 1884. — Derselbe: Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese usw. Dieses Jahrb. für 1884, Berlin 1885.

[2]) A. JENTZSCH, Neue Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen. Ebenda Bd. 17, 1896.

[3]) O. ZEISE und W. WOLFF, Geologie der Danziger Gegend. Festschrift zum XV. deutschen Geographen-Tag. Danzig 1905. S. 94 95.

[4]) A. JENTZSCH, Der erste Untersenon-Aufschluß Westpreußens. Dieses Jahrbuch 1905. XXVI., S. 370 ff.

pommern ist bei Revahl Unter-Senon vorhanden[1]). Es handelt sich hier aber nicht um *Actinocamax Westfalicus* Schlüter (Emscher) sondern *A. granulatus* (also Granulatenkreide), wie Stolley nachgewiesen hat[2]).

Sonst ist, wie Deecke[3]) in seiner neuesten Arbeit angibt, Unter-Senon in Pommern bisher nicht bekannt.

Auch aus Mecklenburg ist nach Stolley (a. a. O.) bisher kein Emscher bekannt. Denn das noch unsichere Unter-Senon von Nienhagen würde, die von Geinitz aus der petrographischen Ähnlichkeit mit dem Revahler Vorkommen gefolgerte Gleichaltrigkeit vorausgesetzt, nach obigem nur auf Granulaten-Kreide deuten.

In der Provinz Posen hat Jentzsch in mehreren Bohrprofilen Kreide (unter sog. Thorner Ton) nachgewiesen, stellenweise mit Inoceramen. Wenn man berücksichtigt, daß in einer dieser Bohrungen (Sieletz), über die wir von Jentzsch in nächster Zeit genauere Mitteilungen zu erwarten haben, die Mächtigkeit der Kreide etwa 500 m beträgt, so geht man wohl nicht fehl in der Annahme, daß sich die Kreide auch unter der Provinz Posen im Untergrunde hindurchzieht.

Außer der Angabe, daß Kreide ansteht, liegen aber weitere über ihre Gliederung nicht vor, so daß hier leider bisher weiter nichts über das Vorhandensein oder Fehlen des Emscher festzustellen ist.

Wohl aus demselben Grunde wie in Posen haben wir auch in der Provinz Brandenburg nur unbefriedigende Nachweise über die Kreideformation[4]), weil nämlich nur wenige der zahlreichen Tiefbohrungen bisher das Tertiär durchsunken

---

[1]) Aurel Krause, Über obere Kreidebildungen an der hinterpommerschen Ostseeküste. Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellsch. Bd. 41, S. 609 ff. 1889.

[2]) Stolley, Über die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon. Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins. II., S. 250. 1897.

[3]) W. Deecke, Einige neue Aufschlüsse im Flözgebirge Pommerns (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 57, 1905, S. 23).

[4]) G. Berendt, Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg (Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin 38, 1885) erwähnt aus dem Bohrloch von Gr. Ströbitz bei Kottbus Kreide. In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt finden sich

haben. An den Stellen aber, wo dies geschehen ist, liegt gewöhnlich der ältere Untergrund in so geringer Tiefe, also demnach in einer so der Zerstörung ausgesetzten Lage, daß die wohl ursprünglich auf ihm vorhandene Kreidedecke der Abtragung durch das tertiäre Meer zum Opfer fiel. Wenn also auch zur Zeit noch keine Beweise für das Vorhandensein des Emscher in Posen und Brandenburg erbracht werden können, so unterliegt es doch wohl keinem Zweifel, daß eine Verbindung des Emscher-Meeres im Osten über dies Gebiet zu dem niedersächsischen bestanden hat.

Hoffentlich ermöglichen recht bald neue Bohrungen einen erwünschten Aufschluß darüber.

Der Bornholmer Emscher[1]), in dem auch glaukonitische Grünsande eine wesentliche Rolle spielen, zeigt eine z. T. ähnliche Gesteinsausbildung wie der Heilsberger.

Die Entwickelung des Emscher[2]) in Schonen weicht von der ostpreußischen ganz ab. Hier besteht eine ausgeprägte Strandfacies und gibt damit einen wichtigen Anhaltspunkt für die Feststellung der Nordgrenze des Emscher-Meeres in Schweden.

Wie die Nordgrenze nach O. weiter verläuft, ist unbekannt. Das Vorkommen von Kreide (Mucronatenniveau) bei Niegranden in Kurland[3]) deutet darauf, daß sie im Ostbaltikum weiter nördlich

---

von Fossilien nur eine Anzahl Foraminiferen (bestimmt) mit der Bezeichnung »Obere Kreide«.

Aus der nördlichen Mark ist im Untergrunde von Pankow-Berlin neuerdings Kreide bekannt geworden. (Turon, Cenoman und Gault.)

C. Gagel, Über drei Aufschlüsse im vortertiären Untergrunde von Berlin (Dieses Jahrb. für 1900, S. 167 ff).

Auch von Hirschgarten bei Köpenick wird aus einer Bohrung Kreide in 112 m Mächtigkeit angegeben (E. Geinitz, XVI. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs, Neue Aufschlüsse der mecklenburger Kreideformation, Archiv des Vereins der Freunde der Naturgesch. in Mecklenb. 50, 1896), in der G. Schacko auf Grund der Foraminiferen-Fauna Ober-Turon annimmt [ob für die ganze Mächtigkeit?].

[1]) W. Deecke, Geolog. Führer durch Bornholm. Berlin 1899.

Johnstrup, Abriß der Geologie von Bornholm (IV. Jahresber. der Geogr. Gesellsch. zu Greifswald 1889/90), Berlin 1899, S. 50 ff.

[2]) A. Hennig, Geolog. Führer durch Schonen. Berlin 1900, S. 68 ff.

[3]) C. Grewingk, Zur Kenntnis ostbalt. Tertiär- und Kreidegebilde. Dorpat 1872.

gereicht haben muß als in Schweden. Auch die Verbreitung des Glaukonits in den Emscher-Sedimenten gibt vielleicht einen Hinweis darauf.

Nach der Ansicht von Murray ist[1]) für die Entstehung von Glaukonit eine Küste aus alten kristallinischen Gesteinen ohne Süßwasserströme, ferner ein ruhiges Wasser und Meeresströmungen, welche längere Zeit über die kristallinischen Gesteine geflossen sind und sich mit Salzen anreichern konnten, erforderlich. Dies als richtig vorausgesetzt, hätten wir den Nordrand des Emscher-Meeres im nördlichen Teil des Ostseebeckens (Ålandsgruppe und Finnische Küste) zu suchen. Leider können wir diese Vermutungen vorläufig nicht durch Funde stützen.

W. Deecke[2]) hat in einer neuen, belangreichen Abhandlung eine andere Ansicht über die Entstehung der Kreide in unserem Gebiete ausgesprochen. Er sagt (a. a. O., S. 104): »Im Osten, d. h. in dem durch Gotland bezeichneten kurisch-preußischen Abschnitt, tritt die eigentliche Kreide zurück gegenüber Sanden, und die sandig-glaukonitischen Beimengungen verschwinden selbst im Senon nicht ganz. Das ist erklärlich, da wir ja dort heute noch das Devon am Rande der Ostsee haben und das Obersilur in der Rinne zwischen Gotland und Oesel erst durch das Diluvium wesentlich reduziert zu sein scheint.«

Wie wir gesehen haben, spielen aber die sandig-glaukonitischen Ablagerungen hier eine recht hervortretende Rolle im Senon. Das Devon der baltischen Provinzen ist aber, soweit mir bekannt, frei von Glaukonit. Daher kann das Mineral also wohl nicht stammen. Viel eher würden wir doch wohl die untersilurischen glaukonitführenden Ablagerungen der baltischen Ostseeprovinzen (B_1, B_2, B_3) als Quelle dieses Minerals anzusehen haben. Sonst bleibt immer noch die Murray'sche Erklärung (siehe oben) zu berücksichtigen. Aber es darf dabei auch nicht, worauf ich schon vorher aufmerksam gemacht habe, aus dem Auge gelassen werden,

[1]) Joh. Walther, Einleitung in die Geologie, Bd. III, S. 884.

[2]) W. Deecke, Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhange mit dem skandinavischen Schilde. (Zentralblatt für Mineralogie 1905.)

daß wohl zweifellos ein wesentlicher Bruchteil der Kreidesedimente aus der Zerstörung der jüngeren Schichten des Malm herrührt.

In Wolhynien und Littauen ist nach SIEMIRADZKI[1]) der Emscher als feuersteinfreie Schreibkreide ausgebildet. Wir erhalten damit eine dritte Emscher-Facieszone, die uns in das Gebiet der Ablagerungen der Hochsee führt. SIEMIRADZKI stellt zwar diese Schichten noch zum Turon bezw. Untersenon, aber JOH. BOEHM[2]) macht in einer Besprechung dieser Arbeit mit Recht darauf aufmerksam, daß auf diese Weise der, wie die Fossilien lehren, offenbar zum Emscher gehörige Schichtenstamm in seiner Bedeutung verdunkelt wird.

Zu der kalkigen Ausbildung des Emscher würde auch der von Thorn durch JENTZSCH (dieses Jahrb. 1896, S. 102) angeführte Emscher gehören, falls sich seine nur vermutungsweise ausgesprochene Altersbestimmung bestätigt.

Fauna.

Die Fauna des Emscher im Heilsberger Bohrloch ist zwar nicht besonders reichhaltig, enthält aber doch auch einige bezeichnende Formen, die für die Altersbestimmung als Emscher wichtig sind.

Teleostierreste sind auch im Emscher nicht selten, leider aber in derselben Verfassung, wie wir sie schon im Obersenon kennen gelernt haben, so daß ihre Bestimmung nicht möglich war. Von *Lamna* liegen verschiedene Zähne vor.

Von Cephalopoden ist, abgesehen von verschiedenen nicht näher zu bestimmenden Belemnitenresten, *Actinocamax* cfr. *verus* PHILL. zu erwähnen, außerdem ein kleiner *Aptychus* aus der Gruppe der *Imbricati*.

Von Zweischalern sind zu nennen:

Ostrea sp.,
Avicula sp.,
Inoceramus cfr. *Koeneni* G. MÜLLER.

---

[1]) SIEMIRADZKI, Die stratigraphischen Verhältnisse der Oberen Kreide in Polen. (Annuaire geol. et min. de la Russie, Bd. V, 1901, S. 24—27.)

[2]) Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. 1902, II, S. 118.

Es sind flache Klappen, die nach einer freundlichen Mitteilung von meinem inzwischen verstorbenen Kollegen G. Müller auf seine obige Art zu beziehen sind. Ein Vergleich mit den Exemplaren in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt ergibt allerdings keine vollständige Übereinstimmung, da an unsern Heilsberger Stücken die Rippen nicht so scharf und markant hervortreten und ebenso die Wölbung der Schalen bedeutend flacher ist als an den Sammlungsstücken, wo allerdings auch etwas schwächer skulpturierte Exemplare vorliegen. Unsere Stücke, die als cfr. *Koeneni* zu bezeichnen wären, haben allerdings auch wohl durch die Zusammendrückung etwas an Wölbung und Schärfe der Skulptur verloren.

Inoceramus sp.

Ein Bruchstück dieser Gattung aus 458/59 m mit radialer Skulptur deutet auf eine Form aus der Gruppe des *I. cardissoides*. Eine sichere Bestimmung ist jedoch infolge des Erhaltungszustandes nicht möglich. Herr Dr. G. Müller machte mich noch auf flache Formen des *I. Koeneni* aus westfälischem Emscher aufmerksam, die unserm Stück noch ähnlicher sind als die obige Art, so daß es auch wohl als *I.* cfr. *Koeneni* zu bezeichnen sein dürfte.

Von Wichtigkeit ist das Vorkommen des *I. Koeneni*, der bisher nur in Niedersachsen gefunden, in den andern oben aufgeführten Gebieten des östlichen Emscher-Meeres jedoch noch nicht bekannt war. Es ergibt sich also, daß diese Form, ebenso wie *I. subquadratus*, eine große horizontale Verbreitung besitzt.

Inoceramus subquadratus Schlüter.

In 2 Stücken vorhanden. Sie gleichen Exemplaren dieser Art, die die Sammlung der Geologischen Landesanstalt aus dem Harzvorlande besitzt.

Pholadomya sp.

Ein einzelnes, artlich nicht näher bestimmbares Stück.

Von Brachiopoden fand sich nur:

Rhynchonella sp.

Spongien sind auch im Emscher nicht allzu selten, aber ebenfalls wegen unzureichender Erhaltung für eine Bestimmung nicht verwertbar.

Die Kreide in Ost- und Westpreußen.

Durch die Heilsberger Bohrung gewinnen wir auch über die Mächtigkeit der Kreide in Ostpreußen neues Licht. Bisher konnte JENTZSCH [1]) als die beiden höchsten Zahlen 118,5 bezw. 268 m angeben. Da aber nirgends die Kreide durchbohrt war, mußte sich dieser Betrag erhöhen. Wir kommen jetzt in Heilsberg auf 338 bezw. nach Abzug des fraglichen Eocäns auf 272 m.

Jedenfalls fehlt im Heilsberger Gebiet die ganze Untere Kreide und die obersten Horizonte des Jura, denn dieser beginnt sogleich mit dem Kimmeridge.

Betrachten wir nun zum Schluß noch vergleichend die Teufe [2]), in der die Oberkante der Kreide in Ost- und Westpreußen liegt. Zwei Gebiete gibt es hier, in denen die Kreidebohrpunkte in erfreulichem Maße gehäuft sind, so daß die Frage, ob der Untergrund gefaltet ist oder nicht, danach entschieden werden kann. Das eine ist die Weichselniederung. Hier ergibt sich ein verhältnismäßig so geringes Schwanken in der Lage der Kreideoberkante über eine größere Fläche hin, daß der Gedanke an Falten und Mulden ganz ausgeschlossen ist. Es kann nur eine Schichtentafel vorliegen. Sie läßt sich in gleicher Höhenlage übrigens noch weiter nach S. und zwar einerseits bis Graudenz (— 78 m) und Arnoldsdorf (— 60 m), auf der andern Seite bis Bischofswerder (— 89 m) verfolgen. Westlich von dieser Linie scheint die Kreide dagegen, wenn man aus der einen Bohrung bei Schwetz

[1]) JENTZSCH, Neuere Gesteinsaufschlüsse in Ost- und Westpreußen. (Dieses Jahrbuch 1896, S. 125.)

[2]) Die im folgenden benutzten Tiefenangaben sind zum größten Teil den zahlreichen Aufsätzen und Notizen von A. JENTZSCH entnommen. Da genannter Forscher neuerdings seine diesbezüglichen Veröffentlichungen selbst zusammengestellt hat (dieses Jahrbuch, Bd. 26, 1905, S. 371), so kann ich hier, um Wiederholungen zu vermeiden, auf diese verweisen. Einige weitere, neuere, derartige Bestimmungen sind den inzwischen von der Geol. Landesanstalt in Berlin veröffentlichten Bohrlisten entnommen. Endlich verdanke ich ein paar noch nicht bekannte Angaben Herrn Landesgeologen Dr. Fr. KAUNHOWEN. — Da einzelne Teufen auf NN. umgerechnet werden mußten, was bei dem veralteten Kartenmaterial nicht immer ganz genau möglich war, so werden sich dadurch Ungenauigkeiten in den Beträgen nicht haben vermeiden lassen, die jedoch nicht so erheblich sein werden, daß sie ins Gewicht fallen.

(— 25 m NN.) schließen darf, höher zu liegen, ebenso südlich davon, wo sie bei Thorn auch nur — 21,5 m tief und in Schernewitz sogar nur — 8 bis 9 m unter NN. angetroffen ist. Hier haben wir also auch wohl Abbruchslinien als Grenzen zu suchen. Dasselbe gilt für den Nordrand des Weichselgebietes, wo von Bad Hela (— 90 m NN.) bis zum Heisternest (— 160 m), übrigens die größte Tiefe, in der die Kreide bisher im O. gefunden ist, ein Sprung um 70 m erfolgt. Mit der Bohrung Heisternest sind wir, glaube ich, in den Bereich der randlichen Brüche gelangt, die zur Entstehung der durch verhältnismäßig schnelle Zunahme an Tiefe vor dem flacheren, westlich angrenzenden Teile der Ostsee ausgezeichneten Danziger Bucht der erste Anlaß gewesen sein werden[1]). Östlich vom Weichseldelta haben wir die Kreide dann auch in etwas größerer Teufe (Elbing — 116 und — 132, Frauenburg — 116, Braunsberg — 126, Pillau — 104 und Heilsberg — 138,3). Es scheint sich hier also eine Bruchzone noch weiter ins Land hinein geltend zu machen[2]).

Auf dem durch die Punkte Elbing—Braunsberg—Heilsberg bezeichneten Dreieck liegen die Kreidepunkte am tiefsten und in ihrer Fortsetzung auf Hela wird die allertiefste Lage der Kreideoberfläche getroffen. Es liegt daher die Annahme nahe, daß hier Brüche etwa in NW.—SO.-Richtung durch die Danziger Bucht in das Festland hinein fortsetzen. Das ist aber dieselbe Richtung, die wir an einem System von Bruchlinien aus Schweden und Bornholm bereits kennen.

Einstweilen mag es genügen, hier auf diese Beziehungen hinzuweisen. Die etwaige zukünftige größere Dichte des Netzes von Bohrungen, die gerade hier noch spärlich sind, wird uns dann

[1]) Nachträglich finde ich, daß auch Zeise (Geologie der Danziger Gegend, S. 94) die Beteiligung von Brüchen an der Bildung der Danziger Bucht zugesteht.

[2]) Die von A. Jentzsch als anstehend betrachteten Kreidevorkommen von Kalwe bei Marienburg und von Christburg sind sicher Schollen im Diluvium, zählen hier also nicht mit. In der neuesten Arbeit (Der erste Untersenonaufschluß Westpreußens) gibt dies A. Jentzsch, wie ich sehe, auch zu. Sie deuten aber wohl auf ein höheres Hinaufreichen des Kreideuntergrundes an den betreffenden Stellen.

in den Stand setzen, diese Verhältnisse weiter zu erkennen und auszuführen.

Nach S. zu liegt die Kreide in den wenigen, bisher dort niedergebrachten Bohrungen wieder höher.

Das Königsberger, das zweite der beiden oben genannten, durch Bohrungen hinreichend gut bekannten Gebiete, zeigt einen Wechsel in der Lage der Oberkante von 10—129 m auf engem Raum, also ziemlich erhebliche Tiefenunterschiede.

Jentzsch[1]), der den Untergrund von Königsberg in sehr eingehender Weise untersucht hat, erklärt diesen Befund durch die Annahme von Sätteln und Mulden (a. a. O., S. 31). Er hat auch ein Bild ihres von ihm angenommenen Verlaufes entworfen. Das oben schon besprochene Weichselgebiet läßt aber klar erkennen, daß man hier im Randgebiete der großen nordosteuropäischen Tafel nicht berechtigt ist, an Faltungen zu denken. Nebenher sei nur erwähnt, daß auch die Beschaffenheit der Gesteine durchaus auf keine Wirkungen derartiger Vorgänge deutet. Vielmehr hat die Annahme von vornherein eine größere Wahrscheinlichkeit für sich, daß die Sprünge, die die große Tafel durchziehen, auch hier in dem Kreideuntergrunde der beiden Preußen durch Absinken von Schollen ihren Einfluß geäußert haben. Dabei ist es sehr wohl denkbar, das örtlich auch Hebungen zustande gekommen sind. (Nicht unwichtig ist übrigens dabei, daß das Haupteinfallen nach den Angaben von Jentzsch nach NW. gerichtet ist, also auf die Danziger Bucht zu.)

In dieser Richtung auf den samländischen Westrand zu taucht die Kreide noch einmal bei Polwitten bis — 34 m NN. empor, um dann aber im Kauster bei Geidau auf — 71 m und bei Markehnen auf — 70 m, in Fischhausen auf — 90 m und in Pillau auf — 104 m zu sinken. Es beruht das offenbar auch auf den randlichen Brüchen, die den Ostsaum der Danziger Bucht begleiten.

In einer früheren Arbeit[2]) habe ich ganz unabhängig hiervon

---

[1]) A. Jentzsch, Der tiefere Untergrund Königsbergs usw. (Dieses Jahrb. f. 1899.)

[2]) P. G. Krause, Über Endmoränen im westlichen Samlande. (Dieses Jahrbuch 1901, S. 382.)

bereits wahrscheinlich zu machen gesucht, daß der Umriß der samländischen Küsten im wesentlichen durch Abbrüche bedingt ist, die aber wohl jüngeren Alters sind als die vorhin erwähnten.

Von Königsberg nach N. zeigen die bisher bekannten Punkte dagegen weniger Schwankungen und geringere Teufe (Neuhausen — 23, Fritzen — 47, Kranz — 23 und — 13).

In der Richtung nach O. macht sich fast ausnahmslos ein langsames Ansteigen bemerklich. So haben wir auf der Linie Königsberg-Eydtkuhnen, nachdem die Kreide bei Hohenrade noch plötzlich auf — 18 m emporgetaucht ist, die Zahlen Tapiau — 74 m, Allenberg — 59 m, Insterburg um — 35 und — 62, Karalene — 49, Judschen — 43, Gumbinnen — 35 bis — 38, Gudin-Trakehnen — 29 m und Eydtkuhnen — 19 m. In der Linie Königsberg-Tilsit wiederholt sich das gleiche. Neuhausen — 23, Labiau — 33 und — 31 (nordöstlich davon liegt allerdings am Rande des Haffes wieder eine Teufe von — 90 m, Neu-Gilge), Mehlauken — 13, Reußenhof — 15, Tilsit — 3 bis — 20, Ragnit — 3 und + 9, Neuhof-Lasdehnen + 4 m.

Auf russischem Gebiet steht sie dann bei Tauroggen und Georgenburg schon zu Tage an.

Eine vereinzelte Bohrung im SO. der Provinz zeigt bei Lyck die Kreide in — 56 m Teufe.

Wenn man von der schon oben besprochenen Linie Hela—Heisternest—Heilsberg absieht, auf der die tiefsten Kreidepunkte liegen, so zeigen alle übrigen bis jetzt bekannten Daten nicht eine Neigung der Kreide von N. nach S., wie Jentzsch (Tiefere Untergrund von Königsberg, Taf. IV) annimmt, sondern eher das Gegenteil.

Daß auch östlich der Heilsberger Linie die Oberkante der Kreide wieder höher liegen muß, darauf deutet das Vorkommen der Kreideschollen von Jäknitz bei Zinten, von Rositten, von Groß-Steinort westlich vom Mauersee[1]) und von Bretschkehmen bei Darkehmen. Die nämliche Erscheinung wiederholt sich dann

[1]) C. Gagel und F. Kaunhowen, Über ein Vorkommen von Senoner Kreide in Ostpreußen. (Dieses Jahrbuch 1899.)

auf der Westseite der Linie, wo wir von Osterode, Braunsrode, Kalwe, Lichtfelde, Prothen, Krapen und Trankwitz solche Schollen kennen.

Es könnte der Einwand erhoben werden, daß nicht in allen Punkten die gleichen Schichten innerhalb der Kreide getroffen sind. Dadurch wäre also schon eine verschiedene Höhenlage gegeben, weil an manchen Orten durch vordiluviale oder diluviale Abtragung und Abräumung die obersten Schichtenverbände entfernt seien. Aber dies hat insofern keine Bedeutung, als diese Punkte fast ausschließlich im Ober-Senon liegen und im allgemeinen alle ein Ansteigen der Kreideoberfläche von N. nach S. bezw. O. erkennen lassen.

Der Gedanke tektonischer Faltungen ist offenbar aus der Verkennung der bekannten glazialen Auffaltungen und Stauchungen vordiluvialer Gebirgsschollen entsprungen und dann festgehalten worden. Er spukt seitdem viel in der Diluvialliteratur herum, ohne daß es seinen Anhängern bis heutigen Tages gelungen wäre, einen einwandfreien Beweis dafür zu erbringen.

Bekanntlich ist ja der nordostdeutsche Teil des Flachlandes, soweit die Geschichte reicht, außerordentlich selten von Erdbeben heimgesucht worden[1]), und diese Beben haben auch nie nennenswerte Stärke geäußert. Wir haben daher hier wohl überhaupt gegenwärtig ein verhältnismäßig sehr ruhiges Gebiet vor uns, das als Randgebiet der russischen Tafel wie diese nur von den Ausläufern skandinavischer Beben getroffen wird.

Wir besitzen bis jetzt keine Beobachtungen, um das Alter jener Störungen, die die Kreide verworfen haben, festzustellen. Jedenfalls ist aber wohl anzunehmen, daß sie bis ins Tertiär zurückreichen wie die in Schonen.

Es entsteht dabei eine Frage, die sich vielleicht später einmal, wenn mehr Anhaltspunkte vorliegen, wird beantworten lassen. Sind hier im ostdeutschen Gebiet die Sprünge und Verschiebungen wiederholt im Laufe der geologischen Zeiten zum Teil wenigstens

[1]) Jentzsch, Über das nordostdeutsche Erdbeben vom 23. Oktober 1904. (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56, 1904.)

auf denselben alten, neu aufreißenden Brüchen erfolgt, wie wir dies an den ungefähr gleich gerichteten Linien vom Niederhein durch Holzapfel's und in Westfalen durch Stille's Untersuchungen wissen?

F. Die Juraformation.

Unsere Kenntnis von anstehendem Jura in Ost- und Westpreußen war bisher auf den äußersten Norden beschränkt, wie die mehrfach erwähnte Karte von Jentzsch dies erkennen läßt. Hier in der Memeler Gegend reicht der Jura bis zum Lamberti-Ton (Oberes Kelloway). Aus dem Vorkommen von Geschieben hat dann Jentzsch[1]) auch noch die Oxford-Stufe hinzugefügt und ihr Vorhandensein für die Memeler Gegend wahrscheinlich gemacht.

Die Heilsberger Bohrung erlaubt nunmehr das Bild nach beiden Richtungen wesentlich zu ergänzen. Zunächst einmal zeigt sich aus der bedeutenden hier angetroffenen Mächtigkeit wie aus der Gesteinsentwicklung des Kimmeridge mit voller Deutlichkeit, daß der Baltische Jura[2]) unter ganz Ostpreußen vorhanden sein wird, wie Jentzsch (a. a. O.) dies schon vermutungsweise ausgesprochen hatte. Aus dieser Verbreitung ergibt sich dann aber als weitere Folgerung, daß der ostpreußische Jura sowohl mit dem Pommerschen, wie mit dem Posenschen und Russisch-Polnischen unmittelbar zusammengehangen haben muß, worauf ja auch die Fauna hindeutet. Damit wird aber einmal der von Gallinek[3]) vertretenen Anschauung, daß es eine masurisch-pommerellische Halbinsel gegeben habe, die sich zur Oxfordzeit und wahrscheinlich schon während des Oberen Doggers durch Ost- und Westpreußen bis nach Pommerellen hinein erstreckt habe, der Boden entzogen.

Andererseits droht dasselbe Schicksal der von Neumayr in seiner bekannten, geistvollen Abhandlung angenommenen west-

[1]) Jentzsch, Oxford in Ostpreußen. (Dieses Jahrb. für 1888, Berlin 1889.)

[2]) P. G. Krause, Über das Vorkommen von Kimmeridge in Ostpreußen. (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1904, Bd. 56, Mai-Protokoll.)

[3]) Gallinek, Der Obere Jura bei Inowrazlaw [Hohensalza] in Posen. (Verh. K. Russ. Miner. Ges. 33, 1897, S. 380 ff.)

russischen Insel[1]), gegen die sich auch schon NIKITIN[2]) früher aus anderen Gründen ausgesprochen hatte.

Aber nicht nur diese Verhältnisse lassen den Heilsberger Jura von Wichtigkeit und Bedeutung für die Jura-Geographie im allgemeinen sein, sondern auch die mächtige Entwicklung des Coralrag und Kimmeridge im besondern und ihre Gesteinsausbildung ist von Belang und Wert für die Erkenntnis über die Verteilung von Wasser und Land im baltischen Gebiet und über die dadurch bedingten Beziehungen der Faunen nach Osten und Westen. Jedenfalls werden, wie schon oben betont, die von NEUMAYR für den Oberen Jura auf der Grenze gegen den russischen Jura angenommenen Inseln und Engen hinfällig und eine breite offene Verbindung zwischen dem norddeutschen-baltischen Jura einerseits und dem russischen andererseits wahrscheinlich.

Bei dem Bestehen einer solchen findet dann auch die faunistische Verwandtschaft des ostpreußischen mit dem russischen Kimmeridge, über die weiter unten noch zu reden sein wird, ihre befriedigende Erklärung.

Ebenso wird nun aber auch die NEUMAYR'sche Annahme, daß nur bis zum Ende der Oxford-Stufe das Jura-Meer hier flutete, aus den Tatsachen widerlegt. Mindestens muß noch während der ganzen Kimmeridgezeit hier offenes Meer gestanden haben, wenn es nicht, wie die oben erwähnten Funde in Russisch-Polen möglich erscheinen lassen, auch noch darüber hinaus andauerte.

Was nun die Lagerung des Heilsberger Jura anbetrifft, so ergeben die Bohrkerne, daß diese söhlig ist.

Während der Jura in der Memeler Gegend in sehr hohem Niveau liegt, in das er nur durch nachträgliche Hebungen gelangt sein kann, findet er sich hier in der Mitte der Provinz wieder in einer Tiefe, die den ursprünglichen Ablagerungsverhältnissen namentlich für die tieferen Schichten gar nicht entspricht.

Diese verschiedene Höhenlage ist daher nicht durch einen

---

[1]) NEUMAYR, Die geogr. Verbreitung der Juraformation. (Denkschr. Wiener Akad. 1885, Bd. 50, S. 86-87.)

[2]) NIKITIN, Über die Beziehungen zwischen der russischen und westeuropäischen Juraformation. (N. Jahrb. f. Mineral. 1886, II, S. 230.)

schüsselförmigen Bau zu erklären, sondern wird offenbar von Dislokationen bedingt, auf die wir schon bei Betrachtung der Tektonik der Kreide gestoßen waren.

a) Das Kimmeridge.

Ohne eine wesentlich merkbare Gesteinsveränderung schließt sich an die Obere Kreide nach unten der Obere Jura mit der Kimmeridge-Stufe an. Das Profil ist infolge der ziemlich gleichbleibenden Gesteinsentwicklung einfach:

Spülproben	Kerne
563/64 grauer, staubiger, glaukonitischer Sand	563/64 grauer, glimmeriger, nicht sehr harter, toniger Sandstein
564/69 (vollständige Kerne):	564/69 grauer, glimmeriger, fein poröser, milder toniger Sandstein
569/71 derselbe Sand wie oben	569/71 derselbe Sandstein
571/74 (vollständige Kerne):	571/74 derselbe Sandstein
574/75 derselbe Sand wie oben	574/82 derselbe Sandstein
575/82 ebenso aber dunkler	
582/84 (vollständige Kerne):	582/84 derselbe Sandstein
584/624 derselbe Sand wie oben	584/624 derselbe Sandstein. — Zwischen 617/18 und 621/24 glimmerreich

Es ist ein Wechsel eines bald weicheren, bald härteren, hellgrauen, kalkigen, bald schwächer, bald stärker tonigen[1]), feinkörnigen Sandsteins. Seine verhältnismäßige Weichheit, die sich wohl stellenweise zu ganz lockerem Gefüge steigert, bedingt es, daß keine fortlaufende Reihe von Bohrkernen zu gewinnen war. Härtere Bänke wechseln vielmehr mit Schichten ab, aus denen nur loses Material durch die Spülung zu Tage kam, wie das obige Verzeichnis dies erkennen läßt.

Lagenweise, und zwar anscheinend in den tonärmeren Bänken ist das Gestein ganz erfüllt von winzig kleinen, rundlichen Hohlräumen, die denen des typischen Schaumkalkes gleichen und wohl aus der Auflösung von Kalkkörnchen entstanden sind.

Es erinnert dies an eine ähnliche Erscheinung, wie sie Pom-

[1]) In einer Probe aus 573/74 m Teufe, die Herr Dr. Gans, Vorstand des Bodenkundlichen Laboratoriums der Geol. Landesanstalt, auf meine Bitte untersuchte, betrug der Tongehalt 18,34 v. H.

PECKJ[1]) an westpreußischen Geschieben aus dem Unteren Oxford beschreibt. Sie weichen allerdings insofern ab, wie ich an einem mir von Herrn Professor POMPECKJ freundlichst zur Verfügung gestellten Stücke ersehe, als sich in ihnen noch kleine, länglich röhrenförmige Hohlräume (wohl von aufgelösten Spongiennadeln, die das Gestein durchschwärmen, herrührend?) vorfinden.

Über die Natur dieser Löcher gibt auch der Dünnschliff — ich ließ je einen solchen senkrecht und parallel zur Schichtfläche von einem Gesteinsstück aus 564/565 m Tiefe herstellen — keinen befriedigenden Aufschluß. Zum Teil mögen sie aus der Auflösung der im Gestein enthaltenen Foraminiferen und anderen Kleinzeuges, die im mikroskopischen Bild sichtbar werden — auch Spongien-Nadeln sind vorhanden — entstanden sein.

Das Gestein selbst ist durch auffallend scharfkantige Quarzkörner ausgezeichnet. Glaukonit ist ziemlich reichlich vertreten; daneben ist auch Biotit und Muskovit vorhanden. Also wieder ein Fingerzeig, wie bei der Kreide, auf die Zerstörung granitischer Gesteine des skandinavisch-baltischen Gebietes.

Die petrographische Übereinstimmung zwischen dem Kimmeridge und der darüber lagernden Oberen Kreide rührt wohl zum Teil davon her, daß bei der Transgression der letzteren entsprechende ältere glaukonitische Schichten der obersten Jura-Horizonte aufgearbeitet und zur Bildung der Kreideschichten verwendet wurden.

Dieser Transgression sind vermutlich die etwa noch vorhandenen jüngeren Stufen im ostpreußischen Jura, teilweise und örtlich (wie etwa in der Memeler Gegend) wohl auch noch das Kimmeridge selbst, zum Opfer gefallen, daher auch dort entsprechende Geschiebe fehlen. Bei der feinkörnigen Beschaffenheit des Kimmeridge gelingt es leider nicht, aus etwaigen Rollstücken der zerstörten Sedimente in ihm ihr einstiges Vorhandensein hier zu beweisen.

Daß noch jüngere Stufen auch bei uns möglicherweise vor-

[1]) POMPECKJ, im XXV. amtl. Bericht des westpreuß. Provinzial-Museums f. 1904. Danzig 1905, S. 12-13.

handen gewesen sind, könnte man aus ihrem neuerdings in Russisch-Polen[1]) erbrachten Nachweis vermuten.

Diese Möglichkeit wird noch verstärkt dadurch, daß durch M. Schmidt's[2]) verdienstvolle Untersuchungen auch in Pommern das Portland nachgewiesen ist, und zwar mit Virgaten-Formen aus dem russischen Unter-Portland, also einer Fauna, die auf eine offene Verbindung nach Osten weist.

Hoffentlich werden die weiteren Bohrungen in Ostpreußen, von denen ja neuerdings bei Labiau eine angesetzt ist, darüber eine sichere Entscheidung zu treffen erlauben. Man könnte nun vielleicht einwenden, daß Geschiebe dieser fraglichen jüngsten Juraablagerungen bisher aus Ostpreußen nicht bekannt geworden sind. Das ist jedoch nicht entscheidend. Denn von dem Kimmeridge galt bisher das gleiche, so daß noch Pompeckj[3]) auf Grund dieses Fehlens für Westpreußen zu dem Schluß kam, daß dieses Gebiet wohl damals trocken gelegen habe, ein Schluß, der jetzt wohl nicht mehr aufrecht zu erhalten sein dürfte, nachdem sich durch die Heilsberger Bohrung eine mächtige Entwicklung des Kimmeridge für Ostpreußen ergeben hat, die zu der Annahme zwingt, daß sie auch nach Westpreußen sich erstreckt.

Die petrographische Beschaffenheit des Heilsberger Kimmeridge, dem alle Anzeichen einer nahen Küste (eingeschwemmte Pflanzen, Holz, Gerölle, grobes Korn und schneller Wechsel im Gestein) fehlen, deutet darauf hin, daß es sich in unserm Sediment nicht um eine küstennahe Bildung, sondern um den Absatz eines mäßig tiefen, offenen Meeres handelt.

Dies bestätigt auch die darin enthaltene Fauna. Bezeichnend ist das Fehlen dickschaliger und großer Formen. Es sind in den verschiedenen Tiergruppen nur dünnschalige und meist kleine Arten vertreten.

---

[1]) Leider vermag ich den Titel der betreffenden Arbeit, der mir s. Z. nur bekannt geworden ist, nicht wieder aufzufinden.

[2]) M. Schmidt, Über Oberen Jura in Pommern. (Abhandl. Preuß. Geolog. Landesanst. N. F., Heft 41, Berlin 1905, S. 75 ff.)

[3]) Pompeckj, Die Jura-Geschiebe Westpreußens und ihre Bedeutung für die Jura-Geographie. (Schriften Nat.-Ges. in Danzig N. F., Bd. XI, Heft 1-2, 1904, S. LXIII—LXV.)

Die beiden Hauptbestandteile, die der Fauna das Gepräge geben, sind die Lamellibranchiaten und Ammoniten, neben denen die anderen Tiergruppen: die Gastropoden, Brachiopoden und Röhrenwürmer ganz in den Hintergrund treten. Bezeichnend ist auch das völlige Fehlen von Belemniten und Korallen.

Die Ammoniten-Gehäuse liegen durchgehend als Perlmutterschalen vor.

Die Schalen der Muscheln haben sich mit Ausnahme einer *Nucula*, einer *Opis*, eines einzelnen Exemplares von *Pecten procerus* Gall. einer fraglichen *Lucina*-Art und einer *Thracia* sonst nur als Einzelklappen gefunden.

Die Muschelschalen sind fast immer calciniert und daher so mürbe, das ein Herausarbeiten des Schlosses nicht möglich ist. Häufig ist auch die Schalen-Außenschicht beim Spalten des Gesteins an diesem haften geblieben, so daß an einer Anzahl von Stücken die Oberfläche und Skulptur nicht oder nur in kleinen Bruchstücken vorhanden ist.

Dies alles erschwert die Bestimmung der Muscheln, so daß man bei manchen hinsichtlich ihrer Gattungszugehörigkeit nur auf Mutmaßungen angewiesen ist. Ich habe aber dennoch verschiedene dieser zweifelhaften Formen trotz der Unsicherheit der Bestimmung abbilden lassen und eine kurze Beschreibung davon gegeben, weil sie für das Gesamtbild der Fauna bezeichnend sind.

Einstweilen wird man sich hiermit begnügen und abwarten müssen, bis die Bivalven-Faunen des russischen Jura[1]) durchgearbeitet sein werden, da dort wesentlich reichhaltigeres Material in besserer Erhaltung vorliegt.

Dann wird es vielleicht auch noch gelingen, die jetzt noch als fraglich bestimmten oder unberücksichtigt gelassenen Formen aus dem Heilsberger Kimmeridge zu identifizieren. Gegenwärtig ist

[1]) Bei dieser Gelegenheit möchte ich dem Wunsch Ausdruck geben, daß die in Rede stehenden Veröffentlichungen der russischen Fachgenossen, die bisher die Nuculiden und Arciden gebracht haben, in Zukunft doch von der für diese Gegegenstände ungeeigneten, rein photographischen Wiedergabe absehen und der zeichnerischen Darstellung wieder zu ihrem Rechte verhelfen möchten. Es würde dies die Benutzung für den allein auf die Literatur angewiesenen auswärtigen Geologen wesentlich erleichtern.

es noch gar nicht möglich, bei den Muscheln festzustellen, wie weit sich die faunistische Übereinstimmung dieser Gruppe mit den gleichaltrigen Formen in Rußland erstreckt.

Die für die Kimmeridgestufe immerhin bezeichnende Leitmuschel (wenn sie auch noch höher hinaufgeht), *Exogyra virgula*, ist auch bei Heilsberg häufig. Sie erweist sich auch hier insofern als echtes Leitfossil, als sie bei uns in einer sandigen Facies auftritt, während sie in den entsprechenden Schichten an der Wolga in Tonen und in Nordwestdeutschland zum Teil auch in kalkig-mergeliger Facies vorkommt.

Der aus Posen (Hohensalza) bereits bekannte *Pecten procerus* Gall. ist im Heilsberger Kimmeridge recht häufig. Er weist also auf Beziehungen nach dorthin, wobei seine Verbreitung nach W. abzunehmen scheint. Westlicher ist er bisher wenigstens noch nicht nachgewiesen.

Eine andere Form, *Pecten gothicus* mihi, findet sich in einer eng verwandten, wohl vikariierenden Art in dem *Pecten erraticus* Fiebelkorn weiter westlich, allerdings bisher nur in Geschieben, wieder.

Auch die Ammoniten, die sich durch ihre Perlmutterschalenerhaltung auszeichnen, liegen zum Teil nur in Bruchstücken vor. Sie weisen zwar in einer Reihe von Arten in der Hauptsache nach O. zum russischen Jura, so:

Cardioceras Volgae Pavlow
C. cfr. *subtilicostatum* »
Hoplites subundorae »
Aspidoceras Karpinskii »

Von diesen sind jedoch zwei auch neuerdings im Pommerschen Kimmeridge aufgefunden: *Cardioceras Volgae* und *Hoplites subundorae*. Das ist von wesentlichem Belang, zumal die letztere Form von Damon[1]) sogar aus England angeführt wird.

M. Schmidt, dem wir diesen Nachweis in seinen schon mehrfach erwähnten, neueren Untersuchungen über den Pommerschen

[1]) Damon, A Supplement to the Geology of Weymouth and the isle of Portland. II. Aufl., 1888, Taf. 13, Fig. 4.

Oberjura verdanken, konnte darauf hinweisen, daß die Fauna der Bartiner Schichten ein wenig nach dem O. hin gravitiere, und sich dabei auch auf meine vorläufigen Mitteilungen über die Heilsberger Kimmeridge-Ammoniten stützen. Außer den beiden eben genannten Formen ist dann auch noch *Aspidoceras longispinum* Bartin, Heilsberg und Gorodistché gemeinsam.

Daneben finden sich in Bartin noch verschiedene Wolgaformen, die wir von Heilsberg nicht oder, wohl besser gesagt, noch nicht kennen, weil auf der kleinen Fläche einer Bohrung natürlich nicht die ganze Fauna erwartet werden kann. Gemeinsam ist auch für Bartin, Heilsberg und Gorodistché der Reichtum an Aspidoceren.

Weiter ist aber von Belang, daß diese Cephalopodenschichten in Bartin in einer faciell der Heilsberger sehr ähnlichen Ablagerung auftreten, die M. Schmidt als grausandige Ammonitenkalke bezeichnet. Damit haben wir also die Vertretung der ostpreußischen Kimmeridgefacies in sehr ähnlicher Weise in Pommern, allerdings nur in sehr geringer Mächtigkeit (1,25 m), oben und unten von Tonen und Kalken eingeschlossen. Es erweckt dies die Vermutung, daß wir hier in Bartin dicht an einer Grenze dieser Tiefenfacies und Fauna stehen, die in Ostpreußen in so großer Mächtigkeit, also auch über lange Zeiträume bestand.

Die Faciesverhältnisse erklären es wohl auch, und nicht eine etwaige Abtrennung, daß die kalkig-oolithischen Ablagerungen in Pommern mit der Heilsberger oder russischen keine Übereinstimmung zeigen.

In der Heilsberger Ammonitenfauna finden sich aber außerdem auch Formen, die man sowohl aus Rußland wie aus westlich und südlich gelegenen Gebieten kennt:

Perisphinctes cfr. *virguloides* Waag.,
Aspidoceras acanthicum Opp.,
A. cfr. *longispinum* Sow.,
Ammonites Eumelus d'Orb.

Die letztere Form aus dem französischen Kimmeridge findet sich nach Pavlow übrigens auch in dem der Unteren Wolga. Damit werden auch Beziehungen nach W. angedeutet, die also nun

noch weiter nach O. in das Baltikum hineinreichen, nachdem sie bereits von M. Schmidt[1]) für das Pommersche Kimmeridge (Fritzow, Zarnglaff, Bartin) nachgewiesen sind.

Es zeigt sich also immer deutlicher, daß die Verbindungen des baltischen zum russischen Faunengebiet noch im Oberen Jura viel ungehinderter waren, als man bis vor kurzem wohl glaubte, so daß die faunistischen Einflüsse sich ziemlich weit nach W. geltend machen.

Auch der nordwestdeutsche Jura ist ja noch lange nicht ausreichend bekannt und dürfte nach dieser Richtung noch manche Überraschungen bringen.

Der Umstand, daß seine Faunen erst in ganz geringem Maße durchgearbeitet sind, und daß es vor allem an kritischen, paläontologischen Monographieen der Mollusken- und Cephalopoden-Fauna fehlt, erschwert gegenwärtig außerordentlich die Verfolgung tiergeographischer Fragen.

Im westlichen Ostseegebiet muß, wie Madsen's[2]) Geschiebe-Untersuchungen ergeben, das Kimmeridge bis in das Gebiet des heutigen Skager Rak gereicht haben, wo auch wohl das dortige nördliche Ufer des Meeres zu suchen ist.

So mißlich es ist, auf Grund einer einzelnen Bohrung ein auch nur einigermaßen richtiges und vollständiges Bild einer Fauna zu entwerfen, weil ja immer gewissermaßen nur eine Stichprobe vorliegt, bei der ein ganz verschwindendes Stückchen des alten Meeresgrundes in den Bohrkernen zur Untersuchung gelangt, so macht sich dieser Umstand hier bei dem Heilsberger Kimmeridge infolge des verhältnismäßig großen Artenreichtums auf kleinem Raum nicht so sehr bemerklich.

Gleichwohl zwingt er doch, von einem Versuch, den Heilsberger Kimmeridge weiter zu gliedern, abzusehen, denn dazu würde mindestens ein räumlich viel umfangreicheres Profil erforderlich sein als eine Bohrung. Außerdem verhindert auch die gleichbleibende und dadurch wohl, sozusagen, als Normalentwick-

[1]) M. Schmidt, a. a. O., S. 36, 51 und 67.

[2]) V. Madsen: Jura-Neocom og Gault Blokke fra Danmark (Medd. Dansk. Geol. For. No. 6, 1899).

lung zu bezeichnende Heilsberger Facies vorläufig eine Bezugnahme auf die mit Gesteinswechsel verbundene, anderweitige Zonenausbildung in Pommern und Nordwestdeutschland. Immerhin geht aber aus einer Zusammenstellung über die Verteilung der einzelnen Formen innerhalb der Gesamtmächtigkeit hervor, daß die Hauptentwicklung der Fauna im oberen Teil stattfindet, der etwa von 584—562 m hinaufreicht. Es ist dies die Zone, in der die Cardioceren, vor allem *Cardioceras Volgae,* besonders häufig sind, wenn sie sich auch vereinzelt schon in den tieferen Lagen finden. Mit ihnen kommt dann der bezeichnende *Hoplites subundorae* zusammen vor, der allerdings auch schon einmal an der unteren Grenze des Kimmeridge auftritt. Und endlich ist hier *Exogyra virgula* häufig, während sie unterhalb dieser oben begrenzten Zone nicht mehr vorgekommen ist. Auch *Pecten procerus* GALL. findet sich nur vereinzelt noch etwas tiefer, das gleiche gilt von der *Astarte* cfr. *multiformis.*

Ob diese Zone für das obere Kimmeridge in Anspruch genommen werden darf, lassen vielleicht weitere Bohrungen entscheiden.

Obwohl in dieser Zone auch 3 bezeichnende *Aspidoceras*-Arten (*longispinum*, *acanthicum*, *Karpinskii*) vorkommen, so ist doch die Hauptzahl der *Aspidoceras*-Funde, die sich leider infolge ungünstiger Erhaltung nicht näher bestimmen lassen, in dem unteren Teil des Kimmeridge gemacht[1]).

Endlich sind noch ein paar Worte über die Begrenzung des Kimmeridge nach oben und unten zu sagen. Dem Ziehen dieser Grenzen wird bei einer Bohrung immer eine gewisse Unsicherheit anhaften, weil dem Profil die Ausdehnung in die Breite fehlt.

Nach oben wurde die Grenze bei 562 m dort gelegt, wo sich die ersten Perlmutterschalenreste zusammen mit anderen zeigten. Als untere Grenze wurde die Tiefe von 624 m angenommen, obwohl sich die charakteristischen Fossilien nur bis 615 m hinab verfolgen lassen und die letzten Meter solche nicht geliefert haben.

[1]) In den Hoplitenschichten des Wolgagebietes liegen die Aspidoceren ebenfalls in der unteren Abteilung (M. NEUMAYR, die geographische Verbreitung der Juraformation, S. 88).

Maßgebend dafür, die Grenze gegen den Korallenoolith bei 624 m zu legen, war der Umstand, daß dort Phosphorite, die also einen ganz guten Grenzhorizont liefern, auftreten.

Bei dieser Abgrenzung würde das Kimmeridge bei Heilsberg demnach ungefähr 62 m Mächtigkeit erreichen.

Die Fauna des Kimmeridge.

I. Cephalopoda.

A. Tetrabranchiata.

1. Ammonites sp. (Oppelia?).

Taf. 3, Fig. 9.

Ein Gehäuse von der Größe eines Zweimarkstückes. Es ist zwar ein wenig verdrückt, läßt aber doch erkennen, daß es hochmündig war. Der Rücken war anscheinend gerundet und die Seiten glatt. Doch ist zu viel von der Schale weggebrochen, um dies sicher entscheiden zu können.

Um den Nabel sieht man dagegen am Nabelrande niedrige, halbmondförmig nach vorn gebogene Knoten stehen. Der Nabel ist ziemlich eng und dabei flach. Die Nabelkante ist gerundet, die niedrige Nabelfläche steil.

An der Mündung, deren auf der Gesteinsunterlage ruhende Seite erhalten ist, fällt ein stachelartig scharfes, gewölbtes, nach vorn gewandtes Ohr auf, das etwas über der Mitte der Flanken ansetzt. Nach innen von dem Ohre ist die Mündung parabolisch ausgeschnitten und anscheinend nach außen umgeschlagen. Nach außen vom Ohr ist der Rand weggebrochen.

Die Höhe des letzten Umganges beträgt nahe dem Ende 11 mm. Die beobachteten Eigenschaften sind nicht ausreichend, um die Gattung, der unser Ammonit zugehört, mit Sicherheit zu ermitteln. Die Gestalt der Mündung und des Ohres spricht für *Oppelia*.

Das Stück stammt aus 573/74 m Tiefe.

2. Oppelia? sp.

Ein Windungsbruchstück eines hochmündigen, schmalen, glat-

ten, rundrückigen Gehäuses, das auf dem Steinkern feine, flache Sichelrippen trägt, dürfte vielleicht zu *Oppelia* gehören.

3. Cardioceras Volgae Pavlow.

Taf. 3, Fig. 1—4.

Von dieser Art liegen eine ganze Anzahl Stücke vor, die sich als solche bestimmen lassen, während wahrscheinlich noch verschiedene, nicht sicher bestimmbare, ebenfalls hierher gehören.

Die Formen stimmen sehr gut mit denen Pavlow's[1]) überein, so daß seiner Beschreibung hier nur noch wenig hinzuzufügen bleibt. Bezeichnend für unsere sandige Facies ist die Perlmutterschalenerhaltung. Es sind z. T. ziemlich vollständige Gehäuse, z. T. auch nur Bruchstücke, die aber die bezeichnenden Eigenschaften erkennen lassen. Der Querschnitt des ziemlich hochmündigen Gehäuses, den übrigens Pavlow in seiner Beschreibung nicht erwähnt, ist ungefähr schmal vierseitig. Doch ist eine gewisse Wölbung auf den Flanken vorhanden, die bei einigen Exemplaren stärker, bei andern ganz schwach ist. Die Knoten des Kieles sind zahlreicher als die Rippen. Zu beiden Seiten des Kieles zieht sich eine schwache Furche entlang. Wie schon Pavlow für sein Material hervorhebt, so gibt es auch unter unserem Stücke mit feinerer und solche mit etwas gröberer Berippung, während sonst die Eigenschaften gleich bleiben. An einigen Stücken sieht man auch, daß sich, wie beim echten *alternans*, in der oberen Hälfte der Flanken einige sekundäre Rippen einschalten. Doch geschieht dies unregelmäßig. Die einzelnen Stücke stammen aus 563/64, 564/65, 565/66, 573/74, 574/74,5, 574,5/76, 576,8, 577/78, 579/80, 587/88, 590 und 609/10 m Tiefe.

4. Cardioceras cfr. subtilicostatum Pavlow.

Auf diese Art von Pavlow[2]) ist vielleicht ein Stück zu beziehen, das sich durch feine, nahezu gerade, von einem zum an-

---

[1]) Pavlow, Les Ammonites de la zone à *Aspidoceras acanthicum* de l'est de la Russie (Mém. du Comité géol. Bd. II, Nr. 3, 1886) S. 86/87, Fig. 5a, b, c.

[2]) Ebenda S. 86, Taf. 8, Fig. 4.

deren Ende doppelt gekrümmte Rippen und einen ziemlich engen Nabel auszeichnet.

Aus 564/65 m Tiefe.

5. Cardioceras borussicum sp. nov.

Taf. 3, Fig. 5.

Das dieser neuen Art zugrunde liegende Stück läßt sich mit keiner der bekannten Formen vereinigen. Es zeichnet sich durch die gleichen Rippen aus, wie sie Pavlow von der vorhergehenden Art beschreibt, ist aber nicht so hochmündig und hat daher wohl einen etwas weiteren Nabel. Da Pavlow über die Form des Nabels, die Nabelfläche und Nabelkante nichts angibt, so ist man nur auf seine Figur angewiesen, die einen anscheinend flachen Nabel zeigt, während an unserem Stück die Nabelfläche steilwandig, der Nabel daher tief und die Nabelkante gerundet ist. Dies sind Unterschiede, die eine Vereinigung mit der vorhergehenden Art verhindern.

Die Rippen sind fein und zahlreich, dicht stehend und zu Bündeln flach zusammengefaßt, die sich als solche auf der Oberfläche etwas herausheben. Sie sind im einzelnen nahezu gerade und stehen ganz schwach nach vorn geneigt. Nur auf der Mitte der Flanke sind sie ganz schwach nach vorn gekrümmt. An der Externkante schwellen die Rippen dann zu seitlich komprimierten, schräg nach vorn gewandten, länglichen, kammartigen Höckern an. Auf diese folgt dann vor dem nicht freizulegenden Kiel eine seichte Furche, die ihn beiderseitig begleitet.

Das Stück stammt aus 563/64 m Tiefe.

6. Haploceras sp.

Ein paar glatte, rundrückige, kleinere Gehäuse aus 609/10 m Tiefe, deren Flanken feine, sichelartige Zuwachsstreifung zeigen, gehören wahrscheinlich zur Gattung *Haploceras*.

7. Perisphinctes sp. cfr. virguloides Waag.

Taf. 6, Fig. 8.

Das Gehäuse ist ziemlich vollständig, leider aber so schräg verdrückt, daß dabei die Externseite aufgerissen und der Unter-

suchung entzogen ist. Es läßt sich daher die Höhe des Umganges leider nicht mit Sicherheit ermitteln.

Die Form steht dem *P. virguloides* Waag., wie sie Pavlow (a. a. O. Taf. 7, Fig. 3) abbildet, sehr nahe. Sie wäre vielleicht damit zu identifizieren, wenn es nicht schiene, als ob die Gabelungsstelle der Rippen höher läge und die Höhe des Umganges niedriger wäre.

Aus 610/11 m Tiefe.

8. Perisphinctes sp.

Ein Bruchstück einer anderen, nicht näher zu bestimmenden *Perisphinctes*-Art fand sich in 612/13 m Teufe.

9. Hoplites (Aulacostephanus) subundorae Pavlow.

Taf. 3, Fig. 12 und 13.

Von dieser Form liegen 2 verschiedene Stücke vor.

Das eine ist ziemlich gut erhalten, aber in 2 Teile zerbrochen. Es stimmt mit der Beschreibung und Abbildung bei Pavlow (a. a. O. S. 79, Taf. V, Fig. 1a, b, c, 2) völlig überein. Es sei hier nur noch nachgetragen (was Pavlow zwar auch abbildet, aber nicht ausdrücklich hervorhebt), daß die zwei Rippen, die vom Nabelknoten entspringen, sich immer so gestalten, daß die hintere gerade verläuft und radial steht, die andere dagegen sich in einem sanften Bogen nach vorn schwingt.

Unser kleineres Stück zeigt eine etwas engere Rippung als Fig. 1 bei Pavlow. Aber es ist dabei zu berücksichtigen, daß das ostpreußische Exemplar etwas kleiner als das russische ist, und daß dieses auf dem ersten Drittel des letzten Umganges ebenfalls enger gestellte Rippen hat[1]).

Auf eine scheinbare Verschiedenheit von Pavlow's Beschreibung ist noch aufmerksam zu machen. Er bezeichnet nämlich den

[1]) Ein Stück von Gorodistché, das mir Herr Professor Pavlow auf meine Bitte bereitwilligst zum Vergleich sandte, weicht von seiner Originalfigur schon mehr ab und nähert sich durch die breiter auseinander tretenden und mehr gebogenen Rippen und ebenso durch die geringere Höhe des Querschnittes schon dem *Hoplites undorae* Pavlow. Es ist das offenbar eine Zwischenform.

Querschnitt seines Ammoniten als nahezu oval. Damit stimmt aber die entsprechende Figur nicht überein. Es zeigen nun seine drei übrigen Abbildungen, ebenso wie mein Exemplar, daß die Beschreibung richtig ist, daß ein hochmündiger Ammonit vorliegt, daß dagegen der abgebildete Querschnitt durch eine Verkürzung in der Projektion zu breit und zu niedrig dargestellt ist. Man kann das übrigens auch, wenn man die Figuren mit dem Zirkel nachmißt, leicht feststellen.

Unser erstes Stück stammt aus 565/66 m Tiefe.

Ein zweites, auch etwas verdrücktes, aber größeres Exemplar dieser Art fand sich in 613/14 m Tiefe. Es stimmt ganz — auch in der Größe nahezu — mit dem von Pavlow (a. a. O. Taf. V, Fig. 1) abgebildeten Stücke, von dem mir auch noch ein Gipsabguß durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Professor Pavlow zum Vergleich vorlag, überein.

10. Hoplites pristiophorus sp. n.

Taf. 3, Fig. 11.

Ein Bruchstück eines ziemlich hochmündigen, kleineren Ammoniten mit eigenartig ausgebildeten Rückenkielen gibt Veranlassung zur Aufstellung einer neuen Art.

Die nur schwach gewölbten Seiten zeigen eine feine, auf der Mitte anscheinend nach vorn vorgebogene Streifung.

Die Nabelkante ist gerundet, die Nabelfläche fällt zu dem nicht sehr tiefen Nabel anscheinend steilwandig ab.

Der Rücken ist schmal, und auf ihm stehen zwei sägeartige Dornenkiele, deren Spitzen ein wenig nach hinten gekrümmt sind. Sie erinnern an eine Kreissäge. So weit man sehen kann, alternieren die Stacheln der beiden Reihen miteinander. Loben sind nicht vorhanden.

Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um eine neue, eigenartige Form aus der Reihe der Jura-Hopliten handelt, die durch ihre besonderen Sägekiele und die glatten Flanken sich auszeichnet. Das von Damon[1]) als *Ammonites eudoxus*

[1]) Damon, A Supplement to the Geology of Weymouth usw., 2. Aufl., 1888, Taf. 13, Fig. 1.

d'Orb. abgebildete Gehäuse zeigt in Gestalt und Form Verwandtschaft mit dem unsrigen, doch ist jener durch den Besitz von Rippen sowie eines anscheinend etwas anders gestalteten Doppelkieles unterschieden.

Unser Stück stammt aus 573/74 m unter Tage.

11. Aspidoceras acanthicum Opp.

1886. Pavlow, Les Ammonites de la zone à *A. acanthicum*, S. 75 f., Taf. II, Fig. 2, 3a, b.

Auf derselben Gesteinsplatte liegen nebeneinander zwei kleinere, ein wenig verdrückte Gehäuse, die auf der einen Seite noch im Gestein stecken.

Sie stimmen nach der Gestalt, nach Enge und Tiefe ihres Nabels, nach der Anordnung der beiden Knotenreihen, dem Querschnitt und der ziemlich dicht stehenden, feinen Streifung am besten mit der Oppel'schen Art überein.

An dem größeren der beiden Stücke sieht man auf dem letzten Umgange eine schwache, den entsprechenden Innen- und Außenknoten verbindende Rippe. An diesem Exemplar sind auch die Knoten um den Nabel herum zu Stacheln ausgezogen. Der Nabel hat eine gerundete Kante und fällt steilwandig ab. Die Lobenlinie ist nicht vorhanden.

Aus 573/74 m Teufe.

12. Aspidoceras cfr. longispinum Sow.

1886. Pavlow, Les Ammonites etc., S. 72 f., Taf. I, Fig. 2, 3.

Ein großes, flachgedrücktes Gehäuse eines *Aspidoceras* ist leider nicht vollständig zu Tage gefördert worden, da sein Durchmesser größer war als der des Bohrkernes. Es ist anscheinend auf die obige Art zu beziehen. Eine sichere Bestimmung ist jedoch bei dem Erhaltungszustande nicht möglich.

Aus 592 m Tiefe.

13. Aspidoceras cfr. Karpinskii Pavlow.

1886. Pavlow, Les Ammonites etc., S. 74 f., Taf. II, Fig. 1a, b.

Ein verdrücktes Gehäuse, das einen gerundeten Rücken besitzt, hat eine Mundöffnung, die breiter als hoch war.

Quer über die Schale laufen feine, parallele Streifen. Die äußere Knotenreihe scheint ein wenig unterhalb der Mitte der Flanken zu stehen, falls hier nicht die Verdrückung der Schale nur diesen Anschein hervorruft. Soviel man erkennen kann, entsprechen diese Knoten den am Nabelrande angeordneten, sind jedoch nicht durch eine Rippe mit ihnen verbunden. Die Nabelknoten sind zu spitzen, ziemlich langen Stacheln ausgezogen, wie dies bei *Asp. iphicerum* Opp.[1]) der Fall ist oder bei *A. acanthicum* Opp.[2]) und *A. Karpinskii*[3]) Pavlow.

Ich glaube, daß unser Exemplar vielleicht zu der letzteren Art gehört und nicht zu *A. acanthicum* Opp., weil die Streifen, die die Schale überziehen, so weit auseinander stehen wie in der eben angeführten Abbildung bei Pavlow. Bei der anderen Art ist die Streifung dagegen nach den Abbildungen desselben Verfassers viel dichter. Von der Lobenlinie ist leider nichts erhalten. Aus 574,5 m Teufe.

14. Aspidoceras sp.

Eine kleine Form; deren Rücken in einem Bruchstück vorliegt, erinnert durch die langen Stacheln der oberen Reihe an den auch nur in Bruchstücken bekannten *A. hoplisus* Opp.[4]).

Aus 614/15 m Teufe.

15. Aspidoceras sp.

Eine größere, auch leider nicht ganz vollständige und etwas verdrückte Form zeigt viele Übereinstimmung mit dem von Pavlow abgebildeten *A. Caletanum* Opp. (a. a. O. Taf. 8, Fig. 1a). Nur fehlen an unserem Stück die Rippen, die die beiden Knotenreihen verbinden.

Aus 615/16 m Teufe.

16. Aspidoceras sp. div.

Außer den vorgenannten Arten und Stücken kommen dann noch verschiedene andere, teils Jugendformen, teils auch größere,

[1]) Oppel, Paläont. Mitteil. I, Taf. 60, Fig. 2a.
[2]) Bei Pavlow, a. a. O. Taf. 2, Fig. 2, 3a.
[3]) Ebenda, Fig. 1a.
[4]) Oppel, Paläont. Mitteil. I, Taf. 73, Fig. 5.

aber zum Bestimmen zu schlecht erhaltene Stücke vor, die aus folgenden Teufen entstammen: 593/94, 600/02, 605/06, 606/07, 608/09, 609/10, 611/12, 612/13 und 614/15.

17. Ammonites cfr. Eumelus d'Orb.

Taf. 3, Fig. 6, 7.

Mit dieser französischen Kimmeridge-Form[1]) stimmt ein Bruchstück eines letzten Umganges aus 607/608 m Tiefe recht gut überein, nur ist die französische etwas hochmündiger. Dagegen sind die von Loriol und Pellat[2]), sowie die von Loriol, Royer und Tombeck[3]) abgebildeten Stücke weniger hochmündig und nähern sich dem unsrigen im Querschnitte.

Dasselbe gilt von zwei weiteren Stücken aus 608/609 und 609/610 m Tiefe. Da dem erstgenannten Heilsberger Stück aber die Mündung fehlt, so wage ich nicht beide Formen zu identifizieren, wenn ich auch glaube, daß sie die gleichen sind.

An dem Ohr des ersten Exemplares von Heilsberg sieht man neben dem aufgebogenen oberen Rande entlang eine schmale Furche. Eine schmale Längsfurche macht sich dann auch auf dem Scheitel des Ohres bemerkbar.

Ob ein anderes Bruchstück aus 611/12 m, das sich durch stärkere Rippen auszeichnet und mehr der Abbildung Taf. III, Fig. 6 in dem dritten der vorher angeführten Werke entspricht, hierher zu rechnen ist, bleibt zweifelhaft.

Ein weiteres Stück der Art stammt aus 582/83 m, das ebenfalls infolge ungünstiger Erhaltung hinsichtlich seiner Zugehörigkeit zu dieser Art unsicher ist.

18. Ammonites sp.

Taf. 3, Fig. 8.

Ein Bruchstück, das besonders auffällig ist, sei hier noch her-

---

[1]) d'Orbigny, Paléont. française, Terrains jurass. Bd. I. Céphalopodes Taf. 216, Fig. 1, 2, 3, S. 554.

[2]) Loriol, P. et Pellat, E., Monogr. paléont. et géol. des étages supér. de la form. jur. des environs de Boulogne sur mer (Mém. Soc. de physique et d'hist. nat. de Genève Bd. 23, 1873, Taf. II, Fig. 3).

[3]) Loriol, Royer et Tombeck, Description géol. et paléont. des étages jur. supér. de la Haute Marne (Mém. Soc. Lin. de Normandie Bd. 15, Taf. III, Fig. 6).

vorgehoben. Es ist ein kurzes Stück der Mündung eines niedrigmündigen, rundrückigen, in dem vorliegenden Teile glatten Gehäuses. Die Mündung war anscheinend gerade, wie auch die Zuwachsstreifen lehren, und trug an der unteren Innenecke einen schräg nach vorn und abwärts gerichteten langen, schmalen Löffel. Seine seitlichen Ränder sind nach oben gebogen, so daß sie in der Mitte zwischen sich eine schmale Rinne von ungefähr halbrundem Querschnitt lassen.

Vielleicht ist die Möglichkeit nicht ganz von der Hand zu weisen, daß wir es hier mit einer zur vorigen Art gehörigen Mündung zu tun haben.

Aus 574/575 m.

19. Ammonites div. sp.

Außer den im Vorhergehenden genannten Arten fanden sich aber noch eine ganze Reihe zum Teil auch großer, leider nicht bestimmbarer Bruchstücke anderer Formen.

20. Aptychus sp.

Auch ein kleiner *Aptychus*-Rest sei noch erwähnt.

B. Dibranchiata.

Das Vorkommen von Dibranchiaten im Heilsberger Kimmeridge wird durch ein schwarzes Armhäkchen eines solchen von der Form eines Gemskrickels angedeutet.

Teufe 609/10 m.

II. Gasteropoda.

21. Pleurotomaria sp.

Diese Gattung fand sich nur in 2 verdrückten, unvollständigen Stücken, die eine artliche Bestimmung nicht erlauben. Sie seien daher hier nur der Vollständigkeit wegen aufgeführt.

Aus 565/66 m Tiefe.

22. Delphinula? Turbo?

Es liegen verschiedene unvollständige Schnecken vor, denen vor allem die Mündungen fehlen, so daß die Zugehörigkeit zu *Delphi-*

nula nicht ganz sicher ausgesprochen werden kann und auch noch die Gattung *Turbo* in Frage kommt.

Ausgezeichnet sind die Stücke durch Gitterskulptur und Knoten auf den Kreuzungsstellen der beiden Skulpturen. Dies spricht mehr für *Delphinula*. Dagegen sind die Schalen hochgewunden, eine Eigenschaft, die zwar einer Reihe von jurassischen Arten zukommt, die aber auf *Turbo* gedeutet werden könnte.

Die Umgänge fallen von der Naht bis etwa zur Mitte der Flanken schräg und von dort an schwach gewölbt fast senkrecht ab.

Zwei Stücke stammen aus 563/64 m, das dritte aus 565/66 m, das vierte aus 576,8 m.

23. Alaria sp. div.

Ein Bruchstück einer *Alaria*, das den letzten und vorletzten Umgang umfaßt, zeichnet sich durch einen scharfen Mediankiel aus. Die Form ähnelt etwas der *Alaria Lorieri* d'Orb. bei Hudleston[1]), ist jedoch mit dieser natürlich nicht identisch.

Es wären noch ein paar andere, zu vergleichende Formen zu nennen, doch steht der unvollkommene Erhaltungszustand unseres Stückes einer Bestimmung entgegen.

Teufe 574—574,5 m.

Ein paar weitere Exemplare der nämlichen Gattung lassen ebenfalls wegen der Unvollständigkeit eine nähere Bestimmung nicht zu.

III. Lamellibranchiata.

24. Avicula remiformis sp. nov.

Taf. 4, Fig. 17.

Es ist eine linke Klappe, die allerdings nur von einigen dünnen Schalenfetzen bedeckt ist, so daß eigentlich bloß der Steinkern vorliegt. Ein Teil der Innenseite der Schale ist auf dem Gegenstück vorhanden. Die flache Schale, aus der sich nur der schräg nach vorn gewandte Wirbel heraushebt, ist schief ruderblattförmig.

[1]) Hudleston, A Monograph of the Inferior Oolite Gasteropoda (Palaeontograph. Soc. London 1887—96, Taf. VI, Fig. 6a).

Der Schloßrand ist gerade. Eine Untersuchung des Schlosses selbst ist nicht möglich, da die Schalenunterseite dem Gestein aufliegt.

Die Vorderecke des Schloßrandes ist gerundet. Von hier zieht der Vorderrand nur schwach gebogen, fast geradlinig, aber schräg zum Schloßrand nach unten, biegt dann in sanfter Rundung in den Unterrand und von diesem ebenso wieder in den in gleichmäßig sanfter Kurve aufsteigenden Hinterrand um. Dieser endet an der anscheinend ebenfalls gerundeten Hinterecke des Schloßrandes. Die Schale selbst scheint glatt und nur mit konzentrischem Zuwachsstreifen verziert zu sein.

Aus 595—596 m Tiefe.

25. Avicula tenuis sp. nov.

Taf. 6, Fig. 4.

Ein doppelschaliges, aber nicht ganz vollständiges Exemplar einer ziemlich schief gerichteten Form liegt im Gestein steckend vor. Es ist daher nur die eine Schale, und zwar die rechte, der Betrachtung zugänglich. Die Form ist sehr flach, fast eben zu nennen, wobei wohl allerdings etwas auf Rechnung der Zusammendrückung der ziemlich dünnen Schalen zu setzen ist. Immerhin ist dieser Betrag nicht groß, und es bleibt auch nach Abzug davon eine flache Schale. Auch der Wirbel hebt sich aus ihr nur wenig heraus.

Die Schale selbst ist dünn, ohne Skulptur und zeigt nur konzentrische Anwachsstreifen, die sich nach den Rändern zu etwas stärker bemerklich machen. Der Vorderrand ist wenig gebogen und läuft von der Vorderecke des Schloßrandes in einheitlicher Linie zum Unterrande, der nicht erhalten ist, aber nach dem Verlauf der Zuwachsstreifen schön gerundet gewesen sein muß. Von dem Hinterrande ist nur wenig vorhanden. Es läßt sich aber doch erkennen, daß er stärker gebogen war als der Vorderrand.

Der Schloßrand ist gerade und lang. Das vordere Ohr ist nur klein und hat anscheinend eine gerundete Ecke. Das hintere Ohr ist lang, aber leider nicht ganz bis zu Ende erhalten. Von der übrigen Schale setzt es sich durch eine Furche, die vom

Wirbel aus nach dem Hinterrande zieht, ab. Die konzentrischen Anwachsstreifen der Schale biegen auf dies langdreiseitige Ohr hinüber und setzen nahezu senkrecht auf den Schloßrand zu, wo sie dann abbrechen. Vom Schloß selbst ist leider nichts zu sehen, so daß die Zugehörigkeit zu *Avicula* nicht mit voller Sicherheit auszusprechen ist, und die Möglichkeit, daß es sich um *Gervillia* handeln kann, offen bleiben muß. Es scheint auch hier eine neue Form vorzuliegen, da es mir wenigstens nicht gelang, in der Literatur eine übereinstimmende zu finden.

Avicula obliqua Buv.[1]) ist viel schlanker und viel schiefer und auch stärker gewölbt.

Unser Stück fand sich in 583/84 m Tiefe.

26. Avicula (Oxytoma) sp. aff. inaequivalvis var. Münsteri Bronn.

Taf. 6, Fig. 3.

Eine linke Schale, die aber zu unvollständig erhalten ist, um daraufhin eine neue Art zu begründen. Es ist eine Form aus der Verwandtschaft der *Pseudomonotis Münsteri* Goldf., doch artlich davon verschieden.

Die Schale ist kräftig gewölbt und hebt sich in der Wirbelregion scharf von den beiden ebenen Flügeln ab. Ihr Umriß läßt sich nicht genau bestimmen, da die Ränder durch Bruch beschädigt sind. Sie ist dadurch sehr ungleichseitig, daß der hintere Teil der Schale stark nach hinten ausgezogen ist.

Die kräftigen, gerundeten Rippen, etwa 13—15 an der Zahl, laufen vom Wirbel zu den Rändern. Gegen das Ende des ersten Drittels der Schale schaltet sich zwischen je 2 Hauptrippen eine feinere Unterrippe ein.

Die Schloßlinie ist nahezu gerade und ziemlich lang. Der Schloßrand selbst ist fein gekerbt. Das vordere Ohr ist nur klein, sein genauer Umriß, da es abgebrochen ist, nicht zu ermitteln. Es zeigt, ebenso wie das größere hintere Ohr, die von der Wirbelspitze ausstrahlende Radialstreifung der Schale.

Aus 593/94 m.

[1]) Buvignier, Statistique Géologique etc. du département de la Meuse. Paris 1852, Taf. 16, Fig. 38—40.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Die ostpreußische Art weicht von *Ps. Münsteri* durch schiefere Form, sowie durch den anders gestalteten hinteren Flügel ab, an dem der tiefe, buchtartige Ausschnitt fehlt oder doch nicht so ausgeprägt ist. Ebenso biegen die Rippen auf dem hinteren Schalenteile viel mehr von der radialen Richtung ab als bei *Ps. Münsteri.* Es ist daher wohl eine mit dieser nahe verwandte, aber vielleicht neue Art, was ich an dem einen vorhandenen Stück aber nicht zu entscheiden vermag.

Von den in der Arbeit von L. Waagen[1]) abgebildeten Formen kommt die in Fig. 9 als *Oxytoma inaequivalve* var. *Münsteri* Bronn. bezeichnete unserem Exemplar am nächsten. An Waagen's Abbildung fehlt auf dem hinteren Ohr die dem Schloßrande annähernd parallele feine Rippung. Dafür hat das Ohr dort eine bogige, spitz auf den Schloßrand zu verlaufende Zuwachsstreifung, die unserm Heilsberger Stück wieder fehlt. Außerdem ist das Waagen'sche wohl noch schiefer und flacher.

Ein zweites, etwas kleineres Stück von der nämlichen Form fand sich zusammen mit *Cardioceras Volgae* (Original zu Taf. 3, Fig. 2) in 564/65 m Teufe.

M. Fiebelkorn[2]) führt *Avicula Münsteri* Bronn. aus einem Oberen Kimmeridgegeschiebe vom Kreuzberg bei Berlin an. Es ist aber nach der Erhaltung des Stückes die Zugehörigkeit zu dieser Art, wie ich meine, nicht mit Sicherheit festzustellen. Es scheinen auch kleine Unterschiede vorhanden zu sein.

27. Avicula (Oxytoma) sp.

Taf. 6, Fig. 2.

Eine linke, nicht ganz vollständig erhaltene Schale liegt vor. Diese Form ist wenig schief, aber mehr, als es die Figur zeigt. Nach links (vorn) fällt die kräftig gewölbte Schale steiler ab, während die Wölbung zum Hinterrande hin gleichmäßiger ist. Zwischen die breiten, flachrunden, radialen Hauptrippen schaltet

[1]) L. Waagen, Der Formenkreis der *Oxytoma inaequivalve* Sowerby (Jahrb. Geol. Reichsanstalt zu Wien, 1901). Waagen nimmt den älteren Namen *A. inaequivalvis* Sow. wieder auf und ordnet *A. Münsteri* ihm unter.

[2]) M. Fiebelkorn, Die norddeutschen Geschiebe der oberen Juraformation. (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges., Bd. 45, 1893, S. 401, Taf. 14, Fig. 15.)

sich je eine fadenförmige, feine Zwischenrippe ein, die etwas vor der Schalenmitte beginnt. Ganz feine, konzentrische Linien zeigen sich an der linken Seite. Die beiden Flügel sind in der Größe wenig verschieden. Der vordere ist etwas größer. Beide tragen auch radial angeordnete Rippung. Eine mit unserer übereinstimmende Form bildet L. Waagen (a. a. O.) nicht ab.

Aus 565/66 m Tiefe.

28. Lima alaeformis sp. nov.

Taf. 4, Fig. 16.

Eine rechte Klappe einer offenbar neuen, dünnschaligen Art fand sich als einziger Vertreter dieser Gattung im Kimmeridge. Es ist eine gedrungene, nur wenig gewölbte Form mit geradem Schloßrand und steil abfallendem Vorderrand. Dieser verläuft nahezu geradlinig, etwas schräg nach vorn und biegt dann an der Ecke in sanfter Rundung zum Unterrande, der seinerseits in gleichmäßiger Krümmung etwas nach oben aufsteigend zum Hinterrande hinzieht. Er ist ebenfalls stark gekrümmt und endet mit einer kleinen, schwachen Ausbuchtung an der Hinterecke des Schloßrandes. Der Schloßrand ist nach hinten ohrartig verlängert, ein vorderes Ohr fehlt dagegen.

Ob hier vielleicht die Untergattung *Mysidioptera* vorliegt, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, da über die Beschaffenheit des Schlosses leider nichts zu ermitteln ist. Es scheint jedoch, daß allen den durch Salomon und Bittner[1]) aus der Trias beschriebenen Formen ein rundlicher, von unserer Art abweichender Umriß gemeinsam ist, der dann diese Untergattung für unser Stück ausschließen würde.

Aus 610—611 m Tiefe.

29. Pecten (Camptonectes) ex affinitate comati Goldf.

Taf. 4, Fig. 4, 4a.

Fünf Exemplare eines kleinen, dünnschaligen, mäßig gewölbten *Pecten* liegen vor. Die Schale ist durch eine zarte, dichte, konzentrische Streifung, die nur mit der Lupe zu erkennen ist,

[1]) A. Bittner, Über die triadische Lamellibranchiatengattung usw. — (Jahrb. der Geol. Reichsanstalt, Wien 1900, S. 59—65.)

und ebenfalls dichte und feine, schwach bogig nach außen verlaufende, radiale Rippen verziert, die erst von der Schalenmitte an mit der Lupe sichtbar werden. Nach dem Rande zu sieht man sie mehrfach dichotomieren. Der Umriß schwankt zwischen kreisförmigem und ovalem, so daß dementsprechend der Schloßkantenwinkel stumpfer oder spitzer wird.

(Ein Stück Schale ist 6 mal vergrößert abgebildet.)

Aus 564/65, 565/66 und 568/69 m Tiefe.

Unsere Form ähnelt dem *P. comatus* Goldf. (Petrefacta Germaniae, Taf. 91, Fig. 5, S. 50), noch mehr aber dem *P. obscurus* Sow. (ebenda 91,1, S. 48), den v. Seebach[1]) ebenfalls zu vorigem rechnet, doch ist dort der Schloßkantenwinkel stumpfer, so daß wohl keine Identität besteht. Leider sind auch in keinem unserer Stücke die Ohren vollständig erhalten.

Pecten Buchii Roem.[2]), der auch eine gewisse Ähnlichkeit zeigt, hat viel weiter auseinanderstehende Radialrippen.

P. suprajurensis Buv.[3]) ist ungleichseitig und hat eine andere Berippung.

P. nudus Buv. (ebenda S. 106) ist durch seine gedrungene Form unterschieden.

P. suprajurensis (ebenda S. 107/08) ist gröber gerippt und etwas gedrungener.

P. subcomatus Roem. (Oolithgeb., Taf. 3, 17, S. 70) ist schlanker und auch aus tieferem Niveau.

P. annulatus Sow. (ebenda S. 70) ist schon in der Wirbelregion viel stumpfer.

Auch *Pecten lens.* Sow.[4]) hat einen andern Schloßkantenwinkel.

---

[1]) v. Seebach, Der Obere Jura der Umgegend von Hannover 1878, S. 99.

[2]) F. A. Roemer, Versteinerungen des nordd. Oolithengebirges. Nachträge, S. 27.

[3]) Loriol et Pellat, Monogr. paléont. et géol. de l'étage portlandien des environs de Boulogne sur mer (Mém. Soc. Phys. et d'Hist. nat. de Genève, Bd. 19, 1866) S. 105.

[4]) Morris and Lycett, A monograph of the mollusca from the great Oolite (Palaeontograph. Society), Taf. II, Fig. 1, 1 a.

30. Pecten (Camptonectes) sp. nov.

Taf. 4, Fig. 5.

Eine kleine wie vorige Art skulpturierte, aber nahezu kreisrunde Form weicht auch durch ihren stumpfen Schloßkantenwinkel (110°) von dieser ab.

Es ist eine rechte Klappe. Die Schale ist nur halb erhalten. Die Ohren sind ungleich, deutlich abgesetzt, das vordere größer, das hintere kleiner. Die feinen Radialrippen, die nach den Seiten etwas bogig, nach der Mitte zu gerade verlaufen, scheinen erst ungefähr von der Schalenmitte an zu beginnen.

Die Form zeigt Verwandtschaft mit *P. Flamandi* Contejean[1]) in Ohren, Skulptur und Gestalt, nur daß dieser mehr länglichrund ist.

Die größere Ungleichheit der Ohren unterscheidet unsere Form von dem sonst auch nahestehenden *P. rypheus* d'Orb. bei Schlippe[2]).

Auch *Pecten lens* Sow. (bei Goldfuss Petref. Germ. Taf. 91, Fig. 3) hat ähnliche Gestalt und Skulptur, besitzt aber auch größere Ohren.

Aus 564/65 m Tiefe.

31. Pecten (Entolium) procerus Gallinek.

Taf. 4, Fig. 1—3.

Gallinek: Hohensalza, Taf. IX, Fig 4.

Diese Art ist in zahlreichen Exemplaren vertreten, während Gallinek von Hohensalza nur 3 erwähnt. Unter dem Heilsberger Material ist nur ein zweiklappiges Stück, sonst sind alles Einzelschalen.

Die Ohren sind stumpf gerundet, was an Gallinek's Zeichnung nicht der Fall, aber an seinem Originalexemplar, das mir Herr Professor Frech gütigst übersandte, zu erkennen ist, obwohl die Ränder nicht vollständig sind.

---

[1]) Contejean, Étude de l'étage kimméridien dans les environs de Montbéliard. (Mém. Soc. d'émulation du dép. du Doubs, Bd. IV, 1859, Besançon), S. 312 f., Taf. 24, Fig. 1.

[2]) Schlippe, Die Fauna des Bathonien im Oberrhein. Tieflande. (Abh. Geol. Spezialk. von Elsaß-Lothr., Bd. IV, Heft 4, 1888, S. 126 f., Taf. II, Fig. 6.)

Die Stücke zeichnen sich alle durch eine dünn glänzende, gelblich durchscheinende Schale aus.

An meinem wesentlich reichhaltigeren Material ist auch zu beobachten, daß das Verhältnis von Höhe zu Breite, auf das Gallinek Gewicht legt, nicht beständig ist. Es finden sich unter dem Material auch einige etwas gedrungenere Exemplare, wenn auch die Mehrzahl das normale Verhalten zeigt.

Aber auch in dieser etwas abweichenden Form sind sie noch von dem geologisch viel älteren *P. demissus* scharf geschieden, wenn auch Gallinek seine Form als Mutation dieser Art aufzufassen geneigt ist (a. a. O. S. 396).

Durch je eine, beiderseits vom Wirbel ungefähr dem Seitenrande parallel verlaufende, flache, schwache, rinnenartige Depression wird ein mittleres, gewölbtes, großes, dreiseitiges Feld gebildet, das seitlich von zwei schmalen, langgezogenen, dreiseitigen eingefaßt wird. Etwas unterhalb der Schalenmitte verschwindet diese Abgrenzung allmählich. An Gallinek's Originalstück ist trotz der schlechten Erhaltung diese Dreiteilung auch noch andeutungsweise erkennbar.

Pecten solidus A. Roem. weicht nach R.'s Abbildung und Beschreibung durch seine kreisrunde Form von der unsrigen ab.

Diese Art findet sich in zahlreichen Exemplaren von 564 bis 589 m und tritt dann noch einmal vereinzelt zwischen 608 und 609 m auf.

32. Pecten (Entolium) gothicus sp. nov.

Taf. 4, Fig. 6,7.

In Einzelschalen liegt eine flache Form vor. Die aus den tieferen Horizonten stammenden sind durch eine schwärzliche, glänzende Schale, die in 572/73 und 583/84 gefundenen durch eine weiße Schale mit ziemlich breiten, weißen, ebenen, konzentrischen, ganz flach dachziegelartig dieser aufliegenden Rippen ausgezeichnet. Die Rippen stehen etwa im $1^1/_2$ fachen ihrer Breite, bei einzelnen auch weiter, von einander entfernt. Dazwischen bemerkt man feine, dichte, konzentrische Streifen. Die Form ist oval, nahezu gleichseitig. Der Schloßkantenwinkel beträgt gegen 100^0.

Der Wirbel ist ziemlich spitz und gerade nach oben gerichtet. Die Ohren sind ungleich. Das vordere ist dreieckig, am Außenrande fein parallel gestreift und hat einen Byssusausschnitt. Das hintere ist länglich dreiseitig mit gerundeter Außenecke und feiner Streifung parallel dem Außenrande. Es überragt den Wirbel und das vordere Ohr.

In der mir zur Verfügung stehenden Literatur habe ich keine Form gefunden, die mit der heilsberger ganz übereinstimmte. Es liegt daher wohl eine neue Art vor.

Die untersuchten Exemplare stammen aus 564/65, 565/66 und 567/68 m und 572/73, 576/77, 607/608 m.

Pecten concentricus Koch und Dunker (Oolithgeb., S. 43, Taf. V, 8), ist durch die andere Art der Rippung, sowie durch die Verschiedenheit der Ohren von unserer Form geschieden.

Pecten demissus Bean, der vielleicht nach der Abbildung bei Lahusen (Rjasan Taf. II, 4) hierher gehören könnte, scheint auch andere konzentrische Streifung zu haben. Er weicht vor allem auch durch die Ohren ab.

Dagegen ist in der Abbildung bei Goldfuss (Petref. Germ., Taf. 99, Fig. 2), ebenso wie bei Benecke[1]), die allerdings mehr kreisrunde Form wieder ähnlicher, wenn auch dort ebenfalls die Richtung verschieden ist.

Pecten vitreus (Roem., Oolithgeb., Taf. 13, 7 und Loriol Tenuilobatus-Zone Teil II und III, S. 93/94, Taf. 13, Fig. 3—5) zeigt auch große Ähnlichkeit, doch sind die Ohren nicht so ungleich, außerdem wird noch eine feinere Radialstreifung angegeben, die unseren Stücken fehlt.

Sehr nahe steht dagegen unserer neuen Form der aus Kimmeridge-Geschieben stammende *Pecten (Entolium) erraticus* Fiebelkorn[2]). Er unterscheidet sich jedoch von der neuen Art durch seine ausgeprägten konzentrischen Furchen und durch die breitere,

[1]) Benecke, Die Versteinerungen der Eisenerzformation von Deutsch-Lothringen und Luxemburg (Abhandl. zur geolog. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, N. F. Heft VI, 1905, Taf. III, Fig. 8).

[2]) M. Fiebelkorn, Die norddeutschen Geschiebe der oberen Juraformation (Zeitschr. der Deutschen Geolog. Ges., Bd. 45, 1893, S. 400, Taf. XIV, Fig. 12).

gedrungenere Gestalt. Beide Arten sind vielleicht als vikariierende aufzufassen.

Auch *Pecten (Entolium) orbicularis* bei Eichwald (*Lethaea rossica*, Taf. 20, Fig. 4a—c) könnte als nahe verwandte Art herangezogen werden, unterscheidet sich aber leicht durch die viel rundlichere Form, entsprechend der viel stumpferen Wirbelpartie.

Pecten nummularis Phillips[1]) aus dem Oxford ist wohl ebenfalls als eine sehr nahe verwandte Form anzusehen, die allerdings durch fast runden Umriß von unserer ostpreußischen abweicht.

Andererseits dürfte auch *Pecten germanicus* Woll.[2]) aus dem deutschen Neocom eine nahe verwandte Form sein.

33. Anomia densestriata sp. nov.

Taf. 4, Fig. 8.

Eine kleine Oberschale einer zartschaligen, mit feinen, etwas unregelmäßig wellig verlaufenden, dicht gedrängt stehenden Rippen verzierten Art.

Der Umriß der Schale steht zwischen kreisförmiger und ovaler Form in der Mitte. Er ist dadurch unregelmäßig, daß die Vorderseite schräg abgestutzt ist. Diese Abschrägung setzt kurz vor dem Wirbel an.

Der Schloßrand ist kurz und nur schwach gebogen. Auch hier läßt sich, da nur eine einzige Schale vorliegt, die Gattungszugehörigkeit nicht mit voller Sicherheit vertreten. Die verwandte Gattung *Placunanomia* käme auch unter Umständen in Frage.

Aus 578/579 m Tiefe.

34. Anomia discus sp. nov.

Taf. 4, Fig. 9.

Auf einem verdrückten Umgang eines größeren Ammonitengehäuses findet sich eine nicht ganz vollständige flache, anscheinend platt kreisrunde, linke (Ober-)Schale, die entfernt an *A. supra-*

---

[1]) Murchison, Verneuil et Keyserling, Géologie de la Russie d'Europe, Bd. II, Taf. 41, Fig. 20—23, S. 475 f.

[2]) A. Wollemann, Die Bivalven und Gastropoden des Deutschen und Holländischen Neocom, S. 41, Taf. 8, Fig 13—19 (Abhandl. Kgl. Preuß. Geologischen Landesanstalt N. F. Heft 31, Berlin 1900).

jurensis Buv.[1]) erinnert. Sie ist von dieser jedoch durch größere Breite und gleichmäßige Rundung des Schloßrandes unterschieden. Die Schale ist konzentrisch gestreift, nur an dem hinter dem flachen Wirbel gelegenen Teile des Schloßrandes zeigt sie einige unregelmäßige, fadenförmige, kurze Rippen, die auf den Rand zu verlaufen. Anscheinend handelt es sich um eine neue Art, für die ich wegen ihrer Scheibenform den Namen *discus* wähle. Auch hier ist wieder die Zugehörigkeit zu *Anomia* nicht ganz sicher, da es nicht möglich ist, zu unterscheiden, ob die fehlende Unterschale durchbohrt oder undurchbohrt war.

Aus 579/80 m Tiefe.

35. Anomia inflata sp. nov.

Taf. 4, Fig 15.

Es liegt eine linke (Oberschale) Klappe dieser Art vor. Sie ist rundlich, im Umrisse gewölbt und zeigt auf dem vorderen Teile dünne, fadenförmige, etwas unregelmäßig von einander abstehende Rippen, die auf der Hinterseite zu fehlen scheinen. Der Unterrand ist umgekniffen und nach oben aufgebogen. Dies ist aber wohl nur eine individuelle Eigentümlichkeit.

Der Scheitel der Wölbung der Schale verläuft von der Mitte des Vorderrandes nach der Mitte des Hinterrandes. Nahe dem Vorderrande zeigt er eine kleine Hervortreibung, die wohl auf Wachstumsunregelmäßigkeiten beruht.

Feine konzentrische Zuwachsstreifen laufen über die Schale hinweg.

Auch hier gilt bezüglich der Gattungszugehörigkeit das bei den vorhergehenden Anomien Bemerkte.

Aus 570/71 m.

36. Placunopsis sp.

Eine große, rechte (obere), etwas gewölbte, sehr calcinierte Klappe von stark gerundetem, vierseitigem Umriß ist nicht gut genug erhalten, um sie zu benennen und abzubilden, wenn es sich auch vermutlich um eine neue Form handelt.

---

[1]) Buvignier, Géol. Dép. Meuse. Meuse, Taf. 20, Fig. 27.

Die mit knotenförmigen Anschwellungen verzierten feinfadenförmigen Rippen scheinen bis ziemlich auf den ältesten Teil der Schale gereicht zu haben Sie haben einen schwach wellenförmigen Verlauf.

Aus 571/72 m Tiefe.

37. Placunopsis patelliformis sp. nov.

Taf. 4, Fig. 10, 10a.

Eine unvollständige, größere, rechte (untere) Schale ist mitten durchgebrochen, so daß der obere, den Wirbel umfassende Teil von der Oberseite, der untere Teil von der Innenseite zu sehen ist. Aus beiden Teilen ist, was bei der Zartheit der Schalen leicht ist, unsere Figur ergänzt.

Die Schale ist flach und dünn, ihr Umriß unregelmäßig gerundet vierseitig. Die zahlreichen, dünnen, etwas unregelmäßig wellig verlaufenden Radialrippen treten eigentlich erst auf dem äußeren Teil der Schale zum Vorschein. Sie sind durch eine feine Knötelung ausgezeichnet. Der Schloßrand ist breit und schwach gebogen. Der Wirbel liegt vor der Mitte und ragt wenig hervor, ist aber deutlich ausgesprochen und wendet sich in spitzem Winkel zum Schloßrande nach vorn.

Von der Roemer'schen[1]) Form (*Placuna jurensis*), aus dem Korallen-Oolith, unterscheidet sie leicht ihre ausgesprochen zum vierseitigen neigende Form und der scharf nach vorn gewandte Wirbel.

Wie ein zweiklappiges Exemplar von Klemmen in Pommern (aus Oberem Oxford) in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin zeigt, gehört *Placuna jurensis* A. Roem. zur Gattung *Placunopsis*.

M. Schmidt[2]) stellt sie irrtümlich zu *Anomia*.

Für unsere Heilsberger Form bleibt noch die Möglichkeit offen, daß auch die Gattung *Placunanomia* in Frage käme.

Das Stück ist in doppelter Vergrößerung abgebildet.

Es stammt aus 568/69 m Tiefe.

---

[1]) A. Roemer, Norddeutsches Oolithengebirge, S. 66, Taf. XVI, Fig. 4.

[2]) M. Schmidt, Über Oberen Jura in Pommern, Taf. V, Fig. 13, S. 102 (Abhandl. Geolog. Landesanstalt N. F., Heft 41).

38. Ostrea sp.

Taf. 6, Fig. 1.

Eine kleine Unterschale von einer *Ostrea* liegt mir vor. Sie erinnert in Skulptur und Form, sowie durch die rechtwinkelige Umknickung der Schale an *O. Monsbeliardensis* Contj.[1]). Doch unterscheidet sie sich von ihr durch die Rundung dieser Kante und durch die gleichmäßige Wölbung des darunter gelegenen Teiles der Schale, der keine sinusartige Einbiegung zeigt.

Die Schale ist nur dünn und mit etwas unregelmäßig verlaufenden, konzentrischen Zuwachsstreifen versehen.

Da nur dies eine Stück gefunden ist, wird eine sichere Identifizierung kaum möglich sein.

Aus 583/84 m Tiefe.

39. Exogyra virgula Goldf.

Synonymie siehe bei de Loriol et Pellat. Mon. paléont. et géol. des étages jur. sup. Boulogne sur mer usw., S. 216.

Es liegt eine rechte, nicht ganz vollständige Klappe einer *Exogyra* vor, die der typischen *E. virgula* Goldf. jedenfalls nahe steht, aber sich doch durch einzelne Unterschiede von ihr unterscheidet. Die ganze Gestalt ist nicht so hakenförmig gekrümmt wie bei den echten. Die Vorderseite ist gerade, da der Wirbel weniger stark spiral eingedreht ist. Vom Wirbel verläuft im flachen Bogen eine stumpfe, dem Hinterrande mehr genäherte und nach dem Unterrande sich mehr verlierende Kante. Die Schale ist durch radiale, etwas unregelmäßige, schmale Rippen verziert. Unser Stück steht den von Thurmann und Étallon[2]) abgebildeten plumperen Formen am nächsten, die auch weniger gekrümmt sind und einen geraderen Vorderrand haben als die Goldfuss-schen Originale[3]).

Thr. und Et. geben übrigens an, daß die Art auch tiefer als im Virgulien, aber nur in vereinzelten Individuen vorkommt. Sie führen auch an, daß sie in der Form ziemlich variabel ist.

---

[1]) Contejean, Etage kimméridien, Taf. 26, Fig. 2.

[2]) Thurmann et Étallon, Lethaea Bruntrutana, S. 275, Taf. 38, Fig. 10.

[3]) Goldfuss, Petrefacta Germaniae, Teil II, Taf. 86, Fig. 3.

Ein mit dem meinigen in Form, Größe und Berippung gut übereinstimmendes Stück liegt mir aus dem Oberen Kimmeridge von Klein-Bremen bei Bückeburg vor, das ich Herrn Dr. O. von Linstow verdanke.

Bei beiden ist auch ein Dichotomieren der Rippen vorhanden. Bei dem Stücke von Klein-Bremen, das durch Engerstehen der Rippen deren etwas mehr hat, ist auch das Dichotomieren häufiger, bei dem Heilsberger Stück, von dem die Rippen zudem etwas unregelmäßiger sind, etwas weniger.

Auch die Abbildung, die Loriol und Pellat von *E. virgula* geben[1]), stimmt sehr gut mit unserer Form überein.

Endlich ist auch die von Pavlow (a. a. O.) Taf. VI, Fig. 3 abgebildete *E. virgula* der unsrigen sehr ähnlich, so daß ich kein Bedenken trage, unser Exemplar auf diese Art zu beziehen.

Drei weitere rechte Klappen, sowie zwei flache linke Schalen fanden sich, die eine als Steinkern, die beiden andern mit Schale, zusammen mit *Asp. acanthicum* Oppel in 573/74 m Tiefe.

Ein ferneres Exemplar ist eine linke flache Schale. Sie ist länglicher, schmaler und mehr hakenförmig gebogen als die beiden anderen. Sie entspricht daher noch mehr dem Goldfuss'schen Original.

Aus 567/68 m Tiefe.

Ein weiteres Stück dieses Leitfossils fand sich endlich in 568/69 m Tiefe. Es ist eine rechte gewölbte Schale. Sie entspricht genau dem ursprünglich von Goldfuss (a. a. O.) Teil II (Taf. 86, Fig. 3a, b, c, S. 33) aufgestellten Typus in ihrer länglichen, schmalen, hakenförmigen Gestalt. Vom unteren Ende der Schale ist nur der Umriß erhalten, die Schale selbst beim Zerschlagen weggesprungen. Der erhaltene obere Schalenteil zeigt dagegen deutlich die für die Art bezeichnenden Skulpturen.

Höchstwahrscheinlich gehört derselben Art eine flache, linke Klappe an, die ich aus 571/572 m Tiefe besitze, und die mit ihrer

[1]) L. et P., Monographie paléontologique et géologique de l'étage Portlandien des environs de Boulogne sur mer, Mém. Soc. de Physique et d'Histoire naturelle de Genève, Bd. 19, Teil I, Genf 1866, Taf. 11, Fig. 1, S. 114/15.

Innenseite auf dem Gestein liegt, so daß die Aussenseite sichtbar ist. Sie ist entlang dem Hinterrande gewölbt, von dort zum Vorderrande jedoch vertieft. Leider ist die Schale calciniert, so daß man von ihrer Oberflächen-Beschaffenheit nichts ermitteln kann.

Endlich ist ein Steinkern einer gewölbten rechten Klappe (572/573 m), der ebenfalls die hakenförmige Gestalt der typischen Form hat, als fraglich hierher gehörig zu bezeichnen.

Eine schöne, hakenförmige, gewölbte, rechte Klappe fand ich ferner in 574/574,5 m Teufe. Sie entspricht ganz der typischen Form.

Zwei weniger in die Augen springende, aber doch gut erkennbare rechte Klappen bekam ich schließlich aus 573/74 m Teufe. Die Schalen sind mit einer feinen Gesteinshaut überzogen, die sich durch Waschen nicht entfernen läßt, da ein abgesprungenes Stück durch Leim wieder befestigt ist. Man erkennt aber trotzdem hier und da die bezeichnende Oberflächenskulptur.

M. Schmidt [1]) hat neuerdings noch als *E. Gumprechti* von *E. virgula* eine Form unterschieden, zu der man auch ein paar Stücke aus dem vorher beschriebenen Material würde rechnen können. Ich kann mich aber auf Grund der mir aus der Sammlung der Geologischen Landesanstalt vorliegenden, von Schmidt als *Gumprechti* bestimmten Exemplare nicht von der Notwendigkeit einer solchen Abtrennung überzeugen. Gerade bei festsitzenden und daher von ihrer Umgebung viel mehr beeinflußten Formen spielt die Variabilität eine viel größere Rolle, so daß man hier den Artbegriff nicht so eng wird fassen dürfen.

Aus der Tiefe von 579 m liegt eine flache linke Klappe vor. Ein mit dieser genau übereinstimmendes Stück befindet sich in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt. Es stammt vom Selter.

Aus derselben Tiefe besitze ich dann noch eine stark gewölbte rechte Klappe von der kurzen gedrungenen Form mit geradem Vorderrande, die auch wohl zu dieser Art zu rechnen ist. Ferner ist noch anzuführen:

[1]) M. Schmidt, a. a. O. S. 161 ff.

Aus 581/82 m eine flache linke Schale,
» 579/80 » eine gewölbte rechte große Schale,
» 573/74 » drei » » » Schalen.

40. Exogyra sp.

Aus 574 m Teufe stammt die flache Klappe einer *Exogyra*, deren Innenseite freiliegt. Sie könnte wohl mit *E. bruntruntana* Th. et Ét. identisch sein.

41. Nucula aff. Calliope d'Orb.

Taf. 5, Fig. 8.

Eine einzelne rechte Schale von *Nucula* steht der *N. Calliope* bei Borissjak[1]) sowohl im Umriß wie in der Form und der Stärke der Schalenwölbung sehr nahe. Doch ist das Heilsberger Stück durch sein anders gestaltetes Schildchen hinter den Wirbeln, die schärfere Umknickung des Hinterrandes nach oben und unten, wie auch durch die gleichmäßigere Wölbung der Schale und die etwas gedrungenere Gestalt von ihr wieder unterschieden.

Aus 581/82 m.

42. Nucula sp. div.

Diese Gattung findet sich außerdem noch in mehreren Arten, die sich jedoch nicht sicher bestimmen lassen, da die bröckelige Beschaffenheit der Schale die Freilegung des Schlosses, ohne sie selbst dabei zu zerstören, verhindert. Eine längliche Form aus 579—580 m ist ziemlich stark gewölbt.

Eine kürzere, dreiseitige Art kommt in mehreren Stücken vor.

579/80, 581/82, 583/84 m.

43. Trigonia sp.

Die Gattung *Trigonia* ist nur in zwei Bruchstücken großer Schalen vertreten, die jedoch zu schlecht und unvollständig erhalten sind, um sie näher bestimmen zu können.

571/72 und 572/73 m.

---

[1]) A. Borissjak, Die Pelecypoden der Juraablagerungen im europäischen Rußland, II Arcidae, S. 36 f., Taf. II, Fig. 2 (Mém. Com. géol. N. F. Lief. 19, 1905).

44. Astarte sp. cfr. multiformis Roeder[1]).

Die Form kommt in ziemlicher Anzahl im Kimmeridge vor. Sie scheint mit dem größeren der beiden mir vorliegenden Originalexemplare Gallinek's[2]), die er als *A.* cfr. *multiformis* Roeder von Hohensalza abbildet, übereinzustimmen, während sein kleineres Exemplar durch die flache Form, bei der die Umbiegung des Wirbels nach vorn viel stärker ist, sich unterscheidet.

Die Zahl der Rippen schwankt an unsern Stücken zwischen 6 und 10, während die Roeder'sche Art meist mehr zu haben scheint.

Ich bin auch nicht ganz sicher, ob die Heilsberger Stücke mit der Roeder'schen Art ident sind und bezeichne sie daher als cfr. *multiformis.*

Vorkommen in 562/63, 574/75, 577/78 (viele), 578/79, 579/80, 581/82, 582/83 (viele), 589/90 m.

45. Astarte sp.

Ein Bruchstück einer ganz flachen, größeren Art mit zahlreichen, ziemlich dicht stehenden, flachen Rippen ähnelt der *A. elegans* Zieten bei Quenstedt[3]), ist aber wohl noch flacher als diese. Noch näher steht sie aber wohl der *A. depressa*[4]). Da unser Stück aber leider zu unvollkommen erhalten ist, kann eine sichere Identifizierung nicht vorgenommen werden. Es hat daher auch keinen Zweck, sie mit anderen Formen aus dem französischen Jura zu vergleichen.

Tiefe 574/75 m.

46. Astarte sp.

Eine rechte Klappe einer flachen, der *A. detrita* Goldf. (Petref. Germ., Taf. 134, Fig. 13) ähnlichen Form liegt von der Innen-

---

[1]) Roeder, Beitrag zur Kenntnis des Terrain à Chailles und seiner Zweischaler in der Umgegend von Pfirt im Ober-Elsaß. Inaug.-Diss. S. 84 ff., Taf. II, Fig 8, Taf. IV, Fig. 16.

[2]) Gallinek, a. a. O. S. 400, Taf. II, Fig. 2.

[3]) Quenstedt, Der Jura. Taf. 93, Fig. 31, S. 763

[4]) Ebenda Taf. 67, Fig. 29—34, S. 505 f, S. 400, Taf. II, Fig. 2.

seite vor. Da die Außenseite nicht freizulegen ist, so läßt sich auch eine nähere Beziehung nicht ermitteln.

Auch mit *A. striato-costata* Goldf.[1]) zeigt sie Verwandtschaft.

Aus 577/78 m.

47. Astarte sp. div.

Außerdem fanden sich noch eine Anzahl verschiedenen Arten angehöriger Bruchstücke, die jedoch zu schlecht erhalten sind, um sie bestimmen zu können.

48. Opis pulla sp. nov.

Taf. 4, Fig. 11, 11a.

Eine linke Schale liegt dieser neuen Art zu Grunde. Sie ist im Umriß schief vierseitig. Etwa 15—17 scharfe, schwach dachartig vorspringende Rippen laufen von der scharfen Kante zum Vorderrand. Der Stirnrand zeigt kurz vor dem Kiel eine schwache Ausbuchtung, die sich auch als seichte Furche dem Kiele parallel zum Wirbel zieht. Die Vorderecke der Schale ist schön gerundet, die Hinterecke dagegen spitz. Der Kiel ist fast gerade im Verlauf.

Die Schale ist gewölbt. Eine schmale, aber tiefe Lunula ist vorhanden. Unter ihr ist der Vorderrand etwas vorgewölbt. Er geht mit einer schönen Rundung in den Unterrand über. Dieser ist ganz schwach S-förmig gekrümmt. Der Hinterrand ist geknickt und dadurch in 2 Teile geteilt. Der etwas kürzere untere ist geradlinig und verläuft fast senkrecht auf den Unterrand zu. Der obere ist ebenfalls geradlinig. Der Wirbel ist eingekrümmt und ziemlich stark nach vorn gebogen. Von ihm verläuft der scharfe, dachfirstartige Kiel zur Hinterecke der Schale. Nach hinten vom Kiel fällt die Schale ziemlich steil ab.

Die konzentrischen, scharfen, in gleichen Abständen aufeinander folgenden Rippen sind 15—17 an der Zahl. Sie springen schwach dachartig vor, laufen über den Kiel und biegen dann sofort steil nach oben.

Zwischen den Hauptrippen finden sich noch je 2—3 feinere

[1]) Lahusen, Die Fauna der jurass. Bildungen des Rjasanschen Gouvernements (Mém. Comité Géol. Bd. I, No. 1, St. Petersburg 1883, Taf. II, Fig. 26).

Nebenrippen, die aus Bündeln eng miteinander verschmolzener Zuwachsstreifen bestehen.

Das Schloß ist nicht freizulegen. Es läßt sich daher leider auch nicht mit voller Sicherheit die Zugehörigkeit der Form zur Gattung *Opis* vertreten, wenn sie auch sehr wahrscheinlich ist. Es käme unter Umständen auch die Wöhrmann'sche Gattung *Myophoriopis* in Frage, mit der unsere Form in der Außenseite der Schale auch Übereinstimmung zeigt, nur fehlen ihr auf dem hinteren Felde die feinen Längsrippen.

Von *Opis suprajurensis* Contej.[1]), die ihr noch am nächsten steht, ist unsere neue Art hinlänglich durch ihre Form unterschieden; ob auch durch die Größenverhältnisse, läßt sich nach dem einen vorliegenden Stück natürlich nicht beurteilen. Außerdem fehlt der ostpreußischen Art die Kerbung des Randes.

Fundtiefe 574 m.

49. Opis sp.

Es liegt noch eine andere *Opis*-Art vor, die jedoch als verdrückter Steinkern (die mürbe Schale sitzt im Gestein) eine genauere Bestimmung nicht erlaubt.

Aus 587/88 m.

Eine dritte *Opis* ist ebenfalls nur als Steinkern erhalten, so daß sich auch nichts Bestimmteres darüber sagen läßt.

Aus 566/67 m Tiefe.

50. ? Corbis sp.

Eine länglich-rundliche, mäßig gewölbte linke Klappe eines Zweischalers verdient durch ihre besondere Skulptur Erwähnung. Die Oberschale ist zwar auch hier größtenteils zerstört, aber der erhaltene Teil zeigt, daß sie mit feinen, scharfen, fadenförmigen, konzentrischen Rippen versehen war.

Auf der unteren Hälfte der Schale stellen sich mindestens 5 breite, flache, nach dem Rande zu allmählich deutlicher werdende, radiale Rippen ein, die wohl, so weit mir bekannt, bei *Corbis* in dieser Weise nicht auftreten.

---

[1]) Contejean, Ch., Étude de l'Étage kimméridien dans les environs de Montbéliard et dans le Jura, la France et l'Angleterre. — (Mém. Soc. d'Émulation du Doubs 1858, Paris 1859, S. 258/59, Taf. X, Fig. 31—33.)

Eine vom Wirbel auslaufende, flache, schwache Furche grenzt eine area ab. Der Wirbel ist ziemlich flach und verjüngt sich schnell.

Teufe 583/84 m.

51. ? Lucina sp.

Taf. 5, Fig. 1.

Die linke Klappe einer dünnschaligen, flachen Form, deren glatte, nur mit Anwachsstreifen verzierte Schalenoberfläche auch nicht mehr intakt ist. Der Wirbel ist stumpf, nicht sehr stark hervortretend und deutlich nach vorn gewandt. Der Vorderteil des Schloßrandes ist gerade. Vom Wirbel zum Hinterrande läuft eine deutlich ausgesprochene Kante herab, eine zweite schwächere zwischen dieser und dem hinteren Schloßrande.

Die Form erinnert an die mancher *Lucina*-Arten, doch greift der hinter dem Wirbel liegende Teil des Schloßrandes weiter nach hinten aus. Bei dem Fehlen der Schloßmerkmale ist aber die sichere Bestimmung der Gattung nicht möglich.

Teufe 600—602 m.

52. ? Lucina sp.

Taf. 5, Fig. 4 u. 5.

Von einer größeren Muschel ist einmal der Steinkern mit einer daran haftenden dünnen Schicht der inneren Schale und sodann die dazu gehörige Schale von der Innenseite vorhanden. Die mürbe Schale selbst ist flach und nicht sehr stark, ihr Umriß ungefähr gerundet, fünfseitig. Leider ist über Schloß und Muskeleindrücke infolge der ungünstigen Erhaltung nichts zu sagen, so daß ich auch hier die Gattungszugehörigkeit zu *Lucina* mit einem Fragezeichen versehen muß.

Aus 597/98 m.

53. ? Lucina sp.

Taf. 5, Fig. 2.

Auch diese flache, ziemlich dünnschalige Form, die der vorhergehenden in der Gestalt sehr ähnlich ist, bietet der Bestimmung Schwierigkeiten. Der Mangel einer vom Wirbel auslaufenden Kante und der steilere Abfall des hinteren Schloßrandes unter-

scheidet sie sogleich von der ersteren. Der Wirbel ist stumpf, deutlich nach vorn gewandt und nicht sehr stark hervortretend. Der Umriß ist, vom Schloßrand abgesehen, ziemlich kreisförmig.

Von der Oberschale sind nur ein paar Fetzen erhalten, die eben noch erkennen lassen, daß nur eine konzentrische Skulptur aus Zuwachsstreifen vorhanden war. Die sonst an dem Stück haftende Schale ist nur eine Innenschicht der einstigen.

Auch bei diesem Stück gilt das beim vorigen gesagte, daß die Bestimmung als *Lucina* nur die Ähnlichkeit der Form mit dieser andeuten soll, ohne sich auf die Zugehörigkeit zu dieser Gattung festzulegen.

Aus 577 m.

54. ? Lucina scaphoidea sp. nov.

Taf. 5, Fig. 6, Taf. 6, Fig. 5 u. 6.

In verschiedenen zweiklappigen Exemplaren, die aber alle etwas durch Druck gelitten haben, liegt ein Zweischaler vor, dessen Bestimmung auch auf Schwierigkeiten stößt. Es ist eine mäßig gewölbte, länglich gestreckte Form, die an dem Vorder- und Hinterrande etwas abgestutzt ist. Der Wirbel liegt ziemlich weit hinten. Er ist breit und stumpf und nach vorn gebogen, verjüngt sich aber sehr schnell und wird dann scharf und spitz.

Die Vorderseite der Schale ist kahnförmig ausgezogen.

Die Schale ist lichtbräunlich gefärbt und mit konzentrischen, scharf fadenförmigen Zuwachsstreifen verziert. Diese laufen vom hinteren Schloßrande erst fast senkrecht nach unten, knicken dann aber an einer vom Wirbel zur Hinterecke auslaufenden Furche um und ziehen nun in schön geschwungenem Bogen über die Schale, um sodann zum Vorderrande wieder aufzusteigen. Zwischen je 2 von diesen liegt jedes Mal eine Anzahl feiner, dicht gedrängt stehender, konzentrischer Zuwachslinien. Eine lunula ist durch eine schwache Furche jederseits unter dem vorderen Schloßrand bezeichnet. Eine area wird durch jene oben erwähnte, von den Wirbeln zum Hinterrande laufende Furche abgegrenzt.

Der vordere und hintere Schloßrand bilden einen sehr stumpfen Winkel miteinander. Hinter den Wirbeln klaffen die Schalen etwas, dort scheint das Ligament gelegen zu haben.

Da das auf der Taf. 6 in Fig. 6 dargestellte, unvollständige Exemplar bereits gezeichnet war, ehe ich ein besser erhaltenes noch herauspräpariert hatte, so habe ich auch von letzterem noch zwei Zeichnungen machen lassen.

Lucina lirata Phill. aus dem Ornatenton vom Harzrande ist eine der unsrigen ähnliche Form, die sich jedoch durch kürzere und höhere Gestalt, sowie durch ihre Größe vor der Heilsberger auszeichnet.

Aus der Tiefe 582/83, 583/84, 590/91, 591/92, 592/93, 593/94, 598/99 und 602/3, 603/4, 611/12, 614/15, 615/16 m.

55. Protocardium borussicum sp. nov.

Taf. 7, Fig. 14.

Das Original besteht aus einem gut erhaltenen Steinkern. Die Schale selbst ist verschwunden. Sie war ziemlich gleichmäßig und ziemlich stark gewölbt. Der Wirbel ragt nicht unbeträchtlich aus dem rundlichen Umriß der Schale heraus. Das hintere Feld zeigt schön die radiale Streifung, die ziemlich vertikal zum Unterrande steht. Es lassen sich 15—16 Rippen darauf unterscheiden.

Teufe 568/69 m.

56. Protocardium intermedium sp. nov.

Taf. 7, Fig. 13.

Eine mittelgroße, mehr rundlich vierseitige, weniger gewölbte Form. Sie hat ebenfalls, wie die vorige, Streifung bis an den Hinterrand heran. Auch sie liegt als Steinkern vor. Der Wirbel ist ziemlich stark aus der Mitte der Schale nach hinten gerückt. Der Schalenumriß ist zur vierseitigen Form geneigt, der Vorderrand schwach beilförmig vorgezogen. Der Hinterrand der Schale zeigt im unteren und oberen Drittel je eine Knickung, wodurch ein mehr sechsseitiger Umriß herauskommt.

Die Zahl der Streifen auf dem Hinterfelde beträgt 16—18. Sie verlaufen auch nahezu senkrecht auf den Schloßrand. *Cardium subrotundum* Dollfuss[1]) kommt unserer Form ziemlich nahe,

[1]) Dollfuss, La faune kimméridienne du Cap de la Hève, Paris 1863, S. 70, Taf. XI, Fig. 26—28.

ist jedoch stärker gewölbt, hinter dem Wirbel höher, und auf dem Hinterfeld steht die Streifung schräg, während sie bei unserer Art wenig von der Senkrechten abweicht.

Auch *Cardium concinnum striatulum* Buch kommt nach den von Andree[1]) gegebenen Abbildungen unserer Form sehr nahe. Ohne Vergleich der Originalstücke, die mir leider nicht zugänglich waren, läßt sich jedoch keine Entscheidung treffen.

Teufe 567/68 m.

57. Protocardium sp.

Ein kleines Exemplar der rechten Klappe einer vielleicht neuen Art liegt vor, die jedoch nicht vollständig genug erhalten ist, um sie abbilden und neu benennen zu können. Es ist ein Steinkern einer ziemlich hochgewölbten Schale, an dem das hintere, radial gestreifte Feld gut zu sehen ist. Die Schale hat einen nahezu kreisrunden Umriß, aus dem der Wirbel nur wenig hervorragt.

Die Schale mißt 9 mm in der Höhe.

Teufe 564/65 m.

58. Protocardium sp.

Eine weitere *Protocardium*-Art zeichnet sich durch einen querlänglichen Schalenumriß aus. Es liegt eine rechte Klappe als Steinkern davon vor. Die Schale ist niedriger als die anderen Arten und in der Richtung von vorn nach hinten gestreckt.

Aus 565/66 m.

59. Anisocardia alta sp. nov.

Taf. 5, Fig. 7.

Zu dieser Gattung stelle ich mit Vorbehalt eine einzelne linke Klappe, da man das Schloß nicht beobachten kann. Die sonstige Gestalt und Form stimmt mit *Anisocardia* überein.

Die Schale ist hoch dreiseitig, dünn, ziemlich kräftig gewölbt. Der Wirbel ist stark nach vorn gekrümmt, vorragend. Vor dem Wirbel ist eine undeutlich umgrenzte lunula. Die Schale ist mit konzentrischen Anwachsstreifen versehen, sonst glatt. Diese

[1]) Andree, R., Zur Kenntnis der Juraschiebe von Stettin und Königsberg (Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1860, S. 584).

Streifen heben sich auf dem älteren Teil der Schale schwach ab, während sie sich auf dem jüngeren als zarte Rippen bemerkbar machen.

Aus 579/80 m.

60. ? Tellina sp.

Taf. 5, Fig. 3.

Eine rechte Klappe liegt vor, von der auch nur die innerste Schalenschicht erhalten ist. Die Form hat am meisten Ähnlichkeit mit *T. Beushauseni* G. Müller[1]), nur ist der Schloßkantenwinkel bei der unsrigen noch etwas stumpfer.

Ich muß auch bei diesem Stück infolge der nicht ausreichenden Erhaltung die Gattungsbestimmung fraglich lassen.

Aus 577/78 m Tiefe.

61. Solen radiatus sp. nov.

Taf. 5, Fig. 10.

Der hintere Teil einer unvollständigen, linken Schale dieser Gattung ist von der Innenseite nebst dem zugehörigen Steinkern erhalten. Die bräunlich gefärbte, glänzende, mäßig gewölbte Schale ist zart und dünn. Sie wird durch eine diagonal verlaufende Linie in 2 Felder geteilt. Das obere zeigt schwache, dem Hinterrande parallele, bogenförmige Runzeln. Auf dem unteren Felde liegt dagegen ein Bündel geradliniger Rippen, das vom Hinterrand nach vorn zu etwas divergiert. An der die beiden Felder trennenden Diagonallinie setzen sie einzeln unter spitzem Winkel ab.

Trotz der Unvollständigkeit des Stückes unterliegt die Gattungsbestimmung wohl keinem Zweifel.

Fundtiefe 603/604 m.

62. Goniomya cfr. V. scripta Ag.

Eine der Quenstedt'schen Abbildung von *G. V. scripta Parkinsoni*[2]) in der Art der Berippung gleichende Form fand sich in 2 unvollständigen Exemplaren. Sie unterscheidet sich jedoch von dieser Art durch viel höher herausragenden Wirbel, wodurch der

[1]) G. Müller, Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig und Ilsede, Taf. 9, Fig. 8 (Abhandl. Geol. Landesanstalt N. F., Heft 25).

[2]) Quenstedt, Der Jura, Taf. 68, Fig. 10.

Schloßkantenwinkel viel spitzer wird, und durch die gerade verlaufenden Rippen. Diese stoßen in der Mittellinie unter dem Wirbel unmittelbar im Winkel aneinander.

Nur die ersten, unter dem Wirbel folgenden sind durch eine kurze, horizontale Querleiste miteinander verbunden, die nach unten schnell an Größe abnimmt.

Sehr nahe verwandt, wo nicht ident, ist dagegen unsere Form mit der *G. V. scripta* AG., die LAHUSEN[1]) abbildet.

Aus 566/67 und 578/79 m.

63. Pholadomya baltica sp. nov.

Taf. 5, Fig. 9.

Eine unvollständige, körperlich erhaltene rechte Klappe, deren Hinterrand leider vom Bohrer weggeschnitten ist, gehört einer neuen Art an.

Die längliche Schale ist mäßig gewölbt und, so weit sie sich nach dem Stück ergänzen läßt, anscheinend gerundet vierseitig gewesen. Die Vorderseite ist verhältnismäßig breit und nahezu senkrecht abgestutzt. Der Vorderrand verläuft ziemlich hoch hinauf und geht mit rundlicher Umbiegung in den Schloßrand über. Der Wirbel ist hervorragend und nach vorn gewandt. Von ihm strahlen eine größere Anzahl von rundlich fadenförmigen, ziemlich kräftigen Rippen aus. Es lassen sich am Stücke 16 zählen. Ihre Anzahl muß aber noch größer gewesen sein. Nach dem Unterrande zu wird der allerdings auch schon schwach wellenförmige Verlauf der Rippen unregelmäßig, indem sie etwas bogenförmig nach hinten ausbiegen. Ob das nur individuell ist, wie wahrscheinlich, läßt sich nach dem einen Stück natürlich nicht entscheiden. Nach vorn gehen die Rippen sehr hoch hinauf.

Eine viel schwächere konzentrische Streifung kreuzt mit unregelmäßigen Abständen die Radialrippen.

Der Unterrand ist nahezu geradlinig, seine Fortsetzung in den Hinterrand ist leider nicht erhalten. Die Schale selbst ist sehr dünn.

Aus 595/96 m.

---

[1]) LAHUSEN, J., Die Fauna der jurass. Bildungen des Rjasan'schen Gouvernements (Mém. Comité Géol. de St. Pétersbourg, Vol. I, No. 1, Taf. II, Fig. 31).

64. Pholadomya div. sp.

5 nicht näher bestimmbare Bruchstücke verschiedener Arten kommen aus 578, 590/91, 593/94 und 600/02 m Tiefe.

65. Thracia declivis sp. nov.

Taf. 6, Fig. 7.

Ein doppeltschaliges, aber mit der einen Seite im Gestein steckendes und daher nur von der rechten Klappe sichtbares Exemplar liegt in einem Steinkern vor, der erkennen läßt, daß die Schale dünn und zart war. Es ist von ihr noch wie ein silberglänzender Hauch auf dem Gestein vorhanden.

Die mäßig gewölbte Schale ist hinten stark abgestutzt, steil abfallend und durch eine von dem Wirbel zur Hinterecke verlaufende Kante ausgezeichnet. Vorn ist sie kahnförmig ausgezogen. Ihr Umriß ist gerundet viereckig. Der Hinterrand ist ziemlich gerade und nahezu senkrecht. Er biegt mit einer sanften Rundung in den Unterrand um, und dieser zieht annähernd geradlinig nach vorn, um hier mit sanfter Biegung in den gerundeten Vorderrand umzuschwenken.

Der Schloßrand vor den Wirbeln ist gerade und schwach nach vorn geneigt. Von den Wirbeln läuft eine schwache Kante zur unteren Ecke des Vorderrandes. Ob die dahinter liegende, ungefähr parallel mit dieser angeordnete seichte Rinne der Schale eigentümlich ist oder nur durch Druck entstanden ist, läßt sich nicht sicher entscheiden. Die nach vorn gewendeten Wirbel sind etwas zusammengedrückt. Die Schale war anscheinend nur mit konzentrischen Zuwachsstreifen verziert, die in der Wirbelgegend etwas kräftiger hervortreten.

Ein zweites, ebenfalls zweiklappiges Stück dieser Art, a dem man die konzentrische Rippung in der Wirbelregion gut erkennt, steckt festverwachsen im Gestein, so daß es nicht möglich ist, es freizulegen.

Beide Exemplare fanden sich in 568/69 m Tiefe.

Eine mit der unsrigen übereinstimmende Form habe ich in der Literatur nicht gefunden. Am nächsten steht ihr wohl noch *Th. tenuistriata* Desh. aus den marnes virguliennes des Schweizer

Jura[1]). Sie ist jedoch am Vorder- und Hinterrand kürzer; auch ist der letztere lange nicht so steil wie bei der ostpreußischen Art.

Die Zweischalerfauna des Kimmeridge ist damit noch nicht erschöpft. Es bleibt noch eine Anzahl Stücke übrig, die sich infolge ungünstiger Erhaltung nicht weiter bestimmen ließen und daher hier auch keine Erwähnung fanden.

IV. Brachiopoda.

66. Rhynchonella uncinatocostata sp. nov.

Taf. 5, Fig. 11 a—c.

Zu einer neuen Form gehören anscheinend 2 Rhynchonellen, von denen die eine vollständig, aber verdrückt und deswegen aus dem Gestein nicht freizulegen, die andere zwar körperlich erhalten ist, aber nur aus einer kleinen Klappe besteht.

Die Falten beginnen erst von der Mitte der Schale an. Sie sind hakig bis sichelförmig geschwungen und durch diese Eigenschaft von anderen Formen unterschieden. Dazu kommt, daß der Sattel 5 Falten trägt, während jederseits davon 4 vorhanden sind, die von innen nach außen schnell an Größe abnehmen. Der Sattel ist stark gewölbt und fällt mit gerundeten Faltenecken senkrecht zum Stirnrande ab.

Im Querprofil gesehen bildet die kleine Klappe ein nahezu rechtwinkliges Dreieck, dessen Scheitel in der Umbiegungsstelle der Falten liegt.

Die Stücke stammen aus 564/65 m Tiefe.

In dieselbe Formenreihe gehört wohl *Rhynchonella personata*[2]) v. Buch sp., die aber schon durch die geringere Faltenzahl im Sinus unterschieden ist.

67. Rhynchonella sp.

Außer den vorgenannten Formen sind dann noch verschiedene, nicht näher bestimmbare Bruchstücke von Rhynchonellen zu erwähnen, die sich in 565/66, 602/03 und 604/05 m Teufe gefunden haben.

[1]) Thurmann et Étallon, Lethaea Bruntrutana, S. 166, Taf. 19, Fig. 7.

[2]) Murchison etc., Géologie de Russie etc., II, S. 481, Taf. 42, Fig. 18—21.

68. Terebratula sp.

Eine flachgewölbte Ventralschale von nahezu rundem Umriß, der nur am Schloßrande durch Abstumpfung von der Kreisform abweicht. Am Stirn- und Seitenrand knickt ein schmaler Schalenstreifen von der gleichmäßigen Wölbung der übrigen Schale schräg nach unten ab wie der Rand eines flachen Tellers. Die Schale zeigt die Punktierung.

Aus 574,5—576 m Tiefe.

69. Terebratula sp.

Eine verdrückte Terebratel, deren Stirnrand weggebrochen ist, besitzt einen kräftigen, gebogenen Schnabel und eine scharfe Schnabelkante. Die Dorsalklappe ist gewölbt; die Ventralklappe flach. Ihr Umriß muß oval gewesen sein. Die Schale ist ebenfalls punktiert.

Die Fundtiefe ist 573/74 m.

70. Terebratula sp.

Eine dritte, ebenfalls unvollständige Form zeigt ungefähr ovalen Umriß und einen hochgewölbten, kräftig gekrümmten Schnabel mit scharfer Schnabelkante. Die flache Klappe steckt verdrückt im Gestein. Die Schale ist punktiert.

Aus 564/65 m Teufe.

V. Vermes.

71. Serpula rotundoquadrata sp. nov.

Taf. 5, Fig. 12 a, b, c. 13 a, b, c.

In mehreren Gehäusen liegt eine von den bisher beschriebenen Serpula-Arten abweichende Form vor. Das eine der abgebildeten Stücke ist 1,5 cm lang und 0,2 cm dick und gerade gestreckt. Das Lumen ist oval. Die Schale selbst hat einen vierseitigen, rechteckigen Querschnitt. Die Kanten sind gerundet, und an ihnen ist die Schale verdickt. Auf der Mitte der Seiten läuft eine schwache Furche, die auf den beiden längeren Seiten etwas stärker entwickelt ist. Quer über die Schale ziehen schwache Anwachsrunzeln.

Ein zweites, etwas größeres Stück mißt 2,3 cm in der Länge, doch fehlt noch ein Stück des hinteren Endes. Die Mündung zeigt eine Einschnürung und ist daher etwas verengt. Bei je ein Drittel der Länge kehren noch 2 solcher Einschnürungen an der Röhre wieder und weisen damit auf Wachstumsstadien hin (vergl. Fig. 12 a und b). Die Röhre selbst ist sonst wie beim ersten Stück, nur ist der Querschnitt hier anscheinend stielrund. Die Furchen auf beiden Seiten sind jedoch schärfer und tiefer, sodaß die runden Seitenkanten mehr tauartig hervortreten.

Ein drittes Exemplar besteht nur aus einem geraden, 1 cm langen Bruchstück, das aber auch den bezeichnenden Querschnitt zeigt.

Ein viertes ist säbelförmig gebogen und besitzt an der Mündung die Einschnürung wie das zweite.

Ein fünftes endlich zeigt ebenfalls wieder den Querschnitt gut.

Aus 564/65, 565/66, 573/74, 574/75 m Teufe.

Eine sehr ähnliche, aber etwas jüngere Form ist die Eichwald'sche *Serpula marginalis*[1]), die vielleicht unmittelbar aus der des Kimmeridge abzuleiten ist. Sie unterscheidet sich nur durch die Mündung, die bei der ostpreußischen Art sich nur zu einer Röhre verengt, während sie bei Eichwald anscheinend aus einer Einstülpung der eigentlichen Wohnröhre, herausragt.

VI. Crinoidea.

72. Pentacrinus sp.

Zwei Bruchstücke von dünnen Stielen sind wohl auf diese Gattung zu beziehen.

Sie fanden sich in 604—605 m Tiefe.

Tabelle über die Verteilung der Kimmeridge-Fauna

562/63 *Astarte* cfr. *multiformis*

563/64 *Cardioceras Volgae* *Card. borussicum* *Delphinula* (*Turbo?*)

564/65 *Cardioc. Volgae* *Card.* cfr. *subtilicostatum*
Pecten gothicus *Pecten procerus* *Pecten* aff. *comatus*
Pecten sp. nov. *Avicula* sp. aff. *inaequivalvis* var. *Münsteri.* *Protocardium*
Terebratula. *Rhynchonella uncinatocostata* *Serpula rotundoquadrata*

[1]) Eichwald, *Lethaea rossica* II, Taf. 18, Fig. 8 a—d.

565/66 *Card.* cfr. *Volgae* *Hoplites subundorae* *Pecten gothicus* *Pecten procerus* *Pecten* aff. *comatus* *Protocardium* *Pleurotomaria* *Delphinula* *Rhynchonella* *Serpula rotundoquadrata* (*Turbo*?)

566/67 *Pecten procerus* *Opis* sp. *Goniomya* cfr. *V. scripta*

567/68 *Pecten gothicus* *Pecten procerus* *Exogyra virgula* *Protocardium intermedium*

568/69 *Exogyra virgula* *Pecten* aff. *comatus* *Thracia declivis* *Protocardium borussicum* *Placunopsis patelliformis*

569/70 —

570/71 *Anomia inflata*

571/72 *Exogyra virgula* *Trigonia* *Placunopsis*

572/73 *Exogyra virgula* *Pecten gothicus* *Trigonia*

573/74 *Oppelia*? *Card. Volgae* *Hoplites pristiophorus* *Aspid. acanthicum* *Exogyra virgula* *Pecten procerus* *Nucula* *Terebratula* *Serpula rotundoquadrata*

574/75 *Card. Volgae* *Aspidoc.* cfr. *Karpinskii* *Exogyra virgula* *Exogyra* cfr. *Bruntruntana* *Astarte* cfr. *multiformis* *Opis pulla* *Alaria* *Serpula rotundoquadrata*

575/76 *Pecten procerus* *Terebratula*

576/77 *Card. Volgae* *Pecten gothicus* *Delphinula* (*Turbo*?)

577/78 *Card. Volgae* und cfr. *Volgae* *Pecten procerus* *Lucina*? *Astarte* cfr. *multiformis* ? *Tellina*

578/79 *Anomia densestriata* *Astarte* cfr. *multiformis* *Goniomya* cfr. *V. scripta* *Pholadomya*

579/80 *Card. Volgae* *Exogyra virgula* *Anisocardia alta* *Astarte* cfr. *multiformis* *Anomia discus* *Nucula*

580/81 —

581/82 *Exogyra virgula* *Astarte* cfr. *multiformis* *Nucula* *Nucula* aff. *Calliope*

582/83 *Ammonites* cfr. *Eumelus* *Astarte* cfr. *multiformis.* ? *Lucina scaphoidea*

583/84 *Pecten gothicus* *Ostrea* *Avicula tenuis* *Nucula* ? *Lucina scaphoidea* ? *Corbis*

584/85 *Pecten procerus*

585/87 —

587/88 *Card.* cfr. *Volgae* *Opis* sp.

588/89 *Pecten procerus* *Astarte* cfr. *multiformis*

589/90 *Card.* cfr. *Volgae* *Astarte* cfr. *multiformis*

590/91 *Cardioc. Volgae* ? *Lucina scaphoidea* *Pholadomya*

591/92 ? *Lucina scaphoidea*

592/93 *Aspidoc.* cfr. *longispinum* ? *Lucina scaphoidea*

593/94 *Aspidoceras* ? *Lucina scaphoidea* *Oxytoma* aff. *inaequivalve* var. *Münsteri* *Pholadomya*

594/95 —

595/96 *Avicula remiformis* *Pholadomya baltica*

596/97 —

597/98 ? *Lucina*

598/599			*? Lucina scaphoidea*		
601/602		*Aspidoceras*		*? Lucina*	*Pholadomya*
602/603			*? Lucina scaphoidea*		*Rhynchonella*
603/604			*? Lucina scaphoidea*		*Solen radiatus*
604/605				*Pentacrinus*	*Rhynchonella*
605/606		*Aspidoceras*			
606/607		*Aspidoceras*			
607/608		*Ammonites Eumelus*		*Pecten gothicus*	
608/609		*A. Eumelus*	*Aspidoceras*	*Pecten procerus*	
609/610	*Card. Volgae*	*A. Eumelus*		*Aspidoceras*	*Haploceras*
610/611		*Perisphinctes* cfr. *virguloides*			*Lima alaeformis*
611/612		*A.* cfr. *Eumelus*		*Aspidoceras*	
612/613		*Perisphinctes* sp.		*Aspidoceras*	
613/614	*Hoplites subundorae*				
614/615		*Aspidoceras*			*? Lucina scaphoidea*
615/616		*Aspidoceras*			*? Lucina scaphoidea*
616/624	—				

b) Oberes Oxford (= Korallenoolith).

An das Kimmeridge schließt sich nun eine ansehnliche Folge von weicheren bis steinharten Tonmergeln an, in denen Oolith-Horizonte im unteren Teil auftreten, während sie im Hangenden mit einer Phosphoritzone beginnt. Sie enthält auch viele weiche Einschaltungen, da die Bohrkerne auch hier keine lückenlos aneinander schließende Folge ergeben.

Die Gesteinsentwicklung steht der des englischen Coralrag näher als der des nordwestdeutschen Korallenoolith oder den entsprechenden Ablagerungen von Klemmen in Pommern[1]).

Das Profil lautet:

Kerne:

624 —625 m fester, toniger, glimmeriger, grauer Sandstein mit zahlreichen Phosphoritknöllchen.

625 —626,1 » plattiger, grauer, toniger, glimmeriger Sandstein mit einzelnen Phosphoritkörnern.

626,1—628 » hellgrauer, kalkreicher, oolithischer Steinmergel mit Schalen und gerundeten Trümmern von oolithischem Kalk und 1 Schwefelkiesknolle. — Nach unten zu stark tonig werdend.

628 —635 » lichtgraue Steinmergel bis stark tonige Kalke mit Einlagerungen von lichtgrauen Tonmergeln.

[1]) M. Schmidt, a. a. O., S. 19.

635 —637 m lichtgrauer, harter Tonmergel.
637 —638 » lichtgrauer Steinmergel bis stark toniger Kalk und lichtgrauer, harter Tonmergel.
638 —641 » lichtgrauer, harter Tonmergel.
641 —642 » lichtgrauer Steinmergel mit einzelnen dünnen Schwefelkieslagen.
642 —647 » lichtgrauer Steinmergel.
647 —648 » lichtgrauer Tonmergel.
648 —650 » lichtgrauer Steinmergel.
650 —653 » Tonmergel und Steinmergel wechsellagernd.
653 —655 » Steinmergel.
655 —656 » Steinmergel und Tonmergel mit vereinzelten Kalkknollen.
656 —658 » lichtgrauer Tonmergel, einen oolithischen licht- bis aschgrauen Steinmergel einschließend.
658 —660 » lichtgrauer Tonmergel, lagenweise schwachglimmerig.
660 —662 » lichtgrauer Tonmergel mit mehreren Steinmergelbänken, nach unten zu ziemlich glimmerig.
662 —663 » lichtgrauer Steinmergel.
663 —665 » Tonmergel und Steinmergel.
665 —673,9 » Tonmergel.
673,9—680 » weiche und härtere, graue bis hellgrünlichgraue Tonmergel mit einzelnen Oolithbänken und nesterweise angehäuften Oolithkörnern.
680 —692,2 » lichtgrünlichgrauer bis grauer Tonmergel.
Zwischen 682—83 m Steinmergelbänke.

Das über die Schwierigkeit einer scharfen Begrenzung der einzelnen Horizonte in Bohrungen schon oben Gesagte gilt besonders für diese Stufe. Sowohl die Grenze zum Kimmeridge ist nicht mit absoluter Schärfe zu ziehen als auch die zum Unt. Oxford. Es müssen, da die Fossilien hierfür nicht ausreichen, petrographische Eigentümlichkeiten zur Ergänzung für die schärfere Festlegung mitverwertet werden, ohne daß dabei für diese ein gewisser Spielraum zu vermeiden wäre.

Obwohl unsere Gesteinsfolge keine der in anderen Gebieten für sie bezeichnenden Korallenformen geliefert hat, so bestimmt mich doch die petrographische Entwicklung dieses Komplexes, die, wie gesagt, der englischen sich zu nähern scheint, vor allem das Auftreten der Oolithbildungen, bei ihrer Lage zwischen typischem Kimmeridge und Oxford sie als eine gleichzeitige Ablagerung des nordwestdeutschen Korallenooliths aufzufassen.

Die Stufe des Korallenoolith ist ebenfalls für den östlichen Baltischen Jura etwas Neues; denn bisher war sie nur aus Pom-

mern [1]) (Klemmen bei Gülzow), aber in anderer Gesteinsentwicklung bekannt. Andererseits fehlen auch Geschiebe dieser Stufe bisher in solcher Facies aus Ost- und Westpreußen. Die durch JENTZSCH [2]) in seiner verdienstvollen Studie über die Oxfordgeschiebe in Ostpreußen beschriebenen Gesteine, die dieser Stufe angehören, haben einen sandigen Charakter, entsprechen also einer Ablagerung aus einem ziemlich flachen Meere. An diese Facies würde sich nun als eine schon in etwas tieferem Wasser abgesetzte Zone die tonig-oolithische Ausbildung des Heilsberger Typus nach Süden anschließen und damit zugleich einen deutlichen Hinweis darauf enthalten, daß die Küste dieses Meeres im Norden zu suchen ist, während nach Süden hin wohl offene See lag.

Im S. scheint die oolithische Ausbildung dieser Stufe noch mehr entwickelt zu sein, wie die Bohrung von Ciechocinek [3]) in Russisch-Polen erkennen läßt. Auch scheint hier ein ganz ansehnlicher Reichtum an Fossilien darin enthalten zu sein. Leider erlauben die kurzen und zu wenig bestimmten Angaben von ZEUSCHNER keine weitere Erörterung und Verwertung dieser belangreichen Bohrung.

Da die sandigen Gesteine des Oberen Oxford sich als Geschiebe u. a. in der Königsberger Gegend gefunden haben, so müssen sie aus einem Gebiet in der Ostsee stammen, wie schon JENTZSCH ausgeführt hat. Halten wir dies zusammen mit dem Heilsberger Befunde, so ergibt sich, daß diese sandige Entwicklung des Korallenoolith (Oberer Oxford autorum) überhaupt nicht mehr Ostpreußen erreicht, sondern daß sie vielleicht an der Nordküste der Provinz schon ihre südliche Grenze findet, an die sich nun die tonig-oolithische Facies anschließt. Die schon von JENTZSCH [4]) ausgesprochene Annahme, daß die westrussische Insel NEUMAYR's auch in der Oxfordzeit nicht bestanden habe, erhält

[1]) M. SCHMIDT, a. a. O., S. 18 ff.

[2]) JENTZSCH, Oxford in Ostpreußen (dieses Jahrbuch für 1888, Berlin 1889, S. 386).

[3]) L. ZEUSCHNER, Über den Jurakalk von Ciechocinek. (Bull. Naturf.-Ges. in Moskau, Bd. 20, 1847.)

[4]) JENTZSCH, a. a. O., S. 387.

nun durch den Nachweis einer tonig-oolithischen Facies und damit einer nach S. zunehmenden Meerestiefe eine weitere Stütze und Begründung.

Die Fauna des Ob. Oxford (Korallenoolith).

Die aus dem Komplex des Heilsberger Oberen Oxford zu Tage geförderte Fauna ist außerordentlich viel ärmer, als die des Kimmeridge war, und außerdem auch schlechter erhalten, so daß genauere Bestimmungen der Art nach kaum möglich sein werden.

Dieser Umstand verbietet es daher, daß wir hier die einzelnen Formen so eingehend behandeln wie bei der Tierwelt des Kimmeridge. Wir können sie infolgedessen hier nur kursorisch aufführen.

a) Wirbeltiere.

Von Wirbeltieren sind allein die Fische vertreten. Doch beschränken sich diese Funde auf ein paar vereinzelte Schuppen aus 626/27, 636/37, 642/43, 648/49 und 659/60 m Tiefe und ein Gewirr von Bruchstücken an einer Stelle bei 668/69 m, nach denen man nur sagen kann, daß es sich um Knochenfische handelt.

b) Crustaceen.

Die Anwesenheit von höheren Crustaceen wird durch 2 Reste angedeutet.

Schreitfußpaare eines nicht näher bestimmbaren Decapoden. In 661 m.

Magila ? sp.

Eine *Magila*-artige Scheere, die aus Meropodit bis Dactylopodit besteht, aber nur noch hauchartig erhalten ist; nur Propodit und Dactylopodit der flachgedrückten Scheere sind mit Schale, die übrigen Teile nur als Abdruck erhalten. Das Propodit ist breit und gedrungen, das Carpopodit hat eine dreiseitige Form, das Meropodit ist lang und schlank. Die proximale Gelenkung des Propodit gegen das Carpopodit steht nicht senkrecht zur Längsrichtung der Scheere wie gewöhnlich, sondern schräg. Doch kommt dies auch bei einer Art aus dem lithographischen Schiefer

von Eichstädt, der *Magila robusta* Oppel[1]), vor. Infolge der ungünstigen Erhaltung ist aber die Gattung nicht mit Sicherheit zu bestimmen.

Aus 629,1 m Tiefe.

c) Cephalopoden.

Cephalopoden sind auch nur spärlich vertreten.

Außer einem unbestimmbaren Ammonitenrest aus 656/57 m ist nur noch zu erwähnen:

Perisphinctes sp. ind.

Es ist ein Bruchstück eines Umganges. Herr Professor Dr. Uhlig in Wien, der so liebenswürdig war, diesen und einen anderen *Perisphinctes* aus dem Kelloway zu untersuchen, schreibt mir, daß es eine Form aus der *Plicatilis*-Gruppe im weiteren Sinne sei, aber zu unvollständig erhalten, um spezifisch bestimmbar zu sein. Es zeigt einige Ähnlichkeit mit *P. chloro-oolithicus* Gümb.

Aus 650 m Tiefe.

Belemnites sp.

Ein sehr schlanker, dünner Belemnit, von dem nur das untere Ende, leider aber ohne Spitze, vorliegt, während der übrige Teil der Schale nur im Abdruck erhalten ist. Der Querschnitt ist annähernd oval. Das Gehäuse ist von schlanker Form wie der *Belemnites bipartitus* Blv. aus dem Neocom, jedoch ohne dessen Furchen.

Aus 662/63 m.

d) Lamellibranchiaten.

Auch Lamellibranchiaten sind in der Fauna, wenn auch nur selten, vorhanden. Es sind alles nur unbestimmbare Bruchstücke.

e) Echinodermen.

Einzelne Fragmente und Stielglieder von Crinoiden finden sich in verschiedenen Tiefenstufen (635/36, 638/39, 652/53, 662/63, 674/75).

[1]) Oppel, Über jurassische Crustaceen (Paläontol. Mitt. I, 1862). Taf. 12, Fig. 3.

Außerdem ist noch ein schwach längsgeriefter, langer, stabförmiger Stachel eines Seeigels zu erwähnen.

f) Brachiopoden.

Brachiopoden haben sich ebenfalls vereinzelt gefunden. Es sind unvollständige Terebrateln und Rhynchonellen, die nicht zu bestimmen sind. (625/26, 656/57, 657/58 und 662/63 m Tiefe.)

g) Spongien.

Reste von ihnen kommen in Form von ganz kleinen, weißen Kieselnadeln vor, die teils einfache Nadeln zu sein scheinen, teils aber auch die Form von Gabelankern erkennen lassen. Sie liegen sowohl einzeln in den Gesteinsstücken, als auch in wurstförmigen, dunkler gefärbten Gesteinspartieen. Diese könnten unter Umständen den ursprünglichen Schwammkörpern entsprechen.

h) Foraminiferen.

Foraminiferen sind ebenfalls in dem Gestein vorhanden. Da über diese an anderer Stelle eine Mitteilung erfolgen soll, sei hier nur darauf hingewiesen.

i) Pflanzen.

Pflanzen sind auch in einigen wenigen Resten vertreten.

a) Zusammen mit dem *Perisphinctes* fand sich ein Blattabdruck in Platte und Gegenplatte, der entfernt an ein Gingkoaceenblatt erinnert. Aus 650 m.

b) Ein zierliches, feines, ästiges, kleines Gebilde, das an Flyschalgen erinnert, aber nicht weiter zu bestimmen ist, wurde in 676/77 m Tiefe angetroffen.

c) Je ein unbestimmbarer kohliger Pflanzenrest ist noch aus 647/48 und 656/57 m Tiefe zu erwähnen.

Diese Pflanzenreste brauchen, um einen etwaigen Einwand gegenüber meinen obigen Ausführungen abzuschneiden, durchaus nicht auf die unmittelbare Nähe eines Landes, für die andere Anzeichen fehlen, hinzudeuten. Man könnte auch nur das eine Blatt als sicheren Landpflanzenrest in diesem Sinne anführen. Da man aber weiß, daß Stürme und Meeresströmungen solche Teile weithin in den offenen Ozean mit sich fortreißen, so ist auf ein solch einzelnes Vorkommen kein Gewicht zu legen.

c) Das Untere Oxford.

Die von 692—759 (bezw. nur bis 729) m reichende Gesteinsfolge ist ebenfalls nicht sehr reich an Versteinerungen, wenn auch ihre Erhaltung etwas besser ist als die im Korallenoolith. Verhältnismäßig häufig sind darin *Cardioceras*-Reste, unter denen der echte *C. alternans* v. Buch sich findet. Diese Vorkommen zusammen mit dem des *Peltoceras arduennense* d'Orb. sp. weisen für diesen Schichtenkomplex auf Unter-Oxford hin[1]). Aber bei diesen wenigen Charakterformen ist es natürlich nicht möglich, da die übrigen entweder artlich nicht zu bestimmen sind oder auch vereinzelt neuen Arten angehören, eine sichere Grenze nach unten zum Kelloway zu ziehen. Bestimmend war daher das Vorkommen der erwähnten *Cardioceras*. So weit diese reichen, wurde auch die Ausdehnung der Stufe nach unten angenommen. Hierbei kam noch der sich einstellende Gesteinswechsel ergänzend hinzu.

Allerdings ist das Auftreten der Gattung *Stephanoceras* in einer Form aus der Verwandtschaft des *coronatum* von 729 m an ein Gesichtspunkt, der vielleicht daran denken läßt, die Grenze zum Kelloway hier zu ziehen. Eine sichere Entscheidung ist aber einstweilen allein nach dem Heilsberger Befund nicht möglich.

Das Profil der Bohrung ergibt im Hangenden eine geringe, im Liegenden eine etwas mächtigere tonige Gesteinsentwicklung, mit der beide male Oolithbildungen verknüpft sind, während die Hauptmasse der Stufe wieder eine feinsandige Faciesentwicklung erkennen läßt. Im Hangenden sind außerdem weiche, lockere, nach den Spülproben zu urteilen, sandige Schichten vorherrschend, da hier (von 692—712 m) Bohrkerne immer nur als kurze, brockenweise Stücke gewonnen wurden. Unterhalb davon werden

[1]) *Peltoceras arduennense* kommt allerdings auch schon im Oberen Kelloway vor, so führt ihn Lahusen aus dem Ton mit *Quenstedtoceras Lamberti* an, doch ist er andererseits eigentlich im Unteren Oxford zu Hause, wo ihn Nikitin: (Über die Beziehungen zwischen d. russ. usw.), von Kostroma, Jaroslaw, Moskau, Rjäsan, Sysran und Polen aufführt. Ebenso findet er sich nach Jentzsch a. a. O., S. 384 in den ostpreußischen Geschieben aus dem *Cordatus*-Horizont, während er im Kelloway dort nicht bekannt ist.

die Kerne dagegen wieder ziemlich vollständig, wenn sie auch hin und wieder noch einzelne kleine Lücken erkennen lassen. Die Spülproben der ganzen Reihe ergaben einen feinen, glimmerführenden, mehr oder weniger tonigen, grauen Sand.

Das Profil lautet zusammengezogen:

692,2—700,6 m (70 cm Kern)	a) Lichtgrünlichgrauer bis grauer Tonmergel, nach unten mit Oolithkörnern (10 cm). b) Fester, harter, braungrüner, toniger Oolith (8 cm). c) Braungrauer, glimmeriger, sandiger Mergel bis toniger Sandstein. d) Grauer bis braungrauer, toniger, kalkiger Sandstein, feinlöcherig.
700,6—711,65 »	a) Brocken von tonigem Sandstein und festem, grauem Sandstein. b) Hellgrauer, etwas glimmeriger, stellenweise graufleckiger, fester Sandstein mit calcinierten Muschelresten und feinlöcherigen, umgrenzten Einschlüssen (Spongien?). c) Brocken von braungrauem, sandigem Schieferton mit einzelnen calcinierten Muschelresten. d) Schieferton, nach unten in hellgrauen, lagenweise feinlöcherigen Sandstein übergehend, mit einzelnen calcinierten Schalen.
712 —713 »	Fester, lichtgrauer, harter Mergel mit vereinzelten Glaukonitkörnern.
713 —714 »	Dies Gestein wird nach unten glaukonitreicher und fest, sandsteinartig zäh. — Toniger, glimmeriger, braungrauer, milder bis fester Sandstein.
714 —718 »	Mehrfacher Wechsel von tonigem Sandstein und hartem Mergel.
718 —720 »	Fester, toniger Sandstein.
720 —730 »	Toniger, glimmeriger, bräunlichgrauer, milder Sandstein (zwischen 728—29 m feinlöcherig).
730 —749 »	Toniger, glimmeriger, bräunlichgrauer, härterer Sandstein, lagenweise etwas toniger und weicher werdend.
749 —750 »	Derselbe Sandstein, enthält in der Mitte eine härtere, 10 cm starke, dunklere, kalkigere, bituminöse Lage mit Echinidenresten.
750 —751,5 »	Bituminöser, kalkiger, toniger, feinporöser Sandstein.
751,5—753 »	Grauer Steinmergel mit Crinoidenstielresten.
753 —758 »	Grauer Tonmergal bis Steinmergel (in den beiden untersten Metern etwas sandiger, glimmeriger und daher ebenplattiger).
758 —759 »	Dasselbe Gestein mit Oolithkörnern und Markasitknolle.

Die Fauna des Unteren Oxford.

Die Fauna des Unt. Oxford ist ausgezeichnet durch das Vorwiegen der Ammoniten in Perlmutterschalenerhaltung, von denen allerdings eine Menge nur als Bruchstücke vorhanden sind, sowie durch das nicht gerade seltene Auftreten von Crustaceen. Die Zweischaler treten demgegenüber zurück. Von Interesse ist auch das Vorkommen von Crinoidenresten (*Balanocrinus*).

Allgemein bemerkenswert ist auch hier das Vorherrschen kleiner Formen in allen Tiergruppen.

a) Crustaceen.

Verhältnismäßig zahlreich sind die Reste von Crustaceen, die sich allein, abgesehen von 2 Stücken aus dem Oberen Oxford, in dieser Stufe gefunden haben. Es sind fast ausnahmslos Scheren, nur in 2 Fällen auch noch Reste von Schreitfußpaaren, die sich aber nicht bestimmen lassen.

Dieses scheinbar unvermittelte Auftreten nicht gerade seltener Krebsreste im Unteren Oxford erklärt sich leicht, wenn man berücksichtigt, daß es sich um zartschalige, nur mit etwas stärkeren Scheren ausgerüstete Tiere handelt. Diese aber setzen bei ihrer grabenden Lebensweise ein feines Sediment voraus, das ihnen hier im Heilsberger Gebiet nur in den Ablagerungen der Oxfordzeit geboten wurde.

1. Magila? sp.

Mehrere Scheren von schlechter Erhaltung gehören wahrscheinlich, soweit Form und Skulptur ein Urteil erlauben, dieser Gattung zu. Bei ihrer Unvollständigkeit ist dies jedoch nicht mit genügender Sicherheit festzustellen.

An dem einen Gesteinsstück (aus 719 m Tiefe), auf dem 5 Scheren vereinigt sind, unter ihnen 2 Paar zusammengehörige, zeigen die Exemplare die gekrümmten und hakig-spitzen Scherenfinger, ähnlich wie sie Oppel von *Magila Pichleri* Opp. abbildet[1]).

[1]) Oppel, Paläont. Mitteil. I, Taf. 11, Fig. 5.

Die Schalenreste lassen erkennen, daß sie nicht glatt, sondern skulpturiert waren.

Vorkommen in 719, 737/38, 739/40, 754/55 m Teufe.

2. Calianassa subtilis sp. nov.

Taf. 7, Fig. 16, 17.

Es liegen im ganzen 9 einzelne Scheren vor, die wohl alle zur nämlichen Art gehören. Die fast übereinstimmend gleiche Größe ergibt wohl, daß wir es mit bereits ausgewachsenen Tieren zu tun haben. Es würde sich dann um eine zierliche Form handeln, die aus anderen Oxfordablagerungen noch nicht beschrieben ist.

Wie die sehr viel größere *Calianassa isochela* H. Woodw.[1]) aus dem englischen Kimmeridge scheint auch diese Art annähernd gleiche Scheren gehabt zu haben, da sowohl rechte wie linke unter unseren Funden vorkommen.

Das Propodit ist flach, wenig gewölbt und langgestreckt, im Umriß gerundet rechteckig, doch derart, daß die beiden Längsseiten schwach nach vorn konvergieren.

Außen- und Innenrand waren anscheinend glatt, doch zeigt eine der nicht abgebildeten Scheren auf der Mitte des Außenrandes Einkerbungen. Der Außenrand scheint schärfer als der Innenrand gewesen zu sein.

Die Gelenkung für den beweglichen Finger ist nicht ganz deutlich, doch scheint sie ziemlich geradlinig begrenzt zu sein. Die Gelenkung zum Carpopodit ist durch eine schwache Abschnürung bezeichnet. Der proximale Rand ist hier schwach gerundet und senkrecht zum Ober- und Unterrand gerichtet.

Der unbewegliche Scherenfinger trägt auf der Innenkante ungefähr in der Mitte einen dornartigen Höcker. Er ist aus der Ebene des Propodit herausgebogen, wie dies auch bei anderen Arten vorkommt. Das Dactylopodit fehlt überall.

Die dünne Schale der Schere ist an den abgebildeten Stücken glatt, an einem anderen zeigt sie aber feine, ungefähr quer zur

[1]) H. Woodward, On some new macrourus Crustacea (Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. 32, 1875, Taf. 6, Fig. 1).

Längsrichtung gestellte Runzelung. Erst bei zwölffacher Vergrößerung sieht man, daß die Schale nicht ganz glatt, sondern fein gekörnelt ist. Auf der Schalenoberfläche bemerkt man einzelne Grübchen von Tasthärchen, die sich meist dem Außenrande genähert in einer Linie anordnen. Bei einer Schere stehen allerdings auch auf der Mitte der Fläche solche. Sie finden sich sodann auch an der Außen- und Innenkante des unbeweglichen Fingers.

Die Außenfläche scheint nicht stärker gewölbt zu sein als die Innenfläche.

Ein Stück (aus 751/51,6 m) zeichnet sich überhaupt durch eine stärkere Wölbung aus, die auf beiden Seiten annähernd gleich ist. Es könnte hier unter Umständen eine Varität oder selbst neue Art vorliegen. Es läßt sich dies aber bei der Unvollständigkeit des Exemplares nicht beweisen.

Die spatenförmige Gestalt der Scheren deutet darauf hin, daß sie zum Graben im Sande oder Schlamm angepaßt sind. Die zartschaligen Tiere lebten wahrscheinlich zum Schutz im Schlamm eingegraben, aus dem nur Kopf und Scheren hervorragten.

Vorkommen in 717/18, 718/19, 732/33, 744/45, 751/51,6, 752/53, 753/54 und 754/55 m Tiefe.

Unsere Art steht wohl der *C. suprajurensis* Et. sowohl räumlich und zeitlich wie auch in Form und Größe am nächsten[1]).

b) Cephalopoden.

3. Cardioceras alternans v. Buch.

Ein nahezu vollständiges, wenn auch etwas platt gedrücktes, großes Exemplar dieser Art hat große Ähnlichkeit mit einigen von Ilovaisky[2]) abgebildeten Stücken, dem es auch an Größe gleichkommt. In bezug auf den Kiel stimmen beide ganz überein. Dagegen hat das Heilsberger Stück den Verlauf und die

[1]) P. G. Krause, Die Dekapoden des norddeutschen Jura (Zeitschr. d. Geol. Ges. 1891, Bd. 43, S. 209, Taf. 14, Fig. 4a, b).

[2]) Ilovaisky, L'Oxfordien et le Séquanien des gouvernements de Moscou et de Riasan (Bull. Soc. Natur. de Moscou 1903). S. 272, Taf. XI, Fig. 6.

Form der Rippen, wie die andere Abbildung (Fig. 7) sie dort zeigt. Die Rippen ziehen mit einem schwach S-förmigen Schwunge in genau radialer Richtung gegen den Kiel und wenden sich erst kurz vor diesem mit scharfem Knick nach vorn. Auch laufen die Rippen alle vom Nabel an zur Externseite durch, nur vereinzelt findet eine Einschaltung statt. Sodann sind die Knoten, die vor der Abschwächung der Rippen ungefähr auf halber Flankenhöhe stehen, nur schwach entwickelt. Unser Stück vermittelt also zwischen den beiden Originalen von Ilovaisky.

Fundtiefe 754/55 m.

Zwei weitere typische, mit den Formen vom Lochen in Württemberg auch in der Größe übereinstimmende Stücke stammen aus 750/51 m Teufe.

4. Cardioceras cfr. alternans v. Buch.

Ein Bruchstück eines Gehäuses in der Größe der bekannten Stücke vom Lochen zeichnet sich vor diesen durch stärkere und etwas weniger dicht stehende Rippen aus. Ich bezeichne es daher als cfr. *alternans*.

Aus 749/50 m.

Hiermit ist wohl ein weiteres, unvollständiges Stück zu vereinigen, das sich in 753/54 m Tiefe fand.

5. Cardioceras sp. nov.?

Eine kleine, zierliche Form ist dadurch ausgezeichnet, daß sich zwischen die bogig verlaufenden Hauptrippen auf halber Höhe immer 2 etwas schwächere Schaltrippen einfügen. Von dieser Stelle an biegen sich alle Rippen, die nun an Stärke gleich sind, im Bogen nach vorn. Der Kiel ist dachfirstartig durch schwache, ringartige Erhebungen. Es entspricht aber nicht jeder Rippe eine solche, sondern immer nur der zweiten oder dritten.

Aus 758/59 m.

6. Cardioceras sp.

Nicht näher bestimmbare Bruchstücke von *Cardioceras* fanden sich dann noch in 744/45, 751, 753/54 und 756/57 m Tiefe.

7. Oppelia sp. aff. lingulatae Quenst.

Fig. 4, S. 306.

In zwei Exemplaren liegt eine canaliculate *Oppelia* vor, die zwar nicht gut erhalten ist, aber hier doch aufgeführt zu werden verdient.

Beide Stücke sind kleine, etwas zerdrückte Gehäuse mit dünner Perlmutterschale. Die Schale selbst ist glatt; sie war anscheinend nur flach gewölbt. Die noch unter der Schalenmitte verlaufende Seitenfurche ist deutlich entwickelt. Das Gehäuse war ziemlich weit genabelt, der Nabel flach und ohne Nabelkante, da die Flanken sanft zu ihm abfallen. Die Externseite ist leider nicht erhalten.

Von Interesse sind dagegen die feinen Zuwachsstreifen, deren eigenartige Kurven gut zu erkennen sind. Zwischen Außenseite und Seitenfurche bilden sie steile, nach rückwärts gewandte, liegende Parabeln. Diese sind zwischen beiden gewissermaßen aufgehängt. Ihr unterer Ast wendet sich an der Kante der Seitenfurche nach vorn und bildet nun in der Furche schmale, noch viel steilere, aber nach vorn gerichtete Parabeln. Deren unterer Ast wird dann wieder zur Bildung einer zwischen Seitenfurche und Nabel liegenden, schwächer gekrümmten, aber nach rückwärts gewandten Parabel benutzt. Unsere Zeichnung auf der Tafel S. 306 soll nur ein vergrößertes Bild von diesem Kurvenverlauf geben.

Bei der unvollständigen Erhaltung unserer beiden Stücke ist es aussichtslos, ehe nicht besseres und vollständigeres Material vorliegt, die etwaige Selbständigkeit der Art oder ihre Identität mit einer anderen zu behaupten. Das eine Exemplar stammt aus 700,6—711,65 m (Nr. a), das andere aus 722/23 m Tiefe.

8. Haploceras sp.

Taf. 7, Fig. 1.

Ein kleines Gehäuse mit Perlmutterschale weist mit seinen Merkmalen auf *Haploceras* hin, zu dem es wohl auch zu stellen sein dürfte. Es hat ebenfalls Perlmutterschale, war anscheinend rundrückig, ist aber in der Medianlinie aufgerissen und etwas zusammengedrückt. Die Schale ist weit genabelt und dementsprechend

auch nicht hochmündig, Eigenschaften, die beide von den typischen Haploceren abweichen. Über die Schale läuft eine feine, sichelartige Zuwachsstreifung, die aus Kurven mit doppelter S-Linie besteht.

Aus 724/25 m Tiefe.

9. Stephanoceras aff. coronato Schloth.

Eine ganze Anzahl Bruchstücke von kleinen Gehäusen kommen dem geologisch älteren *St. coronatum* (Quenstedt: Jura, Taf. 54, Fig. 1) am nächsten, weichen aber doch von ihm in einer Reihe von Punkten ab, so daß ich sie nicht damit identifizieren kann. Vorläufig, bis einmal besseres Material zur Entscheidung der Frage, ob hier etwa eine neue Art vorliegt, zu Gebote steht, mögen diese Formen daher als aff. *coronato* bezeichnet werden.

Alle Stücke haben einen sehr flachen Rücken und dementsprechend einen sehr niedrigen Gehäusequerschnitt und niedrige Flanken. Die Rippen gabeln sich an scharfen, länglichen Knoten meist in zwei, seltener in drei. Sie sind gratartig scharf und stehen weiter von einander als bei dem echten *coronatum*. Sie laufen ohne Biegung gerade über die Externseite. Auf deren Mittellinie ist eine ganz schwache, kaum merkliche furchenartige Einsenkung angedeutet.

Auch die Lobenlinie weicht von der des echten *coronatum* ab. Der erste Laterallobus ist viel weniger ästig, viel kompakter und weniger tief zerschlitzt.

Vielleicht ist unsere Form ein unmittelbarer Nachkomme des *coronatum*.

Aus 729,5, 736/37, 739/40, 740/41, 742,43, 751/51,65, 753/54, 756/57, 757/58 m.

10. Stephanoceras sp.

Außer der vorigen Form kommt dann noch mit ihr zusammen in einigen verdrückten Exemplaren eine zweite kleine vor. Sie zeichnet sich durch viel schwächere und wenig scharfe Rippen aus, die sich anscheinend immer in drei gabeln. Bei dem un-

günstigen Erhaltungszustande ist eine Art-Bestimmung nicht möglich.

Aus 734,9, 737/38, 745/46, 746/47, 747/48 und 755/56 m.

11. Macrocephalites sp.

Von dieser Gattung liegen drei kleine, verdrückte Exemplare vor, die sich auf die gewöhnlichen Arten nicht beziehen lassen, aber zu einer Identifizierung nicht genügen.

Aus 746/47, 748/49 und 753/54 m.

12. Peltoceras arduennense d'Orb.

Taf. 6, Fig. 9.

Ein junges Exemplar dieser nicht häufigen Art stimmt sehr gut mit dem von Lahusen[1]) aus dem Lamberti-Tone abgebildeten, nur noch etwas größeren Individuum überein. Das Heilsberger Stück zeichnet sich durch den Besitz des Mundsaumes, vor dem eine Einschnürung sich findet, sowie durch den eines Seitenohres aus.

Aus 753/54 m.

13. Ammonites sp. div.

Außer den vorgenannten Ammoniten finden sich noch eine Anzahl Bruchstücke von Gehäusen, unter denen die Gattung *Harpoceras* (741/42) und *Oppelia* (739/40) vertreten sind. Z. T. ist aber ihre Erhaltung so schlecht, daß nicht einmal die Gattung sicher zu bestimmen ist.

14. Aptychus sp.

Aptychen sind mehrfach vorhanden.

Ein Paar kleiner, zusammengehöriger, die anscheinend zur Gruppe der *Nigrescentes* gehören, stammt aus 728 m.

Ein weiteres kleines derartiges Gebilde liegt aus 737/38 m Tiefe, ein zusammengehörendes, kleines Schalenpaar aus 742/43 m. vor.

---

[1]) Lahusen, J.: Die Fauna der Jurassischen Bildungen des Rjasanschen Gouvernements. (Mém. Com. Géol. Bd. I, Nr. 1. St. Petersburg 1883.) Taf. X, Fig. 10.

15. Belemnites sp.

Das untere Ende eines langen, sehr schlanken Belemniten von rundlichem Querschnitt, aber mit abgebrochener Spitze fand sich in 726/27 m Teufe.

Ein weiteres Bruchstück ist ebenfalls schlank, hat eine mediane Furche und einen gerundeten, länglich vierseitigen Querschnitt.

Ein Bruchstück eines schlanken, kleinen Belemniten von rundlichem Querschnitt stammt aus 739/40 m Teufe.

Endlich ist noch ein Bruchstück aus 744/45 m zu erwähnen.

Sie sind aber sämtlich zu unvollständig, um sie näher bestimmen zu können.

16. Belemnites sp.

Ein anderer, leider auch nicht vollständiger Belemnit verdient hier besondere Erwähnung.

Es ist eine länglich keulenförmige Schale von gerundet rechteckigem Querschnitt mit kurzer Alveolar-Furche und schwachen Lateral-Linien auf den beiden Schmalseiten des Rechtecks.

Der Querschnitt ist am hinteren abgebrochenen Ende des Rostrums breitoval.

Die Spitze des Rostrums ist leider abgebrochen, sodaß ich nicht sicher bin, ob das Stück zu den *Hastati* zu stellen ist oder zu den *Clavati*, was mir jedoch weniger wahrscheinlich ist.

Das Rostrum ist in der Alveolar-Region verschmälert, dahinter aber wird es dicker. Die Alveole mit dem Phragmocon und einem Stück des Proostracums ist erhalten. Der Phragmocon zeigt breitovalen Querschnitt und eng gestellte Kammerwände.

Aus 738 m.

Vielleicht gehört hierher noch ein zweites Stück, bei dem das Rostrum dicht unter der Alveole abgebrochen, dagegen von dieser und dem Proostracum ein Teil erhalten ist.

Aus 734—35 m.

Von ähnlichen oder verwandten Formen käme vielleicht der *Belemnites Fischeri* Eichwald[1]) in Frage, der einen gleichen

[1]) Eichwald, *Lethaea rossica* II. Taf. 33, Fig. 12b.

Querschnitt im vorderen Teil des Rostrums besitzt, bei dem aber die Alveole und der Phragmocon nicht erhalten ist, sodaß dadurch ein Vergleich nicht möglich ist. Außerdem liegt er im Gault.

Eine ähnliche Form ist auch der *B. Zitteli* Sinzow[1]) aus der Zone mit *Quenstedtoceras Lamberti*. Doch ist sein Querschnitt in beiden Fällen etwas rundlicher, während der des Heilsberger Stückes mehr comprimiert ist.

Es handelt sich möglicher Weise bei dem ostpreußischen Stück um eine neue Art. Doch genügt mir das vorliegende Material nicht, um dies zu entscheiden und einen neuen Namen aufzustellen.

c) Gastropoden.

17. Alaria gothica sp. nov.

Taf. 7, Fig. 6.

Von dieser Gattung liegt ein Steinkern vor, der erwähnt zu werden verdient. Das Gehäuse ist turmförmig. Der vordere Kanal ist verlängert. Der letzte Umgang, der mit Spiralskulptur versehen ist, trägt zwei Kiele, einen größeren und schärferen oberen und einen schwächeren und stumpferen unteren. Das Profil der vorhergehenden Umgänge ist dagegen schwach bauchig. Hier fehlen die Kiele, dafür sind aber auf ihnen spindelförmige, ein wenig schräg nach rückwärts stehende Rippen vorhanden.

Der Gehäusewinkel mißt 23°. Die Zahl der Umgänge muß mindestens 6 betragen haben.

Unsere neue Heilsberger Form scheint der A. seminuda[2]) H. et Des. sp. aus dem Callovien, die aber höhere und schärfer profilierte Umgänge besitzt, nahe zu stehen.

Aus 700,6—711,65 (No. a.) m Tiefe.

d) Lamellibranchiaten.

18. Lima clathrata sp nov.

Taf. 7, Fig. 9.

Nur mit einem Fragezeichen stelle ich diese Form zu Lima;

[1]) Sinzow, Saratow-Pensa. Taf. 2, Fig. 26—28 (Mém. Com. Géol., Bd. 7, No. 1, 1888).

[2]) d'Orbigny: Pal. française Terr. jur. Tome III, Gastéropodes par Piette, Taf. 41, Fig. 13—16, S. 132—135.

sie liegt in einer rechten Klappe als Steinkern und in der dazugehörigen Schale von der Innenseite vor.

Die Muschel hat eine breitovale, schräg gestellte Form, die nach hinten gewandt ist. Der sonst gerundete Umriß erfährt vor der Wirbelpartie eine Abstutzung, die sich an unserm Stück wohl durch einen kleinen Bruch noch stärker bemerklich macht.

Die Schale ist flach gewölbt und dünn und wird von zahlreichen, dicht gestellten, ziemlich feinen, radialen Rippen überdeckt, die von etwas schwächeren, konzentrischen gekreuzt werden, so daß eine Art Gitterung entsteht. Der Schloßrand ist gerade, aber nur in dem hinter den Wirbeln gelegenen Teil erhalten, dessen kleiner Flügel keinen Ausschnitt zeigt.

Aus 754/55 m Teufe.

Ein weiteres Bruchstück aus 753/54 m Tiefe gehört auch hierher.

Vermutlich ist hierzu noch ein drittes Stück, das ebenfalls als Steinkern vorliegt (aus 753—54 m), bei dem aber die Wirbel- und Schloßrandpartie verdrückt ist, zu rechnen.

Eine verwandte Form habe ich in der Literatur nicht gefunden.

19. Astarte sp.

Ein unvollständiger Abdruck einer kleinen Form ist aus 728/29 m zu erwähnen.

20. Phaenodesmia cuneiformis sp. nov.

Taf. 7, Fig. 11, 11a, 11b, 12.

Eine kleine zierliche Form fand sich in 5 Schalen-Exemplaren, die bis auf eins nur Einzelklappen sind.

Die niedrige, etwas gewölbte, langgestreckte, hellbräunlich gefärbte Schale ist keilförmig. Der Schloßwinkel ist sehr stumpf, der hintere Teil des Schloßrandes nahezu geradlinig, der vordere schwach gebogen. Der Unterrand ist kreisförmig gerundet. Der Wirbel ist kräftig und etwas aufgeblasen. Die Schalenoberfläche ist mit zahlreichen, dicht stehenden, feinen, erhabenen, konzentrischen Linien geschmückt, die an einer vom Wirbel parallel dem hinteren Schloßrande entlanglaufenden Kante aufhören, so daß hier ein schmales glattes Feld entsteht.

Das Vorhandensein einer Furche für ein äußeres Ligament und eine schwache prosogyre Drehung des Wirbels sprechen für die Zugehörigkeit zu *Phaenodesmia*.

Von Belang ist es dabei, daß diese Gattung, die BITTNER[1]) zuerst in der alpinen Trias nachwies, auch in mehreren Arten im Sequanien des zentralrussischen Juras[2]) sich findet. Vielleicht spricht ihr Vorkommen im ostpreußischen Jura auch weiter für die Beziehungen dieses zur russischen Jura-Fauna.

Vorkommen in 727/28, 742/43, 745/46, 757/58 und 758/59 m.

21. Nucula sp.

Taf. 7, Fig. 14.

Ein Steinkern einer linken Klappe einer hochgewölbten, länglichen, aber verhältnismäßig nicht sehr hohen Form läßt sich nicht mit einer Art in der mir zu Gebote stehenden Literatur vereinigen. Der Schalenrand ist glatt. Die Muskeleindrücke treten nur als schwache Erhebungen hervor, und die Schloßlinie bildet einen ziemlich stumpfen Winkel. Der Wirbel ist leider weggebrochen.

22. Scrobiculariidarum sp.?

Taf. 7, Fig. 13.

Eine einzelne, kleine, linke Klappe einer Muschel liegt von der Oberseite vor. Mit der Innenseite haftet sie fest am Gestein, so daß sie leider nicht freigelegt werden kann. Die Schale ist flach, dünn und glatt mit zarten, konzentrischen Zuwachsstreifen. Über diese laufen noch feinere, nur mit scharfer Lupe erkennbare Radialstreifen. Sie sind an der in der Zeichnung angegebenen Stelle am besten zu sehen. Der Umriß der Schale ist oval. Vorder- und Hinterrand sind gerundet. Der erstere ist weniger stumpf als der letztere. Der Wirbel ist schwach nach vorn gewandt und liegt nahezu genau über der Schalenmitte. Leider ist das Schloß von Gestein verhüllt und läßt sich auch nicht frei-

[1]) A. BITTNER, Lamellibranchiaten der alpinen Trias. S. 145 (Abhandl. Geol. Reichsanstalt, Bd. 28, Heft 1. Wien 1895).

[2]) A. BORISSJAK, Die Pelecypoden der Jura-Ablagerungen im europäischen Rußland. I Nuculidae, S. 46 ff. (Mém. Com. Géol. N. S., Lief. 11, 1904).

legen, ohne die Schale zu zerstören. Ich muß es dahingestellt sein lassen, ob wir es hier mit einer der Familie der *Scrobiculariidae* Adams angehörigen Form zu tun haben, von der allerdings meines Wissens aus dem Jura noch kein Vertreter beschrieben ist.

Aus 743/44 m.

e) Echinodermen.

23. Collyrites? sp.

Verschiedene verdrückte und unvollständige Exemplare fanden sich dicht bei einander in einer schmalen Gesteinslage. Beim Spalten des Bohrkernes blieben die Schalen immer am Gestein haften, sodaß nur ihre Innenseite freiliegt. Mit den verdrückten Steinkernen ist nichts anzufangen. An zweien von den Schalen, die groß genug sind, erkennt man dagegen das stark in die Länge gezogene Scheitelschild, wie es für *Collyrites* bezeichnend ist. Da aber die Lage der Ozellar- zu den Genital-Täfelchen nicht zu erkennen ist, so läßt sich auch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob es sich wirklich, wie es den Anschein hat, um *Collyrites* handelt oder um *Dysaster*. Bei beiden Stücken weist übrigens das vordere und hintere symmetrische Ambulakral-Paar eine gewisse Unregelmäßigkeit dadurch auf, daß die beiden Ambulacren nicht ganz gleich zur Scheitelschildlinie stehen, sondern daß das eine ein wenig nach vorne gerückt ist.

Die Art zu bestimmen, dürfte bei der Unvollständigkeit des Materials erst recht nicht möglich sein.

Aus 749/50 m Teufe.

24. Balanocrinus sp. nov.

In einer Anzahl von Stücken kommen kürzere oder längere Stielgliederenden von weißer Farbe und guter Erhaltung vor, die sich nach einer freundlichen Untersuchung von Herrn Professor P. de Loriol in Genf als einer neuen, dem *B. Colloti* P. de Loriol aus dem Oxfordien du Var verwandten *Balanocrinus*-Art angehörend erwiesen.

Sie finden sich in 742/43, 745/46, 748/49, 749/50, 751/52, 752/53, 753,54, 754/55, 755/56 m.

f) Coelenteraten.

25. Trochocyathus sp.

Der einzige in dem ganzen Heilsberger Jura gefundene Korallenrest besteht in einer kleinen hornförmigen Einzelform, die nach freundlicher Bestimmung von meinem Freunde Dr. Weissermel einer wahrscheinlich neuen Art der Gattung *Trochocyathus* angehört.

Von Spongien haben sich einzelne Fleischnadeln in 755/56 m gefunden. Außerdem sind aber wohl die schon erwähnten bestimmt umgrenzten, feinlöcherigen Gebilde im Gestein, die sich auch durch eine etwas hellere Farbe davon abheben, auf Spongien zu beziehen, z. B. in 746/47 m.

Auch Unteres Oxford war bislang anstehend in Ost- und Westpreußen nicht bekannt. Nur in Geschieben hat es Jentzsch[1]) aus Ostpreußen und Pompeckj[2]) auch neuerdings aus Westpreußen nachgewiesen. Da diese aus einem nördlichen Gebiete herstammen müssen, das nach Lage ihrer Fundorte nur im heutigen Ostseegebiete zu suchen ist, so erhalten wir den Nachweis einer weiter südlich reichenden Verbreitung dieser Stufe durch den Heilsberger Fund anstehenden Gesteins. Die Facies scheint sich im nördlichen wie im südlichen Gebiete ziemlich gleich zu verhalten, denn in beiden ist die feinsandige Entwicklung vorherrschend. Allerdings wiegt im Heilsberger Unt. Oxford, wie in Popiliani und in den ostpreußischen Geschieben, die Ammoniten-Fauna vor, während in den westpreußischen Geschieben nach Pompeckj (a. a. O. S. 13) eine Lamellibranchiaten-Facies ausgeprägt ist. Weiter im Süden zeigt das Oxford in Russisch Polen (Gegend von Tschenstochau) eine kalkige Facies-Entwickelung (meist mergelige Kalke)[3]).

Die Bedeutung des Vorhandenseins der Oxford-Ablagerungen in Ostpreußen hat bereits Jentzsch (a. a. O. S. 386 f.) gelegent-

---

[1]) Jentzsch: Oxford in Ostpreußen (dies Jahrb. für 1888, S. 378—389).

[2]) Pompeckj: XXV. Amtl. Bericht des Westpreuß. Provinzial-Museums. Danzig 1905.

[3]) B. von Rehbinder: Zeitschr. der Deutschen Geol. Gesellsch. 1903. April-Protokoll, S. 18.

lich seiner Studien über die Oxford-Geschiebe auseinandergesetzt und dabei im Gegensatz zu Neumayr mit Recht schon auf die daraus sich ergebende Notwendigkeit einer offenen Verbindung des damaligen Meeres nach Rußland, Polen und Oberschlesien hinein hingewiesen.

Ganz kürzlich ist nun auch die Verbindung nach Westen über Pommern, wo bis dahin Oxford weder anstehend noch in Geschieben bekannt war, durch M. Schmidt und W. Wunstorf[1]) nachgewiesen. Es sind zwar vorerst nur ein Paar dort gefundener Geschiebe, die zweifellos dies Alter besitzen, wie ein weiteres, aus der Posener Gegend, früher bereits durch F. Roemer bekannt gewordenes, deren Heimat auch nördlich von der hinterpommerschen Küste zu suchen sein wird. Aber sie sind auch als Geschiebe, wie M. Schmidt schon ausgeführt hat, wichtig für den Nachweis eines offenen Meeres hier im pommerschen Gebiet.

Anstehend ist die Oxford-Stufe in Posen bisher in der Bohrung am Friedrichsfelder Weg bei Hohensalza[2]) (Gallinek a. a. O., S. 376) nachgewiesen.

Ich gehe noch weiter als M. Schmidt und glaube, daß für die schon an und für sich sehr unwahrscheinliche trennende Halbinsel, Insel oder Untiefe, wie sie Jentzsch (a. a. O., S. 387) in der Gegend des hinterpommerschen Rückens annimmt, nun kein Raum mehr übrig bleibt.

d) Das Kelloway.

Die Schwierigkeit, eine scharfe Grenze zum Kelloway zu ziehen, hatte ich schon oben betont und dabei auch schon darauf hingewiesen, daß es wohl möglich sei, daß sie bereits bei 729 m mit dem Auftreten der Stephanoceren aus der Verwandtschaft des *coronatum* zu ziehen sei. Ich mußte diese Frage offen lassen

---

[1]) M. Schmidt: Über Oberen Jura in Pommern usw. S. 22.

[2]) Den angeblichen Oxford-Ton von Hohensalza müssen wir zunächst außer Betracht lassen, da es nach der vorläufigen Nachprüfung von M. Schmidt (a. a. O., S. 63) sehr zweifelhaft geworden ist, ob er als solcher von Gallinek richtig bestimmt ist.

und einstweilen die Grenze dort, wo durch einen Gesteinswechsel ein Abschnitt in der Entwicklung der Ablagerungen gegeben war, zu legen suchen. Bei 759 m Teufe beginnt nämlich wieder ein Gesteinswechsel, der mit einer anders gearteten Fauna, die sich durch größere und dickschaligere Formen auszeichnet, verbunden ist. Aber diese so bezeichnende Gesteinszone bildet nur das Hangendste der ganzen Reihe, die obersten 2 m, und nimmt auch in diesen nur einen Teil des Raumes in Gestalt zweier fester Gesteinsbänke ein. Sonst liegt von der ganzen Folge nur ein von Meter zu Meter durch die Spülung gewonnenes lockeres Gesteinsmaterial vor mit nur ganz spärlichen und für die Bestimmung des Horizontes nicht verwertbaren Fossilresten (u. a. Perlmutterschalen-Bruchstücke). Daher ergibt sich auch unterhalb der beiden ersten Meter, in denen das Kelloway noch ganz zweifellos vertreten ist, in dieser Gesteinsfolge sofort die Schwierigkeit, wo die untere Grenze zu suchen ist. Die ganze Folge hellgrauer, schwach toniger, kalkhaltiger Quarzsande läßt noch bis zur Tiefe von 806 m Bruchstückchen von Perlmutterschalen erkennen. Bis dahin habe ich die Schichten noch zum Kelloway gezogen. Natürlich wird sich das anfechten lassen. Aber bei dem Mangel an verwertbaren Fossilien ist eine andere Gliederung zunächst nicht möglich. Es werden erst weitere Bohrungen über diese Fragen Aufklärung geben können und dann für unser Heilsberger Profil vielleicht eine schärfere Abgrenzung des Kelloway ermöglichen[1]). Der vorläufig so ausgeschiedene Komplex hat eine Mächtigkeit von 47 m, erreicht also nicht ganz die Höchstmächtigkeit, wie sie das Kelloway in der Memeler[2]) Gegend aufweist. Das Profil des so begrenzten Kelloway von Heilsberg lautet nun:

[1]) Es muß auch noch die Frage offen gelassen werden, ob nicht auch noch das Cornbrash in dieser Schichtenfolge enthalten ist. Nachdem es sowohl in der Memeler Gegend anstehend, wenn auch in geringer Mächtigkeit (2 m) bekannt ist, als auch in den Geschieben von Jentzsch und Schellwien nachgewiesen ist, spricht die Wahrscheinlichkeit für sein Vorhandensein, obwohl es durch Fossilien nicht nachgewiesen ist.

[2]) Jentzsch, Vordiluv. Untergr., S. 277.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Spülproben.	
759—61	Grauer, schwach toniger, glimmeriger Sand.
761—65	Grauer, toniger, glimmerführender, mittelkörniger Sand mit Foraminiferen.
765—69	Lichtgrauer, schwach toniger, kalkhaltiger, glimmeriger Sand mit einzelnen Glaukonitkörnern und Perlmutterschalenfetzen.
769—79	Derselbe Sand mit nach unten immer mehr abnehmendem Tongehalt.
779—806	Derselbe Sand, nicht mehr tonig.

Kerne.	
759—60	(35 cm) Heller gelblichgrauer, mergeliger, oolithischer Kalk mit calcinierten Schalen.
760—61	(25 cm) Braun- und graubunter, kieseliger, oolithischer Kalk mit Fauna.

Das Bohrkerngestein ist ein dichter, fester bis zäher, bräunlichgrauer bis graubrauner Kalkstein mit blaugrauen Flecken und Zonen darin. In einzelnen Lagen der hangenden Partie wird er tonig. Zahlreiche abgerollte Quarzkörner, außerdem auch kleine gelbbraune bis dunkelbraune Eisenoolithkörner sind im Gestein vorhanden. Im Innern der Oolithkörner wird bisweilen ein Schwefelkieskern sichtbar. Beide Arten von Körnern verteilen sich unregelmäßig im Gestein, so daß sie örtlich gehäuft, stellenweise aber, wie in den erwähnten Flecken und Putzen, selten oder weniger zahlreich sind. An manchen Stellen überwiegen die Eisenoolithkörner, an anderen wieder die Quarzkörner.

Es wurden mehrere Proben des Gesteins in HCl gelöst. Die Lösung ging schnell unter sehr lebhafter Gasentwicklung vor sich. In dem Rückstande der einen Probe fanden sich unter dem Sande auch Spongiennadeln und zwar einachsige und vereinzelt vierstrahlige.

Unter den Gesteinen sind noch als abweichend von der übrigen Ausbildung dieser Stufe zweierlei Vorkommen zu erwähnen, die als lose Stücke mitgefördert wurden.

Zunächst sind es zwei etwa nußgroße, unregelmäßig geformte Gerölle aus 759/60 m Teufe. Das größere ist ein grauer, an Oolithkörnern reicher, zum Teil kristalliner Kalkstein, in dem auch einzelne dunkelgefärbte Partieen auftreten. Seine Oberfläche ist rauh und uneben. Auf dem einen Stück sitzt ein kleines, in einer Ebene aufgewundenes *Serpula*-Gehäuse.

Das kleinere der beiden Stücke ist von weicherer Beschaffenheit. Es besteht aus einem hellen, kalkig-tonigen Quarzsande, anscheinend mit nur ganz vereinzelten Oolithkörnern. Im Gestein treten auch einzelne kleine, reinere Toneinschlüsse auf. Es schließt sich also schon mehr dem typischen Kellowaygestein an, während das erst genannte Geröll davon mehr abweicht und vielleicht der Zerstörung einer älteren Zone entstammt, die noch im Kelloway selbst gelegen haben kann.

Die beiden andern, etwa hühnereigroßen Knollen stammen aus 758/59 und 759/60 m. Ihre unregelmäßige Form und eine löcherig-rauhe, zum Teil etwas zackige Oberfläche spricht gegen eine Deutung als Gerölle. Es ist ein grauer bis dunkelgrauer, schwachzelliger, toniger Kalkstein, in dem einzelne Serpeln sowie ein Pholade stecken. Die kleinen, zelligen Hohlräume sind mit einem helleren, zum Teil tonigen Füllsel ausgefüllt. Nicht ohne Belang ist der Umstand, daß in den Hohlräumen der Oberfläche zum Teil noch ein schwarzer, toniger, glimmerführender Sand steckte, der vielleicht einen Anhaltspunkt über die Herkunft der Stücke gibt. Sie sind wohl als Knollen in situ entstanden und keine Gerölle.

Im Profil von Purmallen und Memel wird von Jentzsch[1]) aus dem Kelloway, allerdings unter dem Oberen Kelloway (Lambertiton), ein schwarzer bis dunkelgrauer, toniger Sand und Ton mit oolithischem Kalkstein angegeben, der aber wohl etwas älter ist als unsere Gesteinszone.

Dagegen führt Grewingk[2]) aus dem Lambertiton: »7'—8' dunkelgrauer Glimmerton mit Knollen und Nieren eines festeren,

---

[1]) Jentzsch, Der vordiluv. Untergrund usw., S. 276.

[2]) Grewingk, Geologie von Liv- und Kurland, S. 687 (Archiv für Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands, Dorpat 1861).

grauen Tonmergels oder schwarzen, eisenkiesreichen Kalkmergels«, die Versteinerungen enthalten, an.

Die Fauna des Kelloway.

Die in den beiden festen Bänken enthaltene Fauna ist reich an Arten, im Verhältnis zu den paar Kernstücken, die zu Gebote stehen.

Wie in den ostpreußischen Kelloway-Geschieben[1]) die Lamellibranchiaten überwiegen, so auch in dem Heilsberger Anstehenden. Erstaunlich ist dabei der Reichtum an Arten sowohl in dieser Tierklasse, wie auch in den andern. Bringt doch unsere Liste noch wieder eine beträchtliche Vermehrung der bereits aus den Geschieben bekannten Formen. Dabei ist es allerdings auffällig, daß darunter so wenig Arten sind, die entweder schon aus den Geschieben (5) oder aus dem russisch-polnischen und oberschlesischen Juragebiet bekannt sind. Dies setzt also einen noch größeren Reichtum an Arten im Kelloway voraus, da doch infolge des geringen Gesteinsmaterials nur ein kleiner Bruchteil der Heilsberger Fauna erst zur Kenntnis gelangt sein wird.

Von Arten, die mit den Nachbargebieten gemeinsam sind, ist *Stephanoceras coronatum* zu nennen, daneben *Cosmoceras calloviense* und *C. Jason*.

Unter den Schnecken ist *Pleurotomaria granulata* eine weitverbreitete Form. Dasselbe gilt bei den Muscheln von *Pecten demissus*. Von Belang war, daß ich die neue *Anisocardia exporrecta* auch in Oberschlesien in einer nur unwesentlich von der typischen abweichenden Form nachweisen konnte.

Unter den Brachiopoden ist allein die auch weit verbreitete *Rhynchonella varians* von Interesse.

Die Zahl der mit den angrenzenden Kellowaygebieten gemeinsamen Arten ist zu klein, andererseits sind die betreffenden Formen zu indifferent, um daraus allgemeinere Schlüsse ziehen zu können. Das eine ist jedenfalls sicher, daß eine Verbindung

[1]) Schellwien, Der lithauisch-kurische Jura und die ostpreuß. Geschiebe. (N. Jahrb. für Min. 1891, Bd. 2, S. 207 ff.)

mit dem russischen Jura schon zur Kellowayzeit bestand, wie dies ja von NEUMAYR, NIKITIN, JENTZSCH, SCHELLWIEN u. a. angenommen ist. Über die sog. Westrussische Insel NEUMAYR's sind jedoch die Ansichten geteilt geblieben. Für das Kelloway läßt sich aus unserem Material nichts Entscheidendes beibringen.

Große dickschalige Formen im Verein mit verkohltem Holz, Sandbeimengungen und Kalkbrocken deuten auf die Nähe einer Küste. Wo diese zu suchen ist, läßt sich zur Zeit noch nicht genau sagen, nur die Vermutung aussprechen, daß sie vielleicht südlich von unserem Bohrpunkt gelegen war. Denn nach Norden reichte, wie die Geschiebe und die anstehenden Massen von der Memeler Gegend und Popiliani lehren, das Meer noch weiter in das Ostseegebiet hinein.

1. Cephalopoda.

1. Belemnites sp.

Tafel 7, Fig. 8.

Der Phragmokon eines kleinen Belemniten ist zu erwähnen, der sich durch allmähliche Verjüngung nach unten auszeichnet. Eine Bestimmung der Art dürfte aber ausgeschlossen sein, da von dem zugehörigen Rostrum nur die den Phragmokon umgebenden Teile erhalten sind.

2. Belemnites sp.

Weiter ist noch ein Bruchstück eines nicht näher bestimmbaren Belemniten mit Alveolar-Furche aufzuführen.

3. Stephanoceras coronatum BRUG.

Ein kleines Gehäuse gehört zu dieser Art. Es ist zwar ziemlich unvollständig erhalten, zeigt aber doch die für diese Art bezeichnende Form und Skulptur der Schale, so daß an der Artzugehörigkeit wohl nicht zu zweifeln ist.

4. Cosmoceras calloviense SOW.

Von dieser Art liegt ein gut erhaltenes Stück vor. Seine Bestimmung verdanke ich ebenso wie die der folgenden Art der Liebenswürdigkeit des Herrn Professor Dr. VON KOKEN in Tü-

bingen, der sie an der Hand eines reichen Materials von Popiliani, sowie aus dem deutschen Jura einer vergleichenden Prüfung unterzog.

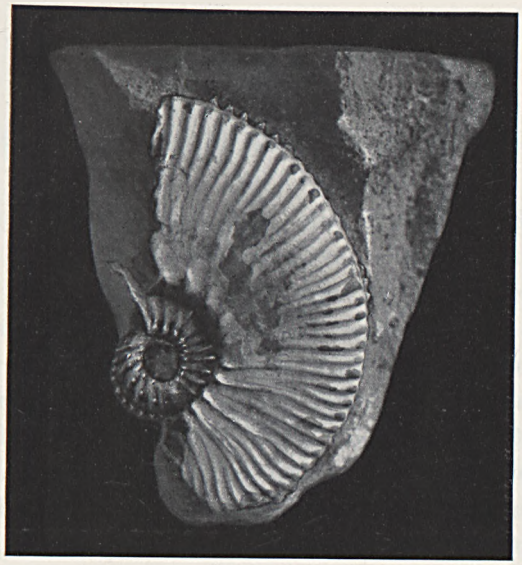
Dort, wo die dünne Perlmutterschale zerstört ist, stehen auf den beiden Kanten der Externseite stumpfe, in der Radialrichtung gestreckte Knoten. Wo die Schale jedoch erhalten ist, sieht man, daß über diesen Knoten spitze, etwas schräg nach außen gerichtete Dornen sich erheben. Die Externseite ist nahezu eben. Auf dem letzten Umgang sind die Knoten, von denen die Gabelung der Rippen ausgeht, nur noch angedeutet, während sie auf der vorhergehenden Windung noch als solche scharf hervortreten. Die Rippen gabeln sich meist in zwei, doch treten dazwischen noch hin und wieder Schaltrippen auf. An der rundlichen Nabelkante stehen scharfe, schmale, radial gerichtete Knoten. Sie bilden die Basis der Rippen Während der letzte Umgang hochmündig und annähernd trapezförmig ist, zeigt der vorhergehende einen niedrigen, fünfseitigen Querschnitt.

Die Lobenlinie (auf nebenstehender Tafel 4 mal vergrößert dargestellt), ist anscheinend die vorletzte vor der Wohnkammer, von der nur ein schmales Stück erhalten ist. An den Stellen, die nicht klar genug für die Zeichnung waren, wurde nach der nächstälteren Linie ergänzt. Die Lage der beiden Externkanten sowie der oberen und unteren Nabelkante sind durch Linien kenntlich gemacht. Sehr einfach ist noch der Externlobus. Bei der Deutlichkeit der Figur ist ein weiteres Eingehen auf die Linie nicht nötig.

5. Cosmoceras aff. Jason Rein.

Ein Bruchstück eines etwa Fünfmarkstück-großen, ziemlich schmalen und hochmündigen Gehäuses. Herr Prof. von Koken vergleicht es auf Grund des Tübinger Sammlungsmaterials mit einer bei Quenstedt[1]) von Neidlingen abgebildeten Varietät des *C. Jason*.

[1]) Quenstedt, Die Ammoniten des Schwäb. Jura, II. Bd., Brauner Jura, Taf. 83, Fig. 3, S. 714.



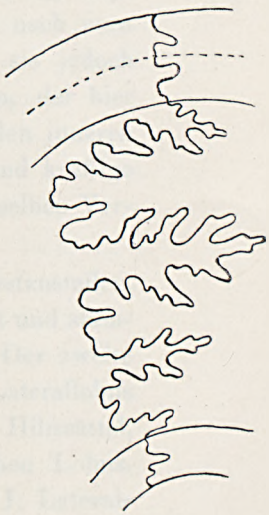
Figur 1.



Figur 4.



Figur 2.



Figur 3.

Fig. 1—3. *Cosmoceras calloviense* Sow.
Fig. 1. Von der Seite gesehen; etwa doppelt vergrößert.
Fig. 2. Externseite desselben Stückes.
Fig. 3. Lobenlinie vom gleichen Exemplar; etwa vierfach vergrößert.
Fig. 4. *Oppelia* sp. aff. *lingulatae* Quenst.





6. Perisphinctes (Grossouvria) aff. curvicosta Opp.

Taf. 7, Fig. 7.

Ein ziemlich vollständiges, etwa talergroßes Stück einer kleinen Art liegt nur im Steinkern vor, da die zwar ebenfalls vorhandene Schale, wie auch bei den Muscheln, beim Zerschlagen des Gesteins in diesem mit der Außenseite haften bleibt.

Der Querschnitt ist niedrig rechteckig mit gerundeten Ecken. Ganz genau genommen ist der Durchschnitt kein Rechteck, da er an der Innenseite der Schale, also an der Basis des Rechteckes, um ein geringes breiter ist als an der Außenseite. Die Flanken sind abgeplattet. Das scheibenförmige Gehäuse ist weit genabelt und wenig umfassend. Am Nabelrande sind die geraden, wenig nach vorn geneigten Rippen, von denen auf die Hälfte des letzten Umganges etwa 20 kommen, etwas stärker als im übrigen Verlauf. Kurz vor der Externkante, wenn man bei der starken Rundung von einer solchen sprechen kann, gabeln sich die Rippen bald in 2, bald in 3 Äste, die zunächst etwas nach vorn streben. Auf der Mittellinie der Außenseite bilden sie jedoch einen ganz flachen, nach rückwärts gewandten Bogen, der hier durch eine seichte Furche unterbrochen wird. Auf den inneren Windungen stehen die Rippen enger. Eine breite und kräftige Einschnürung ist nahe am Ende des Stückes mit demselben Verlauf, wie ihn die Rippen zeigen, vorhanden.

Die Lobenlinie ist leider nicht ganz deutlich festzustellen. Sie ist wenig gezackt. Der erste Lateralsattel ist breit und stämmig, der Laterallobus ist kurz und nicht sehr breit. Der zweite Lateralsattel ist breiter als dieser Lobus. Der zweite Laterallobus ist ebenfalls schmal und kurz. Zwei ganz niedrige Hilfssättel, die stark zurückspringen, folgen mit einem ebensolchen Lobus. Der Externlobus ist etwas breiter und tiefer als der I. Laterallobus.

Herr Professor Uhlig in Wien, der das Stück auf meine Bitte zu untersuchen die Liebenswürdigkeit hatte, teilt mir darüber Folgendes mit: »Das Stück ist eine *Grossouvria*, eine Form aus der *Curvicosta*-Gruppe.

Unter den schwäbischen Arten dieser Gruppe kämen am meisten in Betracht: *Perisphinctes convolutus ornati* Qu. (nach Neumayr = *sulciferus* Oppel = *P. subtilis* Neum.). Allein diese Art hat nach Neumayr einen sehr langen Externlobus, während er bei dem vorliegenden Exemplar recht kurz ist.

P. convolutus evexus Qu. ist feinrippiger und hat vermutlich auch einen längeren Externlobus.

P. convolutus parabolis (*curvicosta*) steht jedenfalls sehr nahe, besonders die auf Taf. 81, Fig. 13 bei Quenstedt (Ammoniten des Braunen Jura) abgebildete Form, aber die Kürze des Externlobus und der einfache Lobenbau, ferner die starke Abplattung der Flanken unseres Exemplars scheinen auch hier der unmittelbaren Identifizierung entgegenzustehen.

Bei dem vorliegenden Exemplar entfallen häufig 3 Externrippen auf eine Flankenrippe; das ist auch bei einer kleinen Art aus dem Kelloway der pienninischen Klippen der Fall, die ich im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1881 (Taf. VII, Fig. 3) als *P. curvicosta* beschrieben habe, und die mit dem vorliegenden Exemplar der Berippung nach sehr viel Ähnlichkeit aufweist, aber durch mehr gerundete Umgänge unterschieden ist.

Eine sehr große Rolle spielen die kleinen Grossouvrien im Br. Jura der Krakauer Gegend. Auch unter den von Siemiradzki von dort beschriebenen Formen findet sich keine, die mit dem vorliegenden Exemplar völlig übereinstimmt. Unter ihnen scheint die von ihm als *P. rjasanensis* Teiss. beschriebene Type unserer am nächsten zu stehen, aber die weniger zahlreichen Spaltrippen und die verwickeltere Lobenlinie bedingen beträchtliche Unterschiede. Auch unter dem sehr reichen Materiale aus dem Krakauer Jura hier im Wiener Geologischen Institut erkenne ich keine Form, die mit der vorliegenden völlig identisch wäre.

Mit den russischen Grossouvrien besteht insofern eine unverkennbare Ähnlichkeit, als die meisten derselben einen kurzen Externlobus und jenen sehr einfachen Lobenbau zeigen, der auch beim vorliegenden Exemplar so auffällt. Ferner erinnert die starke Abplattung der Flanken und der ziemlich rechteckige Querschnitt an die russischen Typen.

Es scheint mir daher, daß das vorliegende Exemplar dem russischen Typus von *Grossouvria curvicosta* etc. näher steht als dem west- und mitteleuropäischen. Allerdings vermag ich auch unter den russischen keine völlig identische namhaft zu machen, sondern beziehe mich mehr auf den allgemeinen Habitus und die genannten Merkmale. *Grossouvria variabilis* Lahusen ist sehr ähnlich, die Berippung ist aber unregelmäßiger.«

Ähnlichkeit mit unserem Stück hat entschieden auch *P. indogermanus* Waag. bei Sinzow (Sarotov-Pensa, Taf. I, Fig. 8). Er ist ein wenig breiter bei sonst gleicher Querschnittsform und hat anscheinend auch weiter voneinander abstehende Rippen.

7. Ammonites sp.

Ein Bruchstück eines kleinen Individuums ist zu erwähnen, das aber seiner Art nach nicht zu bestimmen sein dürfte. Der Querschnitt unseres Stückes ist breiter als hoch. Es zeichnet sich dadurch aus, daß die Rippen, die am Nabel beginnen, zuerst etwas schräg nach vorn gewandt sind, um dann an der Gabelungsstelle durch Rückwärtsbiegen der Gabeläste einen Knick zu erfahren. Die Gabelungsstelle ist durch eine schwache Kante oder, vielleicht besser gesagt, Schwellung auf der Windung bezeichnet. Der Nabel war eng und tief.

8. Nautilus sp.

Taf. 7, Fig. 2, 2a.

Nur ein kleines, leider aber nicht vollständiges, wenn auch körperlich erhaltenes Gehäuse gibt Kunde von dem Vorkommen in unserem Kelloway.

Es ist eine aufgeblasene, involute Schale von rundem, nahezu halbkugeligem Querschnitt mit engem, trichterförmigem Nabel. Die äußere Schicht der calcinierten Schale ist noch größtenteils erhalten und zeigt eine bezeichnende Verzierung. In der Richtung der Spirale ziehen zahlreiche parallele Reihen kleiner Knötchen. Sie werden von andern, quer dazu gestellten Linien durchkreuzt. Diese Radiallinien laufen gerade über die Schale und haben nur auf ihrer Außenseite eine schwache Einbuchtung nach rückwärts. Durch das System dieser beiden Linien entsteht eine zierliche Gitterskulptur. Von der Lobenlinie ist leider nichts zu sehen.

Bei der Unvollkommenheit des Stückes ist eine sichere Bestimmung nicht möglich.

2. Gastropoda.

9. Pleurotomaria (Leptomaria) aff. granulatae Sow[1]).

Ein ziemlich vollständiges Exemplar mit Schale, die zwar auch calciniert ist, liegt der Beschreibung zugrunde.

Der Gehäusewinkel beträgt etwa 124°. Das Gehäuse ist niedrig, flach kegelförmig und hat flach stufenförmige, gleichmäßig anwachsende Windungen. Ihre Oberseite (Apikalfläche) ist schwach dachförmig geneigt. Die Basis ist niedrig, flach gewölbt, mit ziemlich engem Nabel, der leider durch Gestein ausgefüllt ist. Es bestand anscheinend keine callöse Verdickung am Nabel.

Durch Radialstreifen, die leicht rückwärts zum Bande ziehen, und konzentrische, die sich mit jenen kreuzen, entsteht auf der Oberseite der Windung eine Gitterskulptur. Auf der Basis ist die Skulptur nicht zu ermitteln, da sie nicht erhalten ist. Das ringförmige Schlitzband tritt auf der Lateralfläche dort, wo die Windungen treppenförmig absetzen, hervor. Unter ihm folgt eine ebenfalls ringförmige, rundliche Hohlkehle und darunter eine zweite gerundete, schwach wulstförmige Kante. An diese stößt dann die nächste Windung mit ihrer Fläche. Dieser Basiskiel tritt im Profil weiter heraus als der Schlitzkiel. Die Mündung war anscheinend schräg oval. Leider ist sie nur zum Teil erhalten.

Unser Stück gehört entschieden in die Verwandtschaft der *P. granulata* Sow. Ob sie damit ganz zu identifizieren ist, lasse ich dahingestellt. Die unvollständige Erhaltung verbietet, diese Frage zu entscheiden.

10. Pleurotomaria (Leptomaria) sp.

Am unteren Ende des einen Bohrkernstückes ist noch eine größere, niedrigere Pleurotomaria getroffen und noch mitgewonnen worden. Es ist die größte unter den mir vorliegenden Stücken.

[1]) K. Sieberer, Die Pleurotomarien des Schwäb. Jura (Palaeontographica 54, 1907, S. 42).

Leider ist aber nur der Steinkern aus dem Gestein herausgesprungen, während die übrigens auch calcinierte Schale im Gestein stecken geblieben und nur von der Innenseite sichtbar ist, bis auf einen Fetzen, an dem man über dem Schlitzband eine Andeutung von Gitterskulptur erkennt.

Ein Versuch, die Art zu bestimmen, ist daher aussichtslos.

11. Trochus balticus sp. nov.

Taf. 7, Fig. 5, 5a.

1865—68. ? *Turbo episcopalis* Eichw., Lethaea rossica II, S. 906 f., Taf. 30, Fig. 9 a, b.

Es liegen 2 unvollständige Exemplare vor. Es gelang mir, beide aus dem zähen Gestein herauszulösen.

Der Gehäusewinkel beträgt ungefähr 43°. Das Gehäuse ist spitz kegelförmig und besteht aus mindestens 5—6 Umgängen. Sie schließen nur durch eine leicht wellig verlaufende Naht getrennt aneinander an. Die Apikalfläche der Umgänge ist im Profil konkav, oben und unten von einem Ringwulst begrenzt. Der obere, unter der Nahtlinie gelegene Wulst ist schwächer, der untere stärker; er tritt mehr heraus aus dem Profil. Dadurch wird die Kegelmantellinie etwas unregelmäßig wellig.

Der untere Ringwulst begrenzt nach unten mit scharfer Kante die Apikalfläche gegen die Basis. Von dem unteren Ringwuls verlaufen kräftige Rippen schräg nach vorn und oben Sie sind an ihrem untersten Ende am kräftigsten und etwas keulenförmig angeschwollen, nehmen aber nach oben an Stärke und Höhe ab und verschwinden beinahe oberhalb der Mitte, so daß hier eine ringförmige Furche entsteht. Oberhalb von dieser wenden sie sich dann aber mit einer schwachen Biegung zu den in entsprechender Anzahl auf dem oberen Wulst vorhandenen länglichen Knoten, die ihre Fortsetzung bilden. Auf dem letzten Umgang ist die eben geschilderte Abschwächung schärfer ausgeprägt als auf dem vorhergehenden, wo die Einheitlichkeit der Rippen mit den Knoten deutlicher ist.

Auf dem unteren Teil der Apikalfläche verlaufen zwischen den Rippen mindestens 4 feine Spirallinien.

Eine zarte, den Rippen annähernd parallele, schräg gerichtete Zuwachsstreifung läßt sich auf dem letzten Umgang erkennen.

Die Basis ist flach gewölbt, in der Mitte vertieft, aber nicht genabelt. Sie wird von 8 feinen Spirallinien bedeckt.

Die Mündung ist annähernd schräg oval, mit einer Ausbiegung nach oben. Der Innenrand ist scharf, der Außenrand, der weggebrochen ist, ist abgerundet.

Es erscheint mir sehr wahrscheinlich, daß wir in dem *Turbo episcopalis* Eichwald von Niegranden unsere Form vor uns haben. Sie ist dort nur durch eine etwas plumpe Zeichnung — die Mündung und Basis ist offenbar ungeschickt und zu niedrig ergänzt — entstellt. Das Profil der Umgänge, sowie die Skulptur stimmt in Abbildung und Beschreibung ebenso wie der Gehäusewinkel mit dem ostpreußischen Stück überein.

12. Trochus borussicus sp. nov.

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

Zwei Individuen liegen der neuen Art zugrunde. Das Gehäuse ist klein und niedrig-kegelförmig. Der Gehäusewinkel beträgt gegen 78°. Das größere der beiden Exemplare läßt 6 Umgänge erkennen. Die einzelnen Windungen sind durch eine scharfe Naht von einander geschieden. Die Apikalfläche erscheint fast eben, sie ist aber in Wirklichkeit schwach konkav. So entsteht eine annähernd gleichmäßige Kegelmantellinie. Die Schale ist nur dünn. Auf dem kleineren Exemplar, an dem sie nicht calciniert ist, bemerkt man auf der Apikalfläche unterhalb der Naht zwei erhabene Spiralstreifen.

Ungefähr auf der Mitte des Umganges verläuft ein wulstartiger Kiel, der Apikal- und Basisfläche von einander trennt. An seinem oberen Rande bemerkt man ebenfalls an dem kleineren Stück eine Reihe kleiner Knötchen. Die Basisfläche ist dicht unter dem Kiel schwach konkav; danach steigt sie in geringer Wölbung bis zum Rande des steil abfallenden, tiefen, trichterförmigen Nabels an. Die Mündung selbst ist nicht erhalten, läßt sich aber, wie in der Zeichnung geschehen, aus dem Querschnitt gewinnen.

Eine mit der Heilsberger idente oder verwandte Form habe ich in der Literatur nicht gefunden.

3. Lamellibranchiata.

13. Pinna sp.

Diese Gattung ist nur durch ein Bruchstück einer keilförmig länglichen Art vertreten. Es ist ein Teil einer Schale, an der die Wirbelregion weggebrochen ist. Auch der Unterrand ist durch Bruch unvollständig.

Die Schale ist nur dünn. Von der äußeren Schalenschicht ist nur an der einen Seite ein Fetzen erhalten. Er zeigt, daß die Schale auf dieser Hälfte mit 8 flachen, dünnen Längsrippen verziert war. Auf der anderen Seite der Klappe erkennt man auch noch Spuren von Radialrippen. Ihre Zahl läßt sich nicht feststellen. Außerdem sind noch bogenförmig die ersteren kreuzende Linien vorhanden, die tangential zum Rande verlaufen. Die Schale wurde durch einen vom Unterrande an bis etwa auf halber Höhe geöffneten mittleren Spalt der Länge nach in zwei nicht ganz gleich breite Felder geteilt. Der Spalt wird nach oben zu einer Rinne, entspricht also der Medianleiste auf der Innenseite der Schale.

Bei der Unvollständigkeit des Stückes ist die Bestimmung der Art nicht möglich.

14. Gervillia sp.

Es fand sich nur eine einzelne, unvollständige Klappe, deren Schale vollständig calciniert und ihrer oberen Skulpturschicht beraubt ist.

15. Lima (Radula) sp.

Taf. 8, Fig. 2, 2a, 2b.

Eine linke, nahezu vollständige Schale liegt als Steinkern vor. Sie ist ziemlich stark gewölbt. Nur auf dem Wirbel sitzt noch etwas Schale, während die übrige von der Innenseite im Gegenstück erhalten ist.

Die ziemlich kräftigen, glatten Rippen der Schale, etwa 25 an der Zahl, sind dreieckig und dachförmig im Querschnitt. Sie lassen zwischen sich eine Furche, die flach rundlich, aber etwas

breiter ist als sie selbst. Auf dem Steinkern erscheinen dagegen die Rippen im Querschnitt rundlicher, was bei Benutzung unserer Zeichnung, der der Steinkern zugrunde liegt, zu berücksichtigen ist.

Die Rippen ziehen, nur im vorderen Teil schwach gebogen, im hinteren dagegen geradlinig, vom Wirbel zum Schalenrande. Dieser ist gezähnt.

Von den Ohren ist nur das am vorderen Teil der Schale befindliche, wenn auch unvollständig, erhalten.

Zu derselben Art gehört anscheinend der ebenfalls in Taf. 8, Fig. 2, 2b abgebildete Steinkern einer rechten Klappe, die sich aber durch eine etwas schlankere Form und den gleichmäßig steilen Abfall der Vorderseite auszeichnet. Auch ist der Hinterrand gekrümmt, während er bei dem ersten Stück mehr gerade ist.

Es sind dies aber Unterschiede, die wohl noch innerhalb der artlichen Veränderlichkeit liegen.

In der schiefen Form ist unser Stück der *Plagiostoma duplicata* (= *Lima* [*Radula*] *duplicata* Sow.) bei Quenstedt[1]) ähnlich. Sie ist jedoch etwas kürzer und gedrungener. Es fehlen außerdem auch die Sekundärrippen

Eine Identifizierung mit einer schon beschriebenen Art ist mir nicht gelungen, wobei ja auch der Umstand, daß man nur den Steinkern zum Vergleich heranziehen kann, hinderlich ist.

16. Lima (Limatula) praedispersa sp. nov.

Taf. 7, Fig. 15.

Eine wenig schiefe, schmale und hohe, vom Wirbel zur Schalenrandmitte steil gewölbte Form. Es ist eine rechte Klappe, die in einem Steinkern, sowie der dazu gehörigen Schale von der Innenseite vorliegt.

Nur auf dem mittleren Teil der dünnen Schale verlaufen 15 niedrige, flach-rundliche Radialrippen. Auf den beiden seitlichen glatten Feldern sind eben noch einzelne feine, radiale Streifen angedeutet. Der ziemlich kurze, gerade Schloßrand besitzt scharfe,

[1]) Quenstedt, Jura, Taf. 59, Fig. 15.

seitliche Ecken und läßt die flache, dreieckige Bandgrube unter dem Wirbel erkennen.

Zum Wirbel hin spitzt sich die stark gewölbte Schalenmitte scharf zu. Der Wirbel selbst ragt hervor.

Breite des Schloßrandes 0,8 cm, Höhe der Schale 2 cm, Breite gegen 1,3 cm.

Es handelt sich wohl um eine neue, der geologisch etwas jüngeren *L. dispersa* G. Boehm[1]) sehr nahe stehende Art, wie dies der Name zum Ausdruck bringen soll. Unsere Heilsberger Form unterscheidet sich aber, wie ein Vergleich mit dem Boehm-schen Original, das sich im Museum für Naturkunde in Berlin befindet, lehrt, durch eine spitzere Wirbelpartie, einen weniger über den Schloßrand hervorragenden Wirbel, durch größere Breite unter dem Schloßrande und durch schmalere, weiter von einander stehende Rippen.

17. Ctenostreon proboscideum Sow. var.

Ein Bruchstück eines großen Ctenostreon ist zu erwähnen, das sich von der typischen Art des *proboscideum* durch die flachen und breiteren, aber auch rundlichen Rippen mit schmaleren Furchen dazwischen unterscheidet. Der schuppige Bau der Schale ist besonders scharf ausgeprägt. Es dürfte sich daher hier wohl um eine Varietät dieser so bezeichenden und verbreiteten Art handeln.

18. Ctenostreon sp.

Taf. 8, Fig. 1, 1a.

Zur Gattung Ctenostreon stelle ich eine unvollständige, anscheinend nur dünne, glänzende linke Schale, die mit der Innenseite freiliegt, an der Außenseite dagegen fest mit dem Gestein verwachsen ist. Sie ist beim Zerschlagen des Gesteins so auseinander gespalten, daß ihre innersten Schichten auch noch den Abdruck nahezu vollständig überziehen.

Die Schale ist ziemlich flach und wenig gewölbt. Die Wölbung ist gleichmäßig in den beiden ersten Dritteln, dann aber

[1]) G. Boehm, Die Bivalven der Stramberger Schichten, S. 628/29, Taf. 69, Fig. 2 u. 3. (Palaeontographica Suppl. II, Kassel 1883.)

findet im letzten eine flache Aufbiegung der Schale nach oben statt. Sie wird von flachen, breiten, rundlichen Radialrippen überzogen, deren Zahl 9 überschreitet. Diese lassen ungefähr ebenso breite, flache, im Querschnitt rundliche Furchen zwischen sich. Etwas vor der Linie, an der die Umbiegung der Schale erfolgt, beginnen die Wachstumslamellen schwache, knotige Anschwellungen zu zeigen. Zwischen den Rippen liegen dann entsprechend namentlich auf der Umbiegungsstelle scharf ausgesprochene Gruben.

Die Gestalt und der Umriß der Schale ist leider infolge ihrer Unvollständigkeit nicht genau zu bestimmen. Dasselbe gilt auch vom Schloßrand und dem Wirbel. Es handelt sich hier vielleicht um eine neue Form. Da mir jedoch das vorliegende Material zur Begründung einer neuen Art nicht ausreichend genug erscheint, so unterlasse ich es, sie als neu zu benennen.

19. Pecten (Entolium) demissus Phill.

Eine rechte (?) mittelgroße, nicht ganz vollständige, flache, dünnschalige Klappe, die eine feine, dichte, konzentrische Streifung bedeckt, hat einen etwas länglich-rundlichen Umriß. Die aufsteigenden Ohren bilden deutlich einen stumpfen Winkel im Schloßrande und haben gerundete Seitenecken. Die Höhe des Stückes beträgt 4,7, die Breite annähernd 4,1 cm.

Ein zweites, noch größeres Exemplar, das sich aber durch breitere Form auszeichnet, liegt leider nur halb vor, so daß ich es nicht mit völliger Sicherheit hierher stellen kann.

Dasselbe gilt von einem dritten, etwas vollständigeren, aber nur als Steinkern vertretenen Stück.

20. Pecten (Entolium?) sp.

Einer zweiten, anscheinend ebenfalls länglich-runden Art gehört ein Bruchstück an. Es ist z. T. noch mit Schale bedeckt, die grau gefärbt ist. Sie ist dicker als die der vorhergehenden Art und mit breiteren, mehr hervortretenden, konzentrischen Streifen verziert.

21. Pecten sp.

Ein Steinkern einer einzelnen, kleinen, linken Klappe, auf

dem noch einige Schalenfetzen erhalten sind, ist noch zu erwähnen. Sie ist ungleichseitig und radial gerippt und scheint verhältnismäßig große und weit herabreichende Ohren gehabt zu haben.

22. Placunopsis sp.

Taf. 7, Fig. 10.

Eine einzelne, rechte Schale, die leider nicht ganz vollständig ist, da ein Teil des Unterrandes durch den Bohrer weggeschnitten wurde, gehört zu *Placunopsis*. Sie war von rundlichem Umriß, etwas ungleichseitig, schwach schief und flach schildförmig gewölbt, mit einem flachen, vom Wirbel zum Unterrande verlaufenden Sinus. Der Wirbel tritt wenig hervor und ist schwach nach vorn gewandt.

Der rundliche Vorderrand ist nahezu vollständig, während der Hinterrand zerbrochen ist und der Unterrand fehlt.

Die wohl ohnehin dünne Schale ist nur noch wie ein Hauch auf dem Gestein vorhanden. Sie läßt konzentrische Streifung, die durch feine, fadenförmige Radialrippen gekreuzt wird, erkennen. Nach dem Unterrande zu wird diese Radialrippung etwas kräftiger. Es macht sich hier an den Kreuzungsstellen eine schwache Verdickung geltend.

Ob eine neue Art vorliegt, wie es den Anschein hat, wage ich nach diesem einzelnen Stück nicht zu entscheiden.

23. Ostrea sp.

Eine flache, längliche, annähernd ovale Austernschale, die schon ihre oberste Schicht verloren hat, möge hier im Zusammenhange erwähnt werden.

24. Exogyra serrata sp. nov.

Taf. 8, Fig. 6.

Von der Gattung *Exogyra* ist eine einzelne Schale in unserm Material vorhanden. Es ist eine kleine, rechte, gewölbte, etwas ohrförmige Klappe. Die Schale selbst, die im Stein steckt und nur von der Innenseite zu sehen ist, ist nur mäßig kräftig. Der Wirbel ist stark spiralig nach der Seite eingedreht. Von ihm aus verläuft im Bogen eine stumpfe Kante zum Unterrande.

Hinter dieser Kante fällt die Schale steil ab. Sie trägt auf dieser Fläche eine Anzahl kräftiger, rundlicher Rippen, die am Schalenrande in Zahnlücken auslaufen, während die ebenfalls rundlichen Furchen zwischen den Rippen in spitze Zähne enden. Die Fläche zwischen der erwähnten Kante und dem Vorderrande ist flach, etwas eingesenkt und wird von einem kleinen Wulst durchzogen, an den der ziemlich große, exzentrische Muskeleindruck anstößt.

Der kurze Vorderrand ist schwach einwärts gebogen und nicht mehr gezähnt.

Leider ist die Ansicht von oben in der Zeichnung etwas zu flach ausgefallen, die andere im Profil gegebene läßt dies aber in Gedanken leicht ausgleichen.

In der Literatur habe ich keine ähnliche Form gefunden.

25. Cucullaea sp.

Eine leider unvollständige, mit ihrer Außenseite noch im Gestein sitzende, rechte Schale ist der einzige Vertreter der Gattung. Die Schale ist so in der Längsrichtung schräg durchgebrochen, daß man nur noch die distalen Stücke von vier hinteren Seitenzähnen, die nach dem Ende zu anschwellen, erkennen kann.

26. Trigonia sp.

Zusammen mit *Ctenostreon* fand sich ein Bruchstück einer *Trigonia*, deren Zugehörigkeit nicht näher zu bestimmen ist.

27. Anisocardia grandis sp. nov.

Taf 8, Fig. 5, 5a.

Eine linke Klappe einer großen Form liegt in unverdrücktem Zustande als Steinkern und als Innenseite der Schale vor. Der Umriß ist gerundet dreiseitig, nach hinten etwas ausgezogen. Die Schale ist stark gewölbt, aber nur dünn. An ihrer Vorderseite endet die Wölbung an einer sehr gerundeten Kante, von der die Schale in einer nahezu ebenen, wenig konkav gebogenen Fläche zum Vorderrande abfällt. Die Oberfläche der Schale ist nur mit feinen, konzentrischen Streifen bedeckt. Der Unterrand der Schale ist glatt. Die Wirbel treten kräftig hervor, sind nach

vorn gerückt und stark umgebogen. Sie reichen bis ziemlich nahe an den Schloßrand heran. Die große lunula ist nicht deutlich begrenzt. Auf der Hinterseite läuft eine Furche von den Wirbeln zum Hinterrande. Von dem Schloß ist, da es mit Gestein verwachsen, nur ein hinterer Seitenzahn zu erkennen, so daß allerdings nach dem Schloßcharakter allein nicht auf die Gattung geschlossen werden könnte, wenn nicht die ganze Form und Gestalt dafür spräche.

28. Anisocardia exporrecta sp. nov.

Taf. 8, Fig. 3, 3a, 3b.

Dieser neuen Art liegt eine kleinere Form zugrunde. Sie liegt vor in einem unverdrückten, doppelklappigen Exemplar, das als Steinkern in guter Erhaltung zu Gebote steht, während die dünne, calcinierte Schale im Gestein haften blieb und daher nur von der Innenseite sichtbar ist.

Die Gestalt der Schalen ist im Umriß gerundet, dreiseitig, mit konkaver vorderer Dreiecksseite. Im Profil ergeben beide Schalen eine niedrig herzförmige Gestalt.

Die Schale ist hochgewölbt und zwar so, daß der Querdurchmesser noch um etwas größer als der der Länge ist. Sie fällt längs einer mondsichelförmig verlaufenden, rundlichen Kante steil nach vorn in eine tellerförmig vertiefte Fläche ab. Eine lunula ist vorhanden, aber undeutlich abgegrenzt. Unterhalb der Wirbel zieht dann noch von einem Wirbel zum andern eine schwach vertiefte, bogenförmige Linie.

Die Ecke des Vorderrandes der Schale ist etwas nach vorn vorgezogen. Die stark hervortretenden und hornförmig nach vorn gedrehten Wirbel nähern sich ziemlich dicht der Schloßlinie. Hinter den Wirbeln verläuft wie bei der vorhergehenden Art eine Furche zum Unterrande. Die Schale selbst ist dicht mit feinen, der sichelförmigen Biegung des Vorderrandes parallel verlaufenden Linien geschmückt, die in weiteren Abständen von konzentrischen Linien durchkreuzt werden. Die Schalenränder sind fein gezähnt.

Auch hier ist, wie bei der vorigen Art, die Gattungsbestimmung nicht ganz sicher, weil vom Schloß nichts zu ersehen ist.

Von Belang ist es, daß unsere Form anscheinend auch im oberschlesischen Jura wiederkehrt. Die Geologische Landesanstalt besitzt aus dem Braunen Jura von Bodschanowitz (?) aus der Abt'schen Sammlung einen gut erhaltenen Steinkern, an dem die beiden Klappen ein wenig aneinander verschoben sind. Er ist erheblich größer als das Heilsberger Stück, dessen Maße wir in Klammern danebensetzen, H = 23 mm (18 mm), D = 24 mm (19 mm), L = 24 mm (18 mm). Es gleicht in der ganzen Form und Gestalt der Heilsberger Art, auch die feine Streifung ist auf ihm zu erkennen. Der einzige Unterschied ist der, daß seine Wirbel etwas weniger stark eingerollt sind als an dem ostpreußischen Exemplar. Auch ist anscheinend die von den Wirbeln zum Unterrande verlaufende Furche gleich im Anfang breiter.

Da der Fundort des schlesischen Stückes nicht ganz sicher ist, so läßt sich leider nicht die Stufe feststellen.

Von verwandten Formen steht wohl *Isocardia gibbosa* Münster[1]) aus dem Unteroolith von Rabenstein in der Form am nächsten. Doch gibt Goldfuss von ihr nur konzentrische Streifung an.

Isocardia gibbosa Laube[2]) von Balin ist gleichfalls von unserer Form verschieden.

29. Anisocardia elatior sp. nov.

Taf. 8, Fig. 4.

Der Steinkern einer einzelnen, nicht ganz vollständigen, rechten Klappe weicht von den anderen Formen durch eine schlankere, aber höhere und schmalere, stumpf hornförmige Gestalt und den stärker in die Höhe strebenden, leider selbst nicht erhaltenen Wirbel ab. Auch die Dicke ist entsprechend geringer (10 mm für die Einzelschale), obwohl die Schale auch stark gewölbt ist. Die Kante, längs der die Schale steil nach vorn abfällt, ist weniger gekrümmt als bei *A. exporrecta*. Das Feld vor

---

[1]) Goldfuss, Petref. Germ., S. 209, Taf. 140, Fig. 10. — Nach Schlosser (Die Fauna des Lias und Dogger in Franken und der Oberpfalz, Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges., Bd. 53, 1901, S. 566) ist diese Form = *Anisocardia tenera* Sow. sp.

[2]) Laube, Bivalven Br. Jura von Balin. Taf. 3, Fig. 10.

den Wirbeln ist auch tellerförmig vertieft. Leider ist die Vorderecke nicht vollständig. Sie hat aber anscheinend auch niedriger gelegen als bei *A. exporrecta*.

30. Anisocardia sp.

Eine einzelne, rechte, unvollständige, kleine Klappe, die nur noch an der Hinterseite einen Fetzen von Schale, aber ohne Außenschicht, besitzt. Der Wirbel ist stark eingebogen.

Eine Feststellung der Art ist ohne ausgiebiges Vergleichsmaterial hier nicht möglich.

31. Goniomya sp.

Ein Mittelstück aus einer Schale, die sich durch streng symmetrischen Verlauf der V-förmigen Rippen auszeichnet, stimmt darin, soweit es die Unvollständigkeit des Stückes zu sagen erlaubt, mit der *G. V. scripta* [1]) aus Braunem Jura α überein. Eine quer über die Winkel hinweggehende, feine Streifung ist auch zu erkennen.

Eher käme aber wohl *G. Duboisi* Ag. aus Popiliani in Betracht; ob es sich wirklich um diese Art handelt, ist natürlich auf Grund unseres Bruchstückes nicht zu entscheiden.

4. Brachiopoden.

32. Rhynchonella varians Schloth.

Diese Form ist nur in einem Exemplar in unserm Kelloway-Material vertreten.

33. Rhynchonella sp.

Mehrere (4) unvollständige Stücke von Rhynchonellen seien hier noch der Gesammtfauna halber angeführt.

Ohne ausreichendes Vergleichsmaterial, das mir hierfür fehlt, ist es mir nicht möglich, die Stücke zu bestimmen.

34. Terebratula sp. (cfr. ventricosa Hartmann).

Es ist eine kleine Klappe einer auf den ersten Anschein glatten Form. Schon mit bloßem Auge, noch besser aber mit der

[1]) Quenstedt, Handb. der Petrefk., 3. Aufl., Taf. 68, Fig. 9.

Lupe, lassen sich jedoch auf und in der dicht punktierten Schale zahlreiche feine Radiallinien erkennen, die über die Schale hinweglaufen. Diese ist ziemlich aufgebläht und war anscheinend breit eiförmig.

Gestalt und Umriß, sowie besonders die Radialstreifung lassen an *T. ventricosa* Hartm. denken. Bei der Unvollständigkeit des Stückes ist jedoch eine genauere Bestimmung nicht möglich.

35. Terebratula sp.

Noch ein zweites Bruchstück einer *Terebratula*, das einer in der Mitte ziemlich stark gewölbten Klappe angehört, zeigt die Radialstreifung deutlich, nachdem die oberste Schalenschicht abgesprungen ist.

Pflanzen.

Das verkohlte Holz, das sich in dem Gestein fand, hat Herr Dr. W. Gothan auf meine Bitte untersucht. Der Verkohlungsvorgang ist jedoch schon zu weit fortgeschritten, so daß auch die Maceration mit $KClO_3 + HNO_3$ nur noch den Längsverlauf der Holzzellen und die quer dazu verlaufenden Markstrahlenzellen erkennen läßt. Das Holz läßt sich daher nur als Gymnospermenholz bezeichnen.

e) Der Rät-Lias.

Es tritt nun unter den Kelloway- bezw. Cornbrash-Schichten in den Juraablagerungen eine große zeitliche Lücke in die Erscheinung, wie auch an den anderen bisher bekannten Örtlichkeiten des Baltischen Jura, da der übrige Braune Jura und der Obere Lias fehlen.

Auch für die folgende und bis zum Schlusse der Bohrung reichende Gesteinsfolge gilt die schon mehrfach betonte Schwierigkeit einer genauen Altersbestimmung, und zwar in noch höherem Maße deswegen, weil hier tierische Fossilien überhaupt zu fehlen scheinen.

Wir können daher hier nur nach petrographischer Ähnlichkeit bezw. Übereinstimmung urteilen und auf Grund derselben uns für ein liassisches Alter aussprechen. Der vorwiegend aus losen San-

den zusammengesetzte Gesteinskomplex enthält einzelne feste Bänke, die Kerne geliefert haben, und aus grünlichen und weißen Tonen, braunen Toneisensteinen, grünlichen Sandsteinen mit Wellenfurchen und Kreuzschichtung und Brocken holziger Kohle bestehen. Während alle übrigen Sande kalkhaltig sind, zeichnen sich die der beiden letzten Meter durch Kalkfreiheit aus.

Diese Gesteinsentwicklung ist sehr ähnlich der des Bornholmer Rät-Lias[1]), mit dem sie daher auch wohl gleichzustellen ist.

Von der Bornholmer Ausbildung weichen die Tone dadurch ab, daß sie zum größten Teil kalkhaltig sind. Nur eine der Proben (sie ist in dem Profil unter d) aufgeführt) ist kalkfrei und somit als feuerfester Ton zu bezeichnen.

Das Bohrprofil lautet folgendermaßen:

Spülproben.

806—898 m lichtgrauer, bisweilen noch hellerer, kalkhaltiger, glimmerführender Quarzsand.

898—900 » ziemlich feiner, weißer Sand mit einzelnen Glimmerblättchen, kalkfrei (das Wasser der Spülung versinkt in ihm!).

Kerne.

827—28 m (60 cm Kern).
- a) eine feste schmale Bank Toneisenstein;
- b) ein fetter, hellgrünlicher Ton, der nach unten z. T. blaßviolett und graugrün wird;
- c) gelbe und grünliche Tonbänkchen.

828—828,48 m (30 cm Kern).
- a) derselbe grünliche Ton, kalkhaltig, stellenweise auch etwas glimmerig werdend und dann Schichtung zeigend;
- b) hellbraungelber Toneisenstein.

828,48—899,5 m (zuerst einzelne Brocken)
- a) Bruchstücke von grünlichem, tonigem Sandstein mit Wellenfurchen und Toneisenstein;
- b) anscheinend ein Geröllstück von einem festen, blaugrauen, im Innern gelblichbraunen, oolithischen Kalkstein;
  (ob Nachfall aus dem Kelloway?)
- c) Brocken von holziger Kohle, an dem einen eine Markasitknolle;

[1]) F. Johnstrup, Abriß der Geologie von Bornholm. IV. Jahresber. der Geogr. Gesellsch. zu Greifswald 1891, S. 34 ff.

A. G. Nathorst, Sveriges Geologi. Stockholm 1894, S. 184 f.

d) Brocken eines weißen, kalkfreien Tones;
e) 17 cm lichtgrünlichgrauer Sandstein mit einzelnen glimmerigen Lagen, mit Kreuzschichtung und ripplemarks, auf denen ein hellgrünlicher Lettenbelag, sowie mit Trocknungsrissen;
f) 9 cm lichtgelblichgrauer Toneisenstein;
g) 52 cm lichtgrünlichgrauer, glimmeriger Sandstein mit Wellenfurchen, Kreuzschichtung und dünnen, hellgrünlichen Tonbänkchen;
h) verschiedene Stücke holziger Kohle;
i) feinsandiger, graubunter Ton mit Pflanzenteilchen (»Häcksel«);
k) graubunter Ton mit Markasit

Das einzige Fossil in dieser Schichtenfolge ist, abgesehen von dem »Häcksel«, das oben erwähnte Holz.

Dadoxylon? sp.

Das Holz ist, wie mir Herr Dr. Gothan, der die Freundlichkeit hatte, es zu untersuchen, mitteilt, ziemlich homogen inkohlt. Durch Maceration mit $KClO_3 + HNO_3$ ließen sich unter dem Mikroskop deutlich Prosenchym und Markstrahlzellen sowie auch Hoftüpfel, die sehr gedrängt standen, erkennen, so daß es sich wohl um ein Dadoxylon sp. handelt.

Diese Rät-Lias-Entwicklung, deren Entstehung wohl auf die gleiche Weise wie die der analogen skandinavischen Ablagerungen zu erklären ist, wird erst durch die Heilsberger Bohrung nunmehr auch für den Osten des Reiches nachgewiesen. Bisher war sie östlich von Cammin nicht bekannt[1]).

Es bliebe noch zu untersuchen, ob die in den Memeler Bohrungen zwischen dem Jura und dem roten Ton getroffenen losen Sande (z. B. Memeler Gasanstalt, 99—106 m) nicht ebenfalls hierher zu stellen sind. Ich habe diese Proben vor einigen Jahren gelegentlich einer Durchreise zu Königsberg, im Provinzial-Mu-

[1]) Jentzsch, Geologie der Dünen, S. 13.

seum, allerdings nur flüchtig gesehen und möchte hier nur darauf hinweisen. Es würde dann unter Umständen die Rät-Lias-Entwicklung auch hier noch weiter nach N. hinaufreichen unter gleichzeitiger Abnahme der Mächtigkeit. Es ist sehr schade, daß infolge der schon oben angedeuteten technischen Schwierigkeiten die Heilsberger Bohrung zum Erliegen kam, ohne vorher noch einen fossilführenden Leithorizont zu erreichen.

Berlin, den 6. Dezember 1907.

Inhalt.

Seite

1. Geschichte, Art und Zweck der Bohrung 185
2. Lage des staatlichen Bohrloches und der privaten 188
3. Die staatliche Bohrung 190
   - A. Die Tertiärscholle 190
   - B. Das Diluvium 194
   - C. Das Miocän 200
   - D. Das Oligocän und Eocän (?) 202
   - E. Die Kreideformation 206
     - a) Das Ober-Senon 206
     - b) Der Emscher 214
   - F. Die Juraformation 230
     - a) Das Kimmeridge 232
     - b) Das Obere Oxford (Korallenoolith) 279
     - c) Das Untere Oxford 285
     - d) Das Kelloway 300
     - e) Der Rät-Lias 322

Über Kiesströme vielleicht interglazialen Alters auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau und in Anhalt.

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

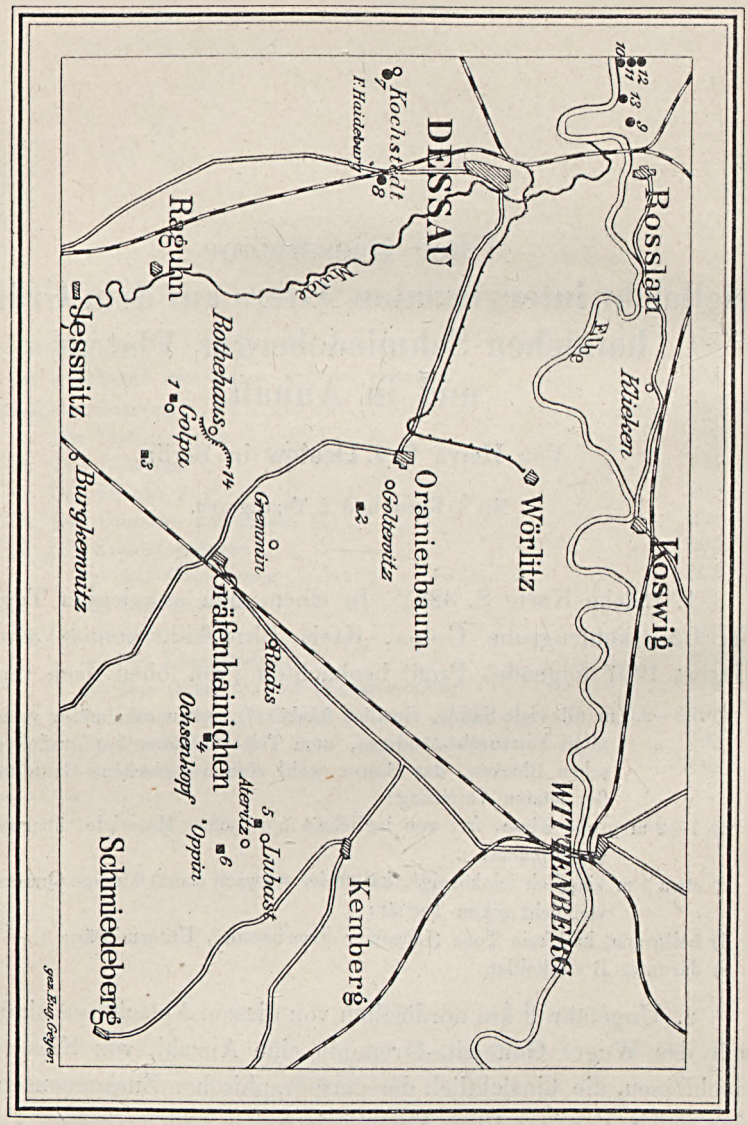
Mit 1 Karte und 2 Textfiguren.

---

1. (Siehe Karte S. 328). In einem neu angelegten Tagebau der Braunkohlengrube Golpa, Kreis Bitterfeld, konnte man im Herbst 1907 folgendes Profil beobachten (von oben nach unten):

a) 0,5—2,0 m diluviale Sande, ziemlich feinkörnig, mit unregelmäßig verteilten, nicht horizontbeständigen, zum Teil weit über kopfgroßen nordischen Blöcken, das Ganze wohl eine verwaschene Grundmoräne der letzten Vereisung;
b) 1—2 m grobe Kiese, frei von jeglichem nordischen Materiale, überwiegend Milchquarze;
c) etwa 1 m ziemlich feinkörnige, kalkfreie, schwach eisenschüssige Quarzsande, vielleicht schon Tertiär;
d) hellgraue, kalkfreie Tone (Lausitzer Flaschenton), Untermiocän;
e) darunter Braunkohlen.

2. Ungefähr 9 km nordöstlich von diesem Aufschlusse sind östlich des Weges Goltewitz-Gremmin eine Anzahl von Kiesgruben erschlossen, die hinsichtlich der petrographischen Zusammensetzung eine gewisse gesetzmäßige Verschiedenheit erkennen lassen. Untersucht man die am meisten nach Westen gelegene neu angelegte Grube, so zeigt sich, daß diese Kiese ganz ausschließlich aus südlichem einheimischen Materiale bestehen, darunter wohl 80 pCt. Milchquarze.



Maßstab 1 : 300 000.
■ Aufschlüsse (Nr. 1—6).
● Bohrungen (Nr. 7—14).

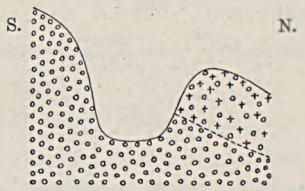
Verfolgt man aber die einzelnen Aufschlüsse in der Richtung nach Osten zu, so stellen sich bald vereinzelte nordische Feuersteine ein, die nun allmählich unverkennbar an Zahl zunehmen, so daß wir in den am weitesten nach Osten gelegenen Gruben

schon wieder gemischtes Diluvium der gewöhnlichen Zusammensetzung vor uns haben.

3. Ein dritter Aufschluß liegt etwa 3 km südöstlich von dem zuerst genannten entfernt und 400 m südwestlich der Kleinbahn Golpa-Burgkemnitz; auch hier ist in einer kleinen Kiesgrube ganz ausschließlich südliches Diluvium erschlossen, die nähere Umgebung führt aber wieder eine Vermengung von nordischem und südlichen Materiale.

Etwa 1,6 km östlich von diesem Punkte erhebt sich ein kleiner Rücken wenige Meter aus dem Gelände, auch dieser scheint ausschließlich aus südlichen einheimischen Schottern und Sanden zu bestehen, doch fehlt hier ein Aufschluß.

Figur 1.



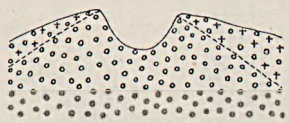
4. Der wichtigste Punkt von allen befindet sich 5 km südöstlich vom Dorfe Radis. Hier ist 400 m westlich vom Ochsenkopf durch die Chaussee Radis-Oppin ein mehrere Meter tiefer Einschnitt durch einen Kies- und Sandrücken geschaffen worden, der folgende Lagerungsverhältnisse zeigt (Fig. 1). Der südliche Hang setzt sich ganz ausschließlich aus südlichen Kiesen und Sanden zusammen, es fehlt auch jede geringste Spur irgend einer nordischen Beimengung. Dagegen sieht man an der nördlichen Wand ganz deutlich, daß zwar am tiefsten Punkte des gesamten Einschnittes die weißen Milchquarze usw. überall hervortreten, daß sie aber in breiter, etwa horizontal verlaufender Fläche von diluvialen Sanden und Kiesen überlagert werden, die recht reich an nordischem Materiale, vor allem Feuersteinen, sind.

Daneben gibt sich hier, beiläufig bemerkt, das gemischte Diluvium durch das Auftreten von weit über kopfgroßen nordischen Blöcken und durch die Anordnung dieses Zuges in eine

lange bogenförmig verlaufende Reihe von schmalen Rücken als eine Endmoräne zu erkennen.

5. Eine andere kleine Kuppe mit ausschließlich einheimischen Kiesen liegt 700 m südwestlich von Lubast an einer kleinen, mit Wiesenton erfüllten Rinne, und ein letzter Aufschluß, 6, — soweit das Gebiet bis jetzt untersucht ist — bietet hinsichtlich der Zusammensetzung der südlichen Bestandteile einiges Interesse (Fig. 2). Diese kleine Grube, auf dem halben Wege von Ateritz nach Oppin gelegen, führt nicht nur zahlreiche Milchquarze und einheimische Kieselschiefer, sondern auch eine Reihe anderer Gesteine, die in den sonstigen Aufschlüssen seltener sind. Am häufigsten sind dunkle, meist mehr oder weniger stark zersetzte Grauwacken, nach gütiger Mitteilung des Herrn Prof. Zimmermann möglicherweise

Figur 2.



dem Culmgebiete nördlich bezw. nordwestlich von Dresden entstammend. Seltener sind die übrigen Beimengungen, unter denen helle, grobkörnige Quarzite (? Silur), Arkose-Sandsteine (? Rotliegendes) und rote grobe Sandsteine (? Buntsandstein) auffallen, ferner vereinzelte Gneise und Granite, vielleicht auch Kontaktgesteine von Grauwacken, doch konnte manches nicht näher untersucht werden, da es zu sehr zersetzt war.

Bei diesen beiden letzten Punkten setzt unmittelbar neben den Gruben sofort wieder gemischtes Diluvium ein, das nun, abgesehen von tertiären und alluvialen Bildungen, das gesamte Plateau in dieser Gegend zusammensetzt.

Das Liegende der kalkfreien einheimischen Kiese ist mit Ausnahme des ersten Punktes nicht erschlossen, besteht aber in dem gesamten Plateau von Gräfenhainichen-Schmiedeberg aus Tertiär[1]). Andererseits steht fest, daß nach neuerer Auffassung das besonders

[1]) O. v. Linstow, Die Tertiärbildungen von Kemberg bei Wittenberg. Dieses Jahrbuch für 1908.

schön bei dem Einschnitte am Ochsenkopf zu beobachtende Hangende dieses südlichen Diluviums von Sanden und Kiesen gebildet wird, die zum Teil aus der Zerstörung des Oberen Geschiebemergels, der Grundmoräne der letzten Vereisung, hervorgegangen sind. Letztere Ablagerung ist noch in zahlreichen zerstreuten Fetzen und Partieen, die aber meist nur geringe Ausdehnung besitzen, auf dem ganzen Plateau erhalten geblieben.

Prüft man die Höhenlage, in der die eben angeführten rein südlichen Bildungen auftreten, so schwankt dieselbe zwischen 70 und 162 m, aber es ist an anderer Stelle[1]) gezeigt worden, daß das gesamte sich bis 190 m erhebende Plateau von Gräfenhainichen-Schmiedeberg von einem einseitig aus Nordosten wirkenden Drucke betroffen ist. Dadurch wurde nicht nur die in dieser Erhebung auftretende Braunkohlenformation emporgepreßt, sondern auch die sie bedeckenden südlichen Kiese. Diskordant lagern dann über beiden Bildungen Sande und Kiese der letzten Vereisung bezw. Reste ihrer Grundmoräne.

7 u. 8. Auch durch zwei Bohrungen, die wir der Freundlichkeit des Herrn Prof. Ströse-Dessau verdanken, sind diese fraglichen Kiese nachgewiesen. So wurden bei einer Bohrung unmittelbar südöstlich von Kochstedt (1885) in 12,33 m Tiefe Kiese von 1,67 m Mächtigkeit angetroffen, die fast ausschließlich aus Milchquarzen und anderen Geschieben südlicher Herkunft bestanden. Eine andere Bohrung, Haideburg (1885), lag 4 km östlich davon, sie traf Kiese von gleicher Beschaffenheit und Mächtigkeit an und zwar bei 15,33 m. In beiden Fällen lag über den Kiesen Oberer Geschiebemergel, und unter ihnen folgte Tertiär (Miocän[2]). Die absolute Höhe der Oberkante dieser Kiese betrug 58,7 bezw. 54,2 m.

9—12. Im Jahre 1907 waren aus wissenschaftlichen Gründen seitens der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt vier Bohrungen nördlich der Elbe und zwar westlich von Roßlau niedergebracht, alle vier erreichten zwischen Oberem Geschiebemergel und Tertiär die oben erwähnten Kiese; hier lagen ihre Oberkanten bei 54,8; 54,8; 52,2 bezw. 55,0 m.

[1]) cf. Zitat auf S. 330.

[2]) Bei der Bohrung Kochstedt in 23 m Tiefe ein Alaunflöz angetroffen.

13. Bei einer weiteren Bohrung desselben Jahres (Hautwollfabrik bei Roßlau) wurden die südlichen Kiese zwischen Oberem Geschiebemergel und Tertiär bei etwa 51 m absoluter Meereshöhe erreicht.

14. Neuere Bohrungen im Bereiche der Königl. Forst Rothehaus, Kr. Bitterfeld, ergaben insofern bemerkenswerte Resultate, als hier eine Anzahl von Bohrungen nur glaziales Diluvium, andere nur südliche Kiese nachwiesen. Das von letzteren eingenommene Gebiet sowie ihre Grenze zu dem glazialen Diluvium ist auf der Karte eingetragen. In beiden Fällen folgte nach der Tiefe zu Tertiär (Miocän).

Die Anzahl der Bohrungen ist gegenwärtig noch viel zu gering, und ihre Entfernungen von einander sind noch zu groß, um etwa Rückschlüsse über Ausdehnung und Gefälle des Kiesstromes zu gestatten, falls es sich hier wirklich um einen einzigen Strom gehandelt hat. Immerhin mag bemerkt werden, daß noch weiter westlich, unmittelbar bei Köthen, größere Aufschlüsse in Kiesen gleicher Stellung vorhanden sind, die aber 70—90 pCt. nordisches Material führen. Auch hier wäre eine wenn auch vorläufig noch recht rohe Grenze in der Ausdehnung jener Flüsse der Interglazialzeit vorhanden, die wir uns wegen des Überwiegens der groben Bestandteile wohl als stark reißende Ströme vorzustellen haben.

Bildungen von ähnlicher Zusammensetzung und gleicher geologischer Stellung wie unsere Kiese hat vor kurzem Keilhack[1]) bekannt gegeben, sie liegen zum Teil in der Nähe der oben beschriebenen Vorkommen und zwar in erheblicher Ausdehnung am Südabhange des Flämings, erstrecken sich aber bis weit in die Niederlausitz hinein. Petrographisch zeigt hier das südliche Diluvium eine ähnliche Zusammensetzung wie unsere Kiese, aber es treten gelegentlich zu den bereits erwähnten Milchquarzen, Kieselschiefern usw. noch Anhäufungen von Amethysten, Chalcedonen, und Achaten. Letztere Geschiebe fand Verfasser auch in unserem Gebiete, wenngleich als große Seltenheit, die beiden einzigen

[1]) K. Keilhack, Bericht über die wichtigsten Ergebnisse der Aufnahmen auf dem Fläming während der Jahre 1901—04. Dieses Jahrbuch für 1904, S. 678 ff.

Achate entstammen der Gegend von Radis (2,5 km südwestlich vom Dorfe) und zwar dem gemischten Diluvium, das ja aus der Vermengung von nordischem Material mit einheimischem zur Zeit der letzten Vereisung hervorgegangen ist.

Alter der südlichen Kiese.

Eine sichere geologische Stellung dieser unzweifelhaft fluviatilen Kiese läßt sich aus unseren oben angeführten Beobachtungen nicht ableiten, man kann nur angeben, daß sie jünger als Tertiär und älter als die Bildungen der letzten Vereisung sind. Um so wertvoller sind die Untersuchungen von KEILHACK, der nachweisen konnte, daß die auf dem Fläming und in der Niederlausitz auftretenden Ablagerungen nicht nur, wie ja auch in unserem Gebiete, von jüngerem Diluvium, zum Teil unmittelbar vom Oberen Geschiebemergel, überdeckt werden, sondern auch, was sehr wichtig ist, von Glazialbildungen unterteuft werden, nämlich von Geschiebemergel mit nordischem und südlichem Materiale. Danach kann nur die Frage offen bleiben: haben wir es bei diesen einheimischen Schottern mit glazialen oder interglazialen Strömen zu tun?

Wären diese Kiese glazialen Ursprunges, so müßte man in ihnen nordische Geschiebe als wesentliche Beimengung wahrnehmen. Aber die oben angeführten Aufschlüsse zeigen ausnahmslos lediglich südliches Material, es ist auch in keinem derselben trotz langen Suchens ein einziges Stück aufgefunden, das als Geschiebe nördlicher Herkunft anzusprechen wäre. Aus diesem Grunde müssen wir jene Kiese vielleicht in das Interglazial stellen, sie sind sowohl über- wie unterlagert von glazialen Bildungen und in unserem Gebiete völlig frei von irgend welchen nordischen Beimengungen. Freilich scheinen bis jetzt auf ein gemäßigtes Klima hinweisende Tierreste zu fehlen, denn es ist ungewiß, ob z. B. die von GLOCKER[1]) aus der Oberlausitz in diluvialen Sanden beobachteten »fossilen Knochen von Elephanten, Rhinoceros u. a.« den einheimischen Schottern entstammen.

Eine sichere Entscheidung über das Alter unserer Kiese läßt

[1]) E. F. GLOCKER, Geognostische Beschreibung der preußischen Oberlausitz usw. Görlitz 1857, S. 336.

sich erst dann treffen, wenn wir über die Stellung des unter den Kiesen (auch bei einer Bohrung von Rothehaus) angetroffenen Geschiebemergels genau unterrichtet sind. Steht es fest, daß einmal jener Geschiebemergel die Grundmoräne einer älteren Vereisung ist und zum andern, daß er einen durchgehenden Horizont bildet, dann müssen sich diese Kiese zur Interglazialzeit abgelagert haben, selbst wenn sich keine Fossilien in ihnen finden sollten. Gerade umgekehrt liegen die Verhältnisse bei den möglicherweise gleichaltrigen Ablagerungen von Klieken am Südabhange des Flämings. Hier ist in Schichten, die zwischen diluvialen Sanden liegen, eine reiche Fauna und Flora nachgewiesen, aber es fehlt sowohl eine überlagernde wie unterteufende Grundmoräne, und trotzdem gilt Klieken seit langem als interglazial.

Nur in einem einzigen Falle wären unsere Kiese sicher glazialen Ursprunges, wenn nämlich die mitteldeutschen Gebirge, denen unsere Schotter entstammen, ihre eigene Vereisung gehabt hätten. Aber davon ist außer dem Harze wenig bekannt. — Ferner muß es die Zukunft lehren, in welcher Weise unsere Schotterströme etwa in Verbindung zu setzen sind mit den aus dem nordwestlichen Teile des Königreichs Sachsen nachgewiesenen[1]) alten Mulde- und Elbekiesen, die dort eine Mächtigkeit von 1,5—20 m besitzen und neben südlichem Materiale nicht unerhebliche Beimengungen nordischer Geschiebe führen.

Wenn Keilhack (a. a. O., S. 681) über die Stellung der von ihm beschriebenen Kiese angibt: »Sie könnten Ablagerungen einer Interglazialzeit sein, wenn sie nicht mehrfach mit Grundmoränenmaterial verzahnt wären«, so zieht er damit nur die Konsequenzen aus seinen Beobachtungen. Denn in dem von ihm näher untersuchten Gebiete finden sich tatsächlich hier und da Feuersteine den südlichen Bildungen beigemengt, und Schmierer[2]) gibt für die Gegend von Senftenberg an, daß die fraglichen Sande und

[1]) Vergl. z. B. die Erläut. zu den Sektionen Thallwitz (Bl. 4), Brandis-Borsdorf (Bl. 12) und Wurzen-Altenbach (Bl. 13).

[2]) Th. Schmierer, Über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Göllnitz, Alt-Döbern und Senftenberg im Jahre 1903 und 1904. Dieses Jahrbuch für 1904, S. 736 u. 737.

Kiese aus 90—95 pCt. südlichen Materiales bestehen, »nur sehr selten finden sich auch nordische Geschiebe, welche die südlichen meist an Größe übertreffen«.

Diese Erscheinung kann aber in keiner Weise verwundern; denn wenn sich zur Interglazialzeit diese gewaltigen sich aus Süden oder Südosten heranbewegenden Ströme über bereits abgelagertes glaziales Diluvium mit nordischen Bestandteilen ergossen, so ist es ja nur ganz natürlich, daß dadurch gelegentlich Teile dieses älteren glazialen Diluviums aufgearbeitet oder größere nordische Blöcke bloßgelegt wurden, die sich nun regellos verteilt in diesen ursprünglich rein einheimischen Kiesen vorfinden. Ganz anders liegen die Verhältnisse da, wo heute kein älteres glaziales Diluvium den Untergrund der südlichen Ablagerungen bildet, wie in unserm näher behandelten Gebiete. Hier ruhen, wie oben angedeutet wurde, die fraglichen Kiese unmittelbar auf Tertiär, es war ihnen in dem gesamten Plateau von Gräfenhainichen-Schmiedeberg beim Vorrücken keine Gelegenheit geboten, älteres Diluvium aufzunehmen und zu verarbeiten. Aus diesem Grunde sind die in unserer Gegend auftretenden einheimischen Kiese völlig frei von irgend welchem nordischen Materiale.

Selbstverständlich schließt diese Darstellung nicht die Möglichkeit aus, daß in früherer Zeit, vor Beginn der Interglazialperiode, ein älteres glaziales Diluvium in dieser Gegend vorhanden war, das weiterhin der Erosion durch diesen Strom völlig zum Opfer fiel.

Manche andere Punkte unseres Gebietes — vor allem kleinere Rücken und Erhebungen — zeigen die Erscheinung, daß nordische Geschiebe nur ganz ungewöhnlich spärlich auftreten, in der näheren Umgebung dieser Stellen aber wieder in normaler Häufigkeit zu finden sind. Hier überkleidet also das gemischte Diluvium nur noch wie ein Hauch die tiefer liegenden südlichen Ablagerungen. Die gleiche Beobachtung gibt auch Keilhack für das von ihm behandelte Gebiet an.

Auch südwestlich von unserem Gebiete sind in letzter Zeit interglaziale Kiesabsätze von Flüssen bekannt geworden, und

zwar aus der Gegend zwischen Weißenfels und Halle[1]). Hier treten außer präglazialen Bildungen Terrassen von interglazialen Schottern der alten Saale und Unstrut auf, die nicht nur von einem jüngeren Diluvium überlagert werden, sondern auch eine zum Teil reiche, auf ein gemäßigtes Klima hinweisende Fauna von Konchylien und großen Säugetieren führen. — Auch hier ist den zum Teil überwiegend aus Muschelkalk bestehenden Kiesen nordisches Material beigemengt.

Zur Rekonstruktion unseres alten von dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau beschriebenen vielleicht interglazialen Stromes reichen heute die Beobachtungen noch keineswegs aus. Dabei ist sehr zu bedauern, daß die bei den Ablagerungen von Weißenfels, Merseburg und Halle mit so großem Erfolge angewandte Bestimmung der Höhenlage und des Gefälles bei unseren Kiesen infolge der oben erwähnten Störung durch die letzte Vereisung völlig versagt. Man muß daher bei der weiteren Verfolgung dieser Bildungen das größte Gewicht auf die petrographische Zusammensetzung der fluviatilen Schotter legen, um auf diese Weise Lauf und Ursprung des Stromes zu ergründen. Schließlich ist wohl zu berücksichtigen, daß, wie es scheint, zur Interglazialzeit eine ganze Anzahl von Flüssen dem mitteldeutschen Gebirgslande entströmt sind und ihre Ablagerungen bis weit in das Tiefland hinein vorgeschoben haben. Ihre Verfolgung wird hier aber durch mehrerlei sehr erschwert. Einmal liegen sie fast immer unter einer oft mächtigen Decke von jüngerem Diluvium verborgen, oder sie sind durch die Einwirkungen der letzten Eiszeit mehr oder weniger zerstört worden. Endlich können sie durch Beimengung von nordischem Materiale, das sie beim Überströmen über ältere Moränen aufgenommen haben, ihre Zusammensetzung derartig ändern, daß die Erkennung ihres wahren Charakters sehr beeinträchtigt wird.

[1]) L. Siegert und W. Weissermel, Die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weißenfels. Zeitschr. der Deutschen Geolog. Ges. 1906. Protokoll S. 32—49.

Berlin, den 30. März 1908.

Über das Auftreten zweier ungleichaltriger Lösse zwischen Weifsenfels und Zeitz.

Von Herrn **Br. Dammer** in Berlin.

(Mit 3 Figuren.)

Gelegentlich der geologischen Spezialaufnahme des Meßtischblattes Hohenmölsen zwischen Weißenfels und Zeitz im Jahre 1904 habe ich in einer Reihe von Aufschlüssen das Auftreten zweier ungleichaltriger Lösse beobachten können, über das ich noch nicht berichten wollte, da mir bisher eine hinreichende Erklärung nicht erbracht schien. Ich erwartete weiteres Material zu dieser Frage von der Fortführung eines Braunkohlentagebaues, der die besten Aufschlüsse geliefert hatte. Da der Abbau aber noch nicht in der fraglichen Richtung weiter fortgeschritten ist und voraussichtlich auch in der nächsten Zeit nicht dahin fortschreiten wird, andererseits aber nunmehr die geologische Karte dieses Gebietes zur Veröffentlichung gelangt, möchte ich es nicht länger unterlassen, meine bisherigen Beobachtungen mitzuteilen.

Die Gegend zwischen Weißenfels und Zeitz stellt im allgemeinen ein großes, sanft geneigtes Diluvialplateau dar, in das mehr oder weniger große Wasserläufe Täler und Rinnen von teilweise recht beträchtlicher Breite und stellenweise verhältnismäßig bedeutender Tiefe eingeschnitten haben. Auf diese Weise ist eine Hügellandschaft entstanden, in der der Kern der einzelnen Hügel von auf Buntsandstein auflagerndem, Braunkohle führendem

Unter-Oligocän gebildet wird, das eine fast ununterbrochene Decke von gemischtem Glazialdiluvium (Geschiebemergel und grandiger Sand) trägt. Hierüber ist durchweg der Löß in wechselnder, aber fast überall ziemlich großer Mächtigkeit abgelagert, die nur an den Talflanken so gering wird, daß dort hin und wieder die älteren Schichten durch Beimengung ihrer Bestandteile im Löß erkennbar werden oder sogar vollkommen unverhüllt zu Tage treten.

In mehreren künstlichen Aufschlüssen sind nun einerseits zwei durch glaziales Material getrennte, zweifellose Lößablagerungen und andererseits in typischer Grundmoräne aufgearbeitete Lößpartieen festgestellt worden, ähnlich wie dies in derselben und in benachbarten Gegenden von aufgearbeiteten tertiären Tonen vielfach beobachtet werden kann.

Es mag hier gleich hervorgehoben werden, daß die von mir beobachteten zwei Lößablagerungen nicht identisch sind mit den von Fiebelkorn in einer Arbeit über die Braunkohlenablagerungen zwischen Weißenfels und Zeitz[1]) beschriebenen, auf die derselbe Verf. auch in einer Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft[2]) hingewiesen hat. Fiebelkorn spricht in der zuerst erwähnten Arbeit mehrfach von zwei verschiedenen Lössen, einem unteren, blaugrauen und einem oberen, rotbraunen. In dem unteren, blaugrauen treten nach seiner Beschreibung zahlreiche nordische Geschiebe auf, ferner ist er stark sandig und geht zuweilen in »Konglomeratbänke« über. Ich konnte die meisten der von Fiebelkorn beschriebenen Aufschlüsse nachprüfen und feststellen, daß dieser untere, »blaugraue Löß« typischer Geschiebemergel ist, der sich von dem des norddeutschen Flachlandes höchstens durch eine zuweilen auftretende hohe Porosität unterscheidet.

Meine ersten Beobachtungen stammen aus einer Kiesgrube unmittelbar am Rippachtal östlich von Gnäditz, die im Jahre 1905 leider vollkommen eingeebnet worden ist. Im westlichsten Teil der nördlichen Wand dieser Grube war folgendes Profil aufgeschlossen (vergl. Fig. 1):

---

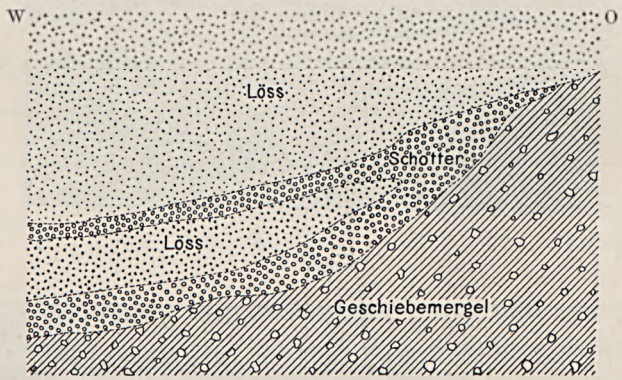
[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol., 1895, S. 353 ff.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 50, Prot. S. 179.

3 m Löß, teilweise entkalkt,
0,4 » Schotter mit reichlichem nordischem Material,
0,8 » Löß, durchweg kalkig,
0,6 » Schotter mit reichlichem nordischem Material,
1 » Geschiebemergel,
Schotter mit reichlichem nordischem Material.

Nach Osten zu hob sich die zweite Lößbank und die sie im Hangenden und Liegenden begleitenden Schotter, indem gleichzeitig der Löß an Mächtigkeit bis zum völligen Auskeilen abnahm. Die beiden Schotterlagen vereinigten sich dann zu einer vollkommen gleichartigen, geschlossenen Schicht, die ebenfalls

Figur 1.



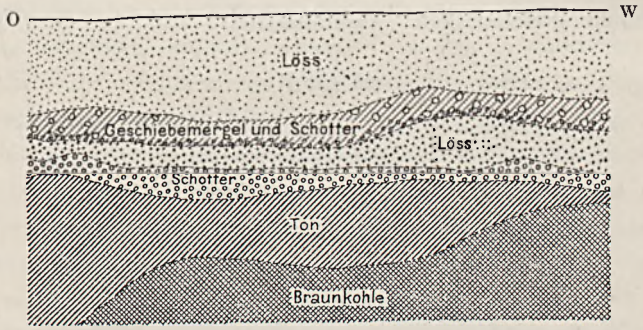
wenig weiter nach Osten zu auskeilte, so daß nun der obere Löß unmittelbar auf dem Geschiebemergel auflag. Die beiden Lößbänke waren durchaus gleichmäßig entwickelt, und zwar waren sie beide namentlich nach dem Liegenden zu durch sandige Beimengungen etwas verunreinigt und enthielten zahllose Exemplare von *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*. Die untere Lößbank war, soweit sie bloßlag, im Hangenden und Liegenden in einer gleichmäßig, flach bogenförmig verlaufenden Linie scharf gegen die Schotter abgesetzt und keilte mit einer ebenso scharf begrenzten Spitze aus.

Ein zweites, ähnliches Profil fand sich in dem ca. 6 km südlich gelegenen Tagebau der Grube Hedwig bei Wildschütz. Hier

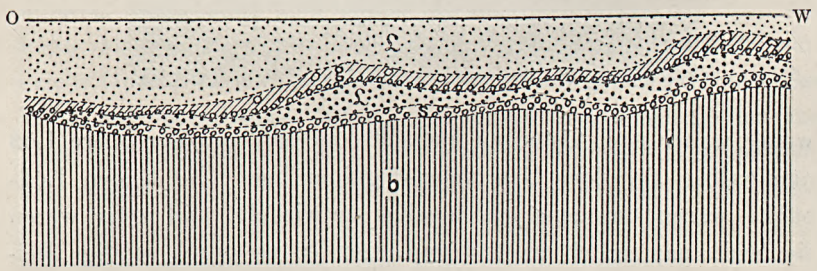
folgten an der westlichen und südlichen Wand untereinander (vergl. Fig. 2 und 3):

2 m Löß, teilweise entkalkt,
1,5 » Geschiebemergel, stark verwaschen und nach unten in lehmigen Kies mit viel nordischem Material übergehend,
2 » Löß, durchweg kalkig,
0,5 » Schotter mit reichlichem nordischem Material,
Ton, Kohle } Unter-Oligocän.

Figur 2.



Figur 3.



ℓ = Löß, g = Geschiebemergel, nach dem Liegenden zu in lehmigen Schotter übergehend, S = Schotter, b = Ton und Braunkohle.

Hier blieb die Mächtigkeit der unteren Lößbank mit ca. 1,50—2 m auf eine Länge von ca. 150 m an beiden Grubenwänden ziemlich konstant und verringerte sich dann erst schnell bis zum Auskeilen, wonach auch hier die unteren Schotter sich mit den oberen zu einer vollkommen gleichmäßig ausgebildeten Schicht

vereinigten, die durch die ganze übrige Länge des Tagebaues und an der östlichen Wand desselben zu verfolgen war. Auch hier war in der petrographischen Ausbildung der beiden recht reinen Lösse keinerlei Unterschied zu bemerken, und ebenfalls war beiden eine sehr starke Beimengung von Gehäusen von *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga* gemein. Ihre Gleichartigkeit in Bezug auf mechanische Zusammensetzung geht aus den beiden folgenden Analysen hervor, die von A. Böhm im pedologischen Laboratorium der Geologischen Landesanstalt angefertigt worden sind:

	Grand über 2 mm	Sand					Tonhaltige Teile		Summa	Kalkgehalt %
		2—1 mm	1—0,5 mm	0,5—0,2 mm	0,2—0,1 mm	0,1—0,05 mm	Staub 0,05—0,01 mm	Feinstes unter 0,01 mm		
Obere Bank	**0,4**	**8,8**					**90,8**		**100,0**	**9,6**
		0,2	1,0	2,8	2,0	2,8	53,2	37,6		
Untere Bank	**0,4**	**15,2**					**84,4**		**100,0**	**6,8**
		0,4	1,2	4,0	4,4	5,2	50,4	34,0		

Im Gegensatz zu dem Aufschlusse bei Gnäditz war hier die untere Lößbank sowie die liegende Schotterschicht flach wellenförmig abgelagert, wie dies auch die Figur 3 deutlich erkennen läßt, und ferner war sie hier nicht bis zu ihrem Auskeilen, sondern nur anfangs im Hangenden und Liegenden gegen die Schotter scharf abgesetzt. Zuletzt bekam sie ein stark verwaschenes Aussehen, zerschlug sich fingerförmig und ging schließlich allmählich in den Schotter über. Auf einem frischen Abstich zeigte sie anscheinend eine feine Schichtung, doch erwies sich diese nur als eine feine Bänderung, die durch die lagenweise Ausscheidung von Eisenhydroxyd infolge der starken Durchtränkung mit eisenhaltigem Wasser hervorgerufen worden war.

Ähnliche Profile haben mehrere Braunkohlenbohrungen in der Gegend von Pirkau und Döbris (ca. 4—4,5 km ostsüdöstlich von der Grube Hedwig) ergeben, deren Proben mir von der Zeitzer

Paraffin- und Solarölfabrik zu Halle a. S. freundlichst zur Durchsicht überlassen worden sind. Ich lasse nachstehend die Profile folgen:

I. 3,45 m Löß,
1,65 » Geschiebemergel, stark verwaschen,
2,78 » Löß,
21,63 » Geschiebemergel,
Unter-Oligocän.

II. 1,98 » Löß,
11,45 » Spatsand,
1,65 » Löß,
3,12 » Spatsand,
Unter-Oligocän.

III. 2,03 » Löß,
0,67 » Spatsand,
2,80 » Löß,
11,46 » Spatsand,
Unter-Oligocän.

IV. 3,75 » Löß,
1,36 » Spatsand,
1,09 » Löß,
12,80 » Geschiebemergel,
2,17 » Spatsand,
Unter-Oligocän.

V. 5,93 » Löß,
1,60 » Geschiebemergel,
5,22 » Löß,
15,75 » Geschiebemergel,
Unter-Oligocän.

VI. 7,80 » Löß,
2,20 » Spatsand,
2,10 » Löß,
Unter-Oligocän.

VII. 2,10 » Löß,
15,27 » Spatsand,
3,38 » Löß,
Unter-Oligocän.

Diese 7 Bohrungen verteilen sich auf eine Fläche von ca. 1,2 qkm; zwischen ihnen liegen noch einzelne andere, deren Proben ich ebenfalls durchgesehen habe, in denen aber der untere Löß nicht vorhanden war. Ob dieser noch durch andere Braunkohlenbohrungen dieser Gegend nachgewiesen worden ist, kann ich nicht

angeben, da von den vielen Hundert Bohrungen niemals sonst Proben aufbewahrt worden sind, und andererseits eine Identifizierung von Diluvialschichten auf Grund der Nomenklatur der Bohrmeister vollkommen unsicher und sogar kaum möglich ist.

Bei den beiden erstgenannten Aufschlüssen unterliegt es nach meiner Meinung keinem Zweifel, daß die untere wie die obere Bank von typischem Löß gebildet wird, da bei beiden die Kriterien des Löß vorhanden sind: Feinerdige, abfärbende Beschaffenheit, hellgelbe Farbe, Schichtungslosigkeit, Kalkgehalt, Wurzelröhren-ähnliche Hohlräume, Neigung zu senkrechter Zerklüftung und Vorkommen von *Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*. Bei den Bohrlochaufschlüssen kann ich dagegen natürlich nicht mit solcher Bestimmtheit die untere Bank als Löß bezeichnen, da mir eben nur verhältnismäßig kleine Bohrproben vorgelegen haben. Indessen entsprachen diese so vollkommen den Eigenschaften eines typischen Lösses, daß ich sie mit großer Wahrscheinlichkeit als solchen ansprechen muß, um so mehr, als aus dieser Gegend kein anderes Diluvialgebilde auch nur von ähnlicher Beschaffenheit bekannt ist.

Die zweite Erscheinung, die eingangs angedeutet wurde, ist in dem Tagebau nordwestlich der Fabrik Köpsen und in einer kleinen Kiesgrube westlich von Jaucha beobachtet worden. In beiden Aufschlüssen liegt unter dem die Oberfläche bildenden Löß typischer Geschiebemergel, der in der Grube bei Jaucha teilweise entkalkt und verlehmt ist. In diesem Gebilde, das bei Jaucha bis zu 3 m und bei Köpsen ca. 10 m mächtig ist, fanden sich in ziemlich großer Anzahl, namentlich in dem Braunkohlentagebau, wenige Zentimeter mächtige, bis zu 40 cm lange, flachlinsenförmige Einlagerungen von Löß, die allseitig gegen den Geschiebemergel scharf abgesetzt waren, in derselben Weise, wie auch häufig tertiäre Tone, ja sogar Sande in dem Geschiebemergel zu beobachten sind. Diese Erscheinung ist anerkanntermaßen nur so zu erklären, daß die Linsen in gefrorenem Zustande von der Grundmoräne aufgenommen worden sind. Auch hier kann es nach meiner Ansicht kaum zweifelhaft sein, daß es sich um typischen

Löß handelt, da auch dieses Material gleichmäßig feinerdig, hellgelb, abfärbend und von den charakteristischen Hohlräumen durchzogen war und einen beträchtlichen Kalkgehalt aufwies. Das Vorkommen von Schneckengehäusen konnte ich in diesen Linsen nicht nachweisen. Dagegen traten an beiden Lokalitäten in großen Massen die sogenannten Lößkindel in dem Geschiebemergel auf. Indessen möchte ich nicht behaupten, daß deren Vorhandensein an und für sich beweisend dafür ist, daß sie aus dem Löß stammen, denn wie mir von mehreren Fachgenossen mitgeteilt worden ist, sind derartige Kalkkonkretionen im Geschiebemergel auch außerhalb des Verbreitungsgebietes des Löß im norddeutschen Flachland mehrfach beobachtet worden; auch ich habe sie an zahlreichen anderen Lokalitäten, z. B. auch in der Umgegend von Altenburg, häufig gefunden. Außerdem scheint es mir bewiesen zu sein, daß wenigstens ein Teil dieser Konkretionen aus den Gruben von Jaucha und Köpsen in situ im Geschiebemergel entstanden ist, da viele von ihnen, wie eine genauere Untersuchung, besonders mit bewaffnetem Auge, zeigt, in der kalkigen Grundmasse zahlreiche Körner von Quarz und nordischen Gesteinsbruchstücken enthalten, die doch nur aus dem Geschiebemergel stammen können.

Was nun die Erklärung dieser beiden Erscheinungen betrifft, so halte ich das vorliegende Material noch nicht für ausreichend, um eine solche genügend stützen zu können. Das eine ist wohl als feststehend anzusehen, daß vor der Ablagerung des in den verschiedenen Aufschlüssen nachgewiesenen obersten Geschiebemergels resp. seiner Auswaschungsprodukte, Sand und Schotter, bereits ein Löß vorhanden gewesen ist, denn anders ist das Auftreten der unteren Lößbank und der Lößeinlagerungen im Geschiebemergel nicht zu erklären, und daß das fragliche Material nicht anders wie als Löß bezeichnet werden kann, scheint mir ebenfalls durch die obigen Ausführungen bewiesen zu sein.

Wahnschaffe gibt in seinen Beiträgen zur Lößfrage[1]) die Abbildung von einem Aufschluß, der in gewisser Beziehung an

[1]) Dieses Jahrbuch für 1889, S. 335, Fig. 1.

die hier beschriebenen Verhältnisse erinnert, und erklärt die Einlagerung von Löß im Geschiebemergel bezw. das Auftreten einer zweiten Lößbank zwischen glazialem Material als Ausfüllung von Hohlräumen im Geschiebemergel, die durch Auswaschung entstanden sind. Für die dortigen Verhältnisse mit den nur geringen Dimensionen erscheint diese Erklärung auch durchaus zutreffend und annehmbar, doch kann sie auf unsere Verhältnisse nicht angewendet werden, da in dem Köpsener Aufschluß die große Mächtigkeit des Geschiebemergels, bei Gnäditz und Wildschütz die Ausbildung des Hangenden und Liegenden als Schotter und in dem letztgenannten Falle die große Ausdehnung und Mächtigkeit der unteren Lößbank gegen das Vorkommen derartiger Hohlräume sprechen.

Weiterhin könnte man annehmen, daß der untere Löß einer älteren und der obere Löß einer jüngeren Eiszeit zuzuweisen sei. In diesem Falle müßten dann auch die liegenden Schotter des unteren Löß von Gnäditz und Wildschütz der älteren und die hangenden Schichten der jüngeren Eiszeit angehören. Auch diese Möglichkeit möchte ich nicht annehmen und dagegen anführen, daß dann doch wohl eine, wenn auch noch so geringe Verschiedenheit in der Ausbildung der hangenden und liegenden Schotter zu bemerken sein müßte. Dies ist aber, wie oben ausdrücklich in beiden Fällen hervorgehoben worden ist, nicht der Fall, sondern die beiden Schichten vereinigen sich nach dem Auskeilen des Löß zu einer einzigen, in ihrer ganzen Mächtigkeit durchaus gleichartig entwickelten Schicht.

Außerdem wäre in diesem Falle anzunehmen, daß der ältere Löß vor dem Heranrücken des zweiten Inlandeises längere Zeit hindurch die Oberfläche gebildet und ebenso eine entkalkte und verlehmte Verwitterungsrinde erhalten hätte, wie dies bei den jetzt die Oberfläche bildenden Lößdecken der Fall ist. Und dann sollte man erwarten, daß entweder bei den erhalten gebliebenen, geschlossenen Lößbänken, also bei Gnäditz und Wildschütz, noch Anzeichen von dieser kalkfreien Verwitterungsrinde zu bemerken wären, oder daß in den anderen beiden Fällen bei Köpsen und

Jaucha einzelne der im Geschiebemergel eingeschlossenen Lößlinsen aus entkalktem Löß beständen. Dies beides ist aber nicht der Fall, sondern in allen Fällen ist der ältere Löß durchweg kalkhaltig. Allerdings muß ich zugeben, daß diese Forderung keine durchaus zwingende ist, denn die Verwitterungsrinde kann bei dem Vorrücken des Eises sehr wohl so gründlich zerstört worden sein, daß sie jetzt nicht mehr nachzuweisen ist.

Eine dritte Möglichkeit der Entstehung ist die durch Oszillation des Eisrandes, und diese möchte ich zugleich für die wahrscheinlichste halten. Es wäre dann der Löß nach dem Vorgange von Berendt[1]), Klockmann[2]) und Wahnschaffe[3]) als ein Absatz aus randlichen Schmelzwässern des Inlandeises anzusehen und die Entstehung der Profile auf folgende Weise zu erklären:

Nach dem Rückzuge des Inlandeises und dem Absatz seiner Grundmoräne schlugen sich auf dieser unter gleichzeitiger teilweiser Auswaschung des Geschiebemergels aus den Schmelzwässern die feinerdigen Bestandteile als Löß am Rande des Eises nieder. Dann erfolgte ein neuer Vorstoß des Eises über die eben erst zum Absatz gelangte Lößdecke, wobei zugleich einzelne gefrorene Schollen von dieser in die Grundmoräne aufgenommen wurden, und schließlich der definitive Rückzug der Eisdecke unter Absatz ihrer Grundmoräne und der erneute Niederschlag von Löß aus den randlichen Schmelzwässern.

Für diese Bildungsweise scheint mir die scharfe Begrenzung der einzelnen Schichten gegen einander zu sprechen, wie dies auch von Wahnschaffe[4]) für den Bördelöß hervorgehoben worden ist. Außerdem ließe sich dann auch die wellenförmige Ablagerung der unteren Lößdecke und ihr fingerförmiges Zerschlagen bei dem Tagebau bei Wildschütz als eine Stauchungserscheinung infolge des erneuten Vorrückens des Eises, wie solche auch in der Braun-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879, S. 13.

[2]) Dieses Jahrbuch 1883, S. 262—265.

[3]) Tageblatt d. 57. Naturforschervers. Magdeburg 1884, S. 314—317 und Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1885, S. 194—195.

[4]) Dieses Jahrbuch für 1889, S. 338.

kohle derselben Gegend vielfach beobachtet werden, und der allmähliche Übergang des unteren Löß in die Schotter als randliche Verwaschung erklären. Weiterhin wäre hiermit das Auskeilen der unteren Lößbank nach N. und O. zu in Einklang zu bringen, sowie die gleichmäßige Ausbildung und Vereinigung der hangenden und liegenden Schotter, die ich lediglich als Auswaschungsprodukte des Geschiebemergels ansehe, da sie dann die Grundmoräne derselben Eisdecke darstellen. Auch die oben erwähnte Erscheinung, daß zwischen den zwei Lößbänke aufweisenden Bohrungen bei Pirkau und Döbris andere liegen, in denen die untere Bank fehlt, scheint mir kein Hinderungsgrund für die Annahme einer solchen Erklärung zu sein, da es sehr wohl möglich ist, daß diese stellenweise bei dem Vorrücken des Eises vollkommen zerstört worden ist.

Wie ich bereits eingangs erwähnte, halte ich indessen die bisherigen Beweise für diese Erklärung noch nicht für genügend, sondern erst in dem Falle würde sie für mich zur Gewißheit, wenn nachgewiesen werden könnte, daß weiter nach S. und W. zu die beiden Lößbänke sich mit einander zu einer geschlossenen Schicht vereinigen. Vielleicht wird dieser Nachweis in einigen Jahren durch das Vorrücken des Tagebaues der Grube Hedwig in den angegebenen Richtungen erbracht.

Berlin, den 20. April 1908.

Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens.

Von Herrn **Carl Mordziol** in Gießen.

Hierzu Tafel 9.

Erster Abschnitt.

A. Historisches.

Unter den Fragen über die Geologie des Neuwieder Beckens ist die nach der Entstehung und Herkunft der Bimssteinablagerungen Gegenstand zahlreicher Arbeiten gewesen, ohne daß man zu völliger Klarheit gelangte. Nach der durch v. DECHEN und ANGELBIS vertretenen Anschauung sollten die im Westerwalde und unteren Lahntale oberflächlich weit verbreiteten Bimssteine im Gebiete des Westerwaldes zu tertiärer Zeit ausgebrochen sein und sich überall verschwemmt auf sekundärer Lagerstätte vorfinden.

Ebenso sollte nach ANGELBIS die Bimssteinablagerung des Neuwieder Beckens aus sekundär verschwemmten Bimssteinen bestehen, deren Herkunft einerseits von den diluvialen Bimssteinen des Laacher Seegebietes, andererseits von den angeblich tertiären Bimssteinlagern des Westerwaldes abzuleiten sei. Es ist das Verdienst von H. BEHLEN, das diluviale Alter und die primäre Lagerungsform der Bimssteine des Westerwaldes bewiesen zu haben. Dasselbe ist in der vorliegenden Arbeit für das Gebiet des Neuwieder Beckens und des unteren Lahntales versucht worden.

R. Lepsius hat sich in seiner »Geologie von Deutschland« (1887—1892)[1]) der v. Dechen-Angelbisschen Hypothese angeschlossen; dieselbe findet man auch vertreten in den Erläuterungen zu den Blättern Girod, Hadamar und Marienberg der Geologischen Spezialkarte 1 : 25000.

Em. Kayser (1892) steht in den Erläuterungen zu Blatt Ems ebenfalls auf dem Boden dieser Hypothese, während er sich in den Erläuterungen zu Blatt Coblenz (1892) über diese Frage nicht äußert.

Eine ähnliche Streitfrage bildete die Erklärung für die Entstehungsweise des Löß. Alle früheren Beobachter schrieben dem niederrheinischen Löß eine fluviatile Entstehung zu, so namentlich Pohlig (1887), desgleichen Lepsius (1887—1892). In dem zweiten Abschnitte seiner Geologie von Deutschland (S. 657) hat jedoch Lepsius diese Anschauung zugunsten einer äolischen Bildungsweise aufgegeben; in demselben Sinne äußert sich auch Rauff (1903, S. XLIII). Demgegenüber hat Laspeyres (1900) mit aller Entschiedenheit eine fluviatile Ablagerungsweise des Rheinlöß behauptet, ebenso vorher Holzapfel (1893). Die Übereinstimmung des niederrheinischen mit dem oberrheinischen Löß ist neuerdings von Steinmann (1907) angenommen worden, was die äolische Entstehung des ersteren zur Voraussetzung hat.

Über die diluvialen Terrassenbildungen des Neuwieder Beckens finden sich nur zerstreute Mitteilungen; so vor allem bei v. Dechen (1861, 1884) und v. Oeynhausen (1847). Em. Kayser (1892) hat für die Diluvialterrassen auf Blatt Coblenz eine Gliederung versucht. Für das Rheintal unterhalb des Neuwieder Beckens wurde die erste erfolgreiche Gliederung von E. Kaiser vorgenommen (1903), welche auch das Vorbild für die in dieser Arbeit gegebene Gliederung der Diluvialterrassen gewesen ist.

---

[1]) Im Folgenden werden die Arbeiten nach der Jahreszahl ihres Erscheinens als Stichwort zitiert. Der genauere Titel ist aus dem chronologisch geordneten Literaturverzeichnis (S. 355—360) ersichtlich.

Das Alter der gesamten Tertiärbildungen sah man seither für oberoligocän bis untermiocän an. Durch die begonnene Spezialkartierung des Niederrheingebietes im Maßstabe 1:25000 wurde jedoch festgestellt, daß ein Teil der tertiären Geröllmassen dem Horizont der pliocänen Kieseloolithschotter (E. Kaiser's Duisdorfer Stufe) angehört, deren weittragende Bedeutung für das nordwestliche Deutschland E. Kaiser und G. Fliegel dargetan haben. Die von E. Kaiser für das Niederrheingebiet durchgeführte Gliederung der jungtertiären und diluvialen Ablagerungen habe ich auf seine Veranlassung hin auf das rechtsrheinische Neuwieder Becken und das Mündungsgebiet der Lahn anzuwenden versucht.

Über die Tektonik des Neuwieder Beckens findet man nur Bemerkungen bei v. Dechen (1863, 1884), Lepsius (1887—1892) und Em. Kayser (1892, Erläuterungen zu Blatt Coblenz). Die einzige etwas eingehendere Darstellung bildet die Arbeit von Angelbis über die Entstehung des Neuwieder Beckens (1883).

B. Begrenzung des Arbeitsgebietes.

Die in der vorliegenden Arbeit in Betracht gezogenen jungtertiären und diluvialen Ablagerungen[1]) erstrecken sich über das Gebiet, welches im Süden durch das untere Lahntal, etwa von Nassau bis zur Mündung, begrenzt wird und sich nordwärts über das Bereich des Neuwieder Beckens und den Westabfall des Westerwaldes erstreckt.

Im allgemeinen zeigt die Umrandung des Neuwieder Beckens keine sehr steilen Abfälle. Die Hochfläche des rheinischen Schiefergebirges tritt nicht unmittelbar an das eigentliche Rheinthal heran, vielmehr vermitteln überall die Flächen der diluvialen Rheinterrassen einen treppenförmigen Abstieg nach dem Innern des Beckens zu.

Der Rhein tritt bei Nieder-Lahnstein in das Neuwieder Becken ein und verläßt es wieder durch die »Andernacher Pforte«. Die seitlichen Zuflüsse des Rheines im rechtsrheinischen Neuwieder

[1]) Vergl. die Formationstabelle S. 429.

Becken, wie Wiedbach, Aubach, Saynbach, Brexbach, Fahrbach, Löhrbach, Wormbach, Mühlenbach u. a., sind deshalb erwähnenswert, weil sie sich von der Diluvialzeit an bis heute tief in die Devonschichten eingeschnitten haben, und durch sie die diluvialen Rheinterrassen in einzelne Rücken zerlegt wurden.

Die tertiären Ablagerungen des in Betracht gezogenen Gebietes bestehen teils aus limnischen Bildungen (Braunkohlentonen), teils aus fluviatilen Geröll-, Kies- und Sandablagerungen.

Die diluvialen Sedimente sind fluviatiler und äolischer Entstehung. (Terrassenablagerungen und Löß.)

Die Feststellung des genaueren Alters sämtlicher Tertiärbildungen ist noch nicht möglich gewesen. Als jungtertiäre Bildungen wurden aufgefaßt: die Geröllbildungen über(?) den Braunkohlentonen, also die »tertiären (? untermiocänen) Quarzschotter« und die Kieseloolithschotter. Die eigentlichen Braunkohlentone wurden hier nicht berücksichtigt.

Wir erhalten daher für die jungtertiären und diluvialen Ablagerungen des Arbeitsgebietes folgende Übersicht:

Bimsstein Löß Terrassenablagerungen	}	diluvial
Kieseloolithschotter Tertiäre (? untermiocäne) Quarzschotter	}	jungtertiär.

C. Der geologische Aufbau im allgemeinen.

a) Das Devon.

An der Zusammensetzung des Devons, welches überall die Unterlage der tertiären und diluvialen Sedimente bildet, sind nur Schichten des Unterdevons beteiligt; im südlichen Teile des Neuwieder Beckens sind es Coblenzschichten, im Norden Siegener Schichten. Für die Erklärung der Ablagerungsweise der tertiären Sedimente ist es von Interesse, daß das Devon an vielen Stellen durch intensive Verwitterung in plastische und auch stark sandige Tone umgewandelt ist. Solche Stellen sind Reste der die Devonschichten zur Tertiärzeit bedeckenden Verwitterungsdecke.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Diese autochthonen Verwitterungstone sind nicht leicht von den Tonen der Tertiärformation zu unterscheiden, namentlich bei nur ungenügenden Aufschlüssen.

Nördlich von Segendorf, in dem Hohlwege westlich von Weitersburg, in der Bimssteingrube westsüdwestlich vom Bahnhof Grenzau, im Feisternachtstal südlich Saustallkopf läßt sich diese Erscheinung gut beobachten. An den beiden letztgenannten Stellen ist das Devon nur soweit zu Ton zersetzt, als es von einer Bimssteindecke überlagert wird.

b) Das Tertiär (Braunkohlenformation).

Angelbis gebraucht für die tertiären Tonablagerungen die Bezeichnungsweise »plastischer Ton«; diese ist aber nicht zweckmäßig, da sie Anlaß zu Verwechslungen mit den vielfach ebenfalls plastischen Tonen, welche in Verbindung mit den Geröllablagerungen auftreten, sowie auch mit den genannten Verwitterungstonen geben kann. Da in den hier gemeinten tertiären Tonen gelegentlich Braunkohlenflöze vorkommen (z. B. bei Urbar), werden sie im Folgenden stets als »Braunkohlentone« bezeichnet, wodurch auch ihre Zugehörigkeit zum Tertiär zum Ausdruck kommt.

Die Lagerungsverhältnisse sind schon durch v. Oeynhausen (1847) richtig erkannt worden, indem er die Überlagerung der Braunkohlentone durch die tertiären Quarzgeröll- und Kiesmassen hervorhob und auch bemerkte, daß diese Ablagerungen in der Regel getrennt voneinander vorkämen.

In ähnlicher Weise äußern sich v. Dechen und Em. Kayser, während Angelbis auf Blatt Montabaur Tone, Sande und Quarzgerölle zeitlich nicht trennt.

In der Tat liegen die Verhältnisse so, daß die sämtlichen tertiären Geröllbildungen eine in horizontalem Sinne viel weitere Verbreitung wie die Braunkohlentone besitzen.

Die tertiären Geröllbildungen ihrerseits zerfallen, wie erwähnt, in die pliocänen Kieseloolithschotter und die (?) untermiocänen Quarzschotter. Diese letzteren unterscheiden sich von den Kiesel-

loolithschottern durch das bei weitem viel seltenere Vorkommen fremder Geschiebe, welche dann aber ebenso wie in den Kieseloolithschottern die Rolle von Leitgeschieben spielen; der Hauptunterschied liegt darin, daß die für die pliocänen Flußschotter so charakteristischen Kieseloolithe in den miocänen Quarzschottern noch nicht vorhanden sind. Die Kieseloolithschotter finden sich in einzelnen getrennt voneinander gelegenen Ablagerungen auf den über dem Niveau der Hauptterrasse gelegenen Höhen des Schiefergebirges. Obgleich sie Flußablagerungen darstellen, treten sie doch nicht in Form einer heute noch mit Deutlichkeit erkennbaren zusammenhängenden Terrasse auf; vielmehr fand eine Zerlegung in einzelne Stücke statt, vornehmlich verursacht durch tektonische Bewegungen. Sie ziehen sich bogenförmig am Westabhang des Westerwaldes hin, wobei sie sich seitwärts an das Gehänge anlagern, und setzen sich südwärts auf das Plateau zwischen Rhein und Mosel fort; weiterhin besteht ein räumlicher Zusammenhang mit den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens (vgl. Anmerkung auf S. 428).

Die sämtlichen Tertiärbildungen des Neuwieder Beckens und des westlichen Westerwaldes hat man vor dem Nachweis der pliocänen Kieseloolithschotter in diesem Gebiete durch E. Kaiser[1]) als »oberoligocän oder untermiocän« bezeichnet; Lepsius[2]) bezeichnet sie als untermiocän. Die eine Abteilung der tertiären Quarzschotter wird von Engelhardt (1905) auf Grund ihrer Flora in das Oberoligocän gestellt.

Alle diese Tertiärbildungen hatte man seither als zusammengehörige Bildungen aufgefaßt, während in Wirklichkeit zwischen den Kieseloolithschottern und den nächst älteren Tertiärschichten (Vallendarer und Arenberger Schichten) eine bedeutende zeitliche Lücke liegt.

c) Das Diluvium.

In dem inneren Teile des Neuwieder Beckens fällt den diluvialen Ablagerungen anderen Formationen gegenüber das größte Verbreitungsgebiet zu.

[1]) E. Kaiser, 1907, S. 92—126.
[2]) R. Lepsius, 1887—1892, S. 201.

Die Schotter und Sande der Diluvialterrassen, zu denen auch Lahn und Mosel Bildungsmaterial geliefert haben, finden sich sowohl an den Gehängen rings an den Rändern, als auch in Form einer weit verbreiteten Aufschüttung in der Talebene des Neuwieder Beckens. Die in verschiedenen Stufen übereinander ausgebildeten Diluvialterrassen liegen in den Höhengrenzen zwischen 65 und 210 m über N.N. oder von 12,5 bis 157,5 m über dem Nullpunkt des Rheinpegels von Neuwied. Die Terrassen stellen treppenförmige Abstufungen des Gehänges dar, verursacht durch den Wechsel in der Stromtätigkeit des Rheines während der Diluvialzeit. Die Unterlage der diluvialen Flußsedimente läßt sich als Terrassensockel bezeichnen und die darauf sedimentierten Massen als Terrassenablagerungen. Jeder Terrassensockel entspricht einer Erosionstätigkeit, jede Terrassenablagerung einer Aufschüttungstätigkeit des Stromes.

Die Stirnkante einer Terrasse ist das Ausgehende der Grenzfläche zwischen der Terrassenablagerung und dem Terrassensockel in Richtung nach dem Rheintale zu.

Beachtenswert ist, daß diese Grenzfläche um so höher liegt, je näher man an das Randgebirge herankommt, die Oberfläche einer Terrassenstufe also keine horizontale Ebene darstellt, sondern sich ganz allmählich nach dem Rheintale zu senkt, wie es dem ehemaligen Flußbett entspricht.

Von dem Vorhandensein oder Fehlen der Mittelterrassen hängt es ab, ob das von den Terrassen begleitete Gehänge allmählich oder unmittelbar und steil zum Rheine hin abfällt. Bei dem Ehrenbreitstein fällt z. B. der Rand der obersten Terrasse mit einer steilen Wand bis zur Talniederung ab, während weiter stromabwärts die Ausbildung der Mittelterrassen ein allmählich abfallendes Gehänge bedingt (Gegend von Pfaffendorf und von Bendorf; vgl. Fig. 1 u. Fig. 2, S. 384 u. 398).

Die Stirnkante der Niederterrasse, die früher bei der Kartierung zum größten Teile dem Alluvium zugerechnet wurde, besitzt einen deutlich ausgeprägten Abfall nach der eigentlichen Rhein-

rinne zu. An manchen Stellen scheinen die Schotter der Niederterrasse bis unter das Niveau des Rheines herabzureichen.

Der Löß besitzt im Neuwieder Becken eine verhältnismäßig weite Verbreitung, wird aber in den nördlichen Teilen des Beckens durch die mächtige Bimssteinüberschüttung zum größten Teile verdeckt; er lagert sowohl an den Gehängen als auch auf den Terrassenflächen, namentlich auf der Hauptterrasse.

Den Bimssteinablagerungen fällt im Bereiche des Neuwieder Beckens die weiteste Verbreitung von allen Diluvialbildungen zu; sie überziehen entsprechend der Gestaltung des Untergrundes weite Flächen und bilden eine in ihrem Zusammenhange mehr oder weniger unterbrochene Decke, die tief in die Täler hinabreicht.

Der Gehängeschutt ist zum Teil noch mit zu den diluvialen Bildungen, zum Teil aber zu den rezenten zu rechnen. Das diluviale Alter eines Teiles des Gehängeschuttes ergibt sich aus der Überlagerung durch Löß oder Bimsstein. Am mächtigsten trifft man ihn an den steilen Talgehängen (z. B. im unteren Lahntale). An Stellen, wo sich oberhalb diluviale Terrassenablagerungen befinden, treten auch häufig verschwemmte Schotter in dem Gehängeschutte auf, ebenso verschwemmter Löß. Wird das Material des Gehängeschuttes sehr feinkörnig, so entsteht ein unreiner, meistens mit eckigen Gesteinsbröckchen durchsetzter Lehm, der auf den ebenen Plateauhöhen in seinem äußeren Aussehen dem Löß sehr ähnlich werden kann. Nicht selten lagert auch über dem Löß, ja auch über den Bimssteinschichten (z. B. im unteren Lahntale) Gehängeschutt; diese Vorkommen gehören dem Alluvium an (rezenter Gehängeschutt), wohin auch das heutzutage vom Rheine transportierte und sedimentierte Material zu rechnen ist.

D. Literaturübersicht[1]).

1789. Becher, J. P., Mineral. Beschreibung der Oran.-Nassauischen Lande. Marburg (2. Aufl., Dillenburg 1902).

[1]) Da die Arbeit bereits im Juni 1907 fertig gestellt war, konnte die nachträglich erschienene Literatur nicht mehr berücksichtigt werden.

[2]) Siehe Verzeichnis der Abkürzungen am Ende der Literaturübersicht.

1818. Nöggerath, J., Vorkommen des Bimssteinkonglomerates in der Gegend von Neuwied a. Rh. L. J.[2]) 12, S. 180—185.
1820. Steininger, J., Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. Mainz.
1821. Steininger, J., Neue Beiträge zur Geschichte der rheinischen Vulkane. Mainz.
1824. Nöggerath, J., Über den rheinischen Bimsstein. Das Gebirge in Rheinland-Westfalen. Bd. III, S. 162—165. Bonn.
1831. Stift, C. E., Geognostische Beschreibung des Herzogtums Nassau. Wiesbaden.
1832. Hibbert, S., History of the extinct Volcanos of the Basin of Neuwied on the lower Rhine. Edinb. & London.
1836. Wyck, F. van der, Über die rheinischen und Eifeler erloschenen Vulkane, vorzüglich in Beziehung zu Hibbert's Geschichte der ersteren. L. J., S. 129—165.
1847. v. Oeynhausen, C., Erläuterungen zur geognostisch-orographischen Karte der Umgebung des Laacher Sees. Berlin.
1847. Sandberger, F., Übersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogtums Nassau. Wiesbaden.
1848. Sandberger, F., in: Neues Jahrbuch von Leonhard und Bronn. Jahrg. 1848, S. 549.
1849. Grandjean, Die tertiäre Gebirgsbildung des Westerwaldes. Jahrb. des Vereins für Naturkunde im Herzogt. Nassau. 4. Heft, S. 150.
1849. Sandberger, F., Tertiärbildungen, Eisenerze, fossile Pflanzen im Westerwalde. L. J., S. 447.
1850. Zeiler, F., Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Coblenz. N. V.[1]) 7, S. 134—154.
1851. Schäffer, Fr. R., Die Bimssteinkörner bei Marburg in Hessen und ihre Abstammung aus Vulkanen der Eifel. Inaug.-Dissert. Marburg.
1858. v. Humboldt, A., Kosmos IV, S. 280—281.
1859. Koch, C., Über die Flora und Fauna der Braunkohlenformation des Westerwaldes und über das Alter der betreffenden Schichten. Jahrb. des Vereins für Naturkunde im Herzogt. Nassau. 14, S. 458—460.
1861. v. Dechen, H., Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein usw. Bonn.
1863. v. Dechen, H., Geognostische Beschreibung des Laacher Sees und seiner vulkanischen Umgebung. N. V. Bonn; seperat als: Geognostischer Führer zum Laacher See. Bonn 1864.
1863. Reiter, Über die statistischen und geologischen Verhältnisse der Umgebung von Neuwied. N. V. Korrespondenzblatt 20, S. 43 ff.
1863. Schaaffhausen, H., Tierknochen von Engers. N. V. 20, S. 30—33.
1866. Mohr, F., Mechanische Analyse des rheinischen Bimssteins. N. V. 23, S. 64—65.

[1]) Siehe Verzeichnis der Abkürzungen am Ende der Literaturübersicht.

1866. Selbach, K., Geologische Beschaffenheit des Westerwaldes. Jahrb. des Nassauischen Vereins für Naturkunde 19 u. 20, S. 522—523.

1870. Wirtgen, Ph., Neuwied und seine Umgebung in beschreibender, geschichtlicher und naturhistorischer Darstellung. Neuwied u. Leipzig.

1875. Schaaffhausen, H, Fersenbein von *Equus fossilis* bei Heddesdorf unweit Neuwied. N. V. 32, S. 136.

1877. v. Dechen, H., Über den Löß mit Bezug auf die Untersuchungen und Ansichten von Th. Belt über den Löß am Rhein. N. V. 34, S. 94—100.

1879. Blenke, R., Der Laacher See und seine vulkanische Umgebung. Programm des Gymnasiums zu Neuwied.

1879. Wenkenbach, Fr, Beschreibung des Bergreviers Weilburg. Bonn.

1879. Wenkenbach, Fr., Übersicht der in Nassau aufgefundenen einfachen Mineralien. Jahrb. des Nassauischen Vereins für Naturkunde. Wiesbaden

1881. v. Dechen, H., Über Bimssteine im Westerwalde. Z. d. g. Ges. 33. Bd., Berlin, S. 442—453.

1881. Schaaffhausen, H., Funde quarternärer Tiere bei Sayn. N. V. 1881, Sitzungsber. S. 230.

1882. Angelbis, G., Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. Ld. für 1881, Berlin 1882, S. 393—411

1882. Gümbel, C. W., Geologische Fragmente aus der Umgebung von Ems. Sitzungsber. der bayer. Akademie der Wissensch. 1882, 2. Heft, S. 197—239.

1882. Sandberger, F., Über Bimssteingesteine des Westerwaldes. Z. d. g. Ges. Bd. 34, Berlin, S. 146—150.

1882. Sandberger, F., Das Alter der Bimssteingesteine des Westerwaldes und der Lahngegend. Ebenda, S. 806—811.

1883. Angelbis, G., Über die Kartierung des Blattes Montabaur. Jahrb. Ld., Bd. für 1882, Berlin 1883, S. XLIV—XLV.

1883. Angelbis, G., Das Alter der Westerwälder Bimssteine. Ebenda, S. 1—9.

1883. Angelbis, G., Die Entstehung des Neuwieder Beckens. Ebenda, S. 10—28.

1883. v. Dechen, H., Notiz über die 2. Ausgabe der geologischen Übersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. N. V. 40, S. 312—373.

1883. v. Dücker, F., Löß im Lahntal. N. V. 40, S. 423—425.

1883. v. Dücker, F., Tertiärer Meereskies auf der Höhe des rheinischen Schiefergebirges. Ebenda, S. 426—427.

1883. Pohlig, H., Geologisch-paläontologisches vom Niederrhein. N. V. Sitzungsber.; Sitzung vom 7. Mai 1883.

1884. v. Dechen, H, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen. II. Bd. Geolog. und paläontolog. Übersicht. Bonn.

1885. Angelbis, G., Untersuchungen auf dem Westerwalde und in der Lahngegend. Jahrb. Ld. für 1884. Berlin 1885, S. LVI—LX.

1886. Brauns, R., Bimssteine auf primärer Lagerstätte von Görtzhausen bei Marburg. Z. d. g. Ges. 38 Bd., S. 234.

1887—1892. Lepsius, R., Geologie von Deutschland und der angrenzenden Gebiete. I. Teil: Das westliche und südliche Deutschland. Stuttgart.

1887. Pohlig, H., Über einige geologische Aufschlüsse bei Bonn. Z. d. g. Ges. 39. Bd., S. 811—819.

1887. Rauff, H., Die geologische Bildung des Rheintales. Ber. über die allg. Vers. d. deutsch. anthropolog. Ges. zu Bonn. Correspondenzbl. d. deutsch. Ges. f. Anthropologie. München, 19, S. 99—103.

1888. Diesterweg, K., Beschreibung des Bergrevieres Wied. Bonn.

1890. Pohlig, H., Neue Erfunde aus der Umgebung des Laacher Sees. N. V. 47. Sitzungsber. S. 75.

1891. Angelbis, G., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. Blatt Girod, Hadamar, Marienberg, Mengerskirchen, Montabaur, Rennerod, Selters, Westerburg. Berlin.

1892. Bruhns, W., Die Auswürflinge des Laacher Sees etc. N. V. 48. Bonn. S. 282.

1892. Grebe, H., Über Tertiärvorkommen zu beiden Seiten des Rheines zwischen Bingen und Lahnstein und weiteres über Talbildung am Rhein, an der Saar und Mosel. Jahrb. Ld. für 1889. Berlin 1892, S. 99—123.

1892. Kayser, Em., Erläuterungen zu den Blättern Coblenz und Ems der geologischen Spezialkarte von Preußen etc. Berlin.

1893. Holzapfel, E., Das Rheintal von Bingerbrück bis Lahnstein. Abhandl. d. Preuß. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, 15.

1896. Könen, C., Über die Art der Niederlage und die Zeitfolge der postdiluvialen vulkanischen Auswurfsmassen bei Andernach. N. V. Sitzungsber. S. 65—74.

1896 Kaiser, E., Gemeiner Quarz aus dem niederrheinischen Tertiär und aus den Gängen des Unterdevon. Zeitschr. für Krystallographie 1897, 27, 1. Heft, S. 55—59.

1897. Kaiser, E., Geologische Darstellung des Nordabfalls des Siebengebirges. N. V. 54. Bonn.

1897. Schlüter, Cl., Zur Heimatfrage jurassischer Geschiebe im westgermanischen Tieflande. Z. d. g. Ges. 49. S. 486—503.

1897. Stürtz, B., Über das Tertiär der Umgebung von Bonn. Ebenda, S. 417—131.

1897. Oppenheim, P., Zur Altersfrage der Braunkohlenformation am Niederrhein. Ebenda, B, S. 920—926.

1898. Könen, C., Über die Bedeutung und Zeitstellung vulkanisch verschütteter Bäume und niedriger Pflanzen im Neuwieder Becken. N. V. Sitzungsber. S. 4—16.

1898. Schottler, W., Der Ettringer Bellerberg ein Vulkan des Laacher Seegebietes. N. Jahrb. für Mineral. Beilagebd. 11.

1899. Kaiser, E., Die Basalte am Nordabfall des Siebengebirges, N. V. 56. Bonn. Ref. N. Jahrb. f. Mineral. 1901, I, S. 282.

1899. Könen, C., Über Bäume, die durch den älteren Vulkanausbruch, der die Bimssteine des Neuwieder Beckens ausspie, verschüttet worden sind. N. V., 1899, Sitzungsber. A., S. 38 ff.

1899. Philippson, A., Entwicklungsgeschichte des rheinischen Schiefergebirges N. V., Bonn 1899, Sitzungsber.

1900. Könen, C., Die Fundumstände und die naturwissenschaftliche Bedeutung von Tierresten aus dem Neuwieder Becken. N. V., Bonn 1900. Sitzungsber.

1900. Laspeyres, H., Das Siebengebirge am Rhein. N. V., Bonn, S. 121—591. Auch separat: Bonn 1901.
Ref. Neues Jahrb. für Mineral. 1902, I, S. 254.

1902. Könen, C., Funde paläolithischer Steingeräte und deren Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte des Rheintales. N. V., Bonn, Sitzungsber.

1903. Rauff, H., Exkursionsberichte in den Verhandlungen des 14. Deutschen Geographentages zu Cöln. Berlin 1903, S. XL—XLV.

1903. Kaiser, E., Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht. Ebenda, S. 206—215.
Ref. Neues Jahrb. f. Mineral. 1904, II, S. 440.

1903. Philippson, A., Zur Morphologie des rheinischen Schiefergebirges. Ebenda, S. 193—205.

1905. Behlen, H., Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes und sein rheinischer Ursprung. Jahrb. d. Nassau. Ver. für Naturkunde. Wiesbaden 1905, S. 1—61.

1905. Pohlig, H., in der Zeitschr. d. D. geol. Ges. 57. Bd., S. 246.

1905. Engelhardt, H., Über tertiäre Pflanzenreste von Vallendar a. Rh. mit einer Einleitung von H. Behlen. Jahrb. Nassau. Ver. für Naturkunde. Wiesbaden 1905, S. 295—319.

1906. Kaiser, E., Das akademische Gut Dikopshof. Gutswirtschaft der Königl. landwirtsch. Akademie Poppelsdorf. Berlin, Königl. Preuß. Geol. Landesanst. 1906.

1906. Rauff, H., E. Kaiser und G. Fliegel, Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Coblenz, August 1906. Z. d. g. Ges., Bd. 58, Jahrg. 1906. Monatsber. S. 255—304.

1906. Steinmann, G., Über Diluvium am Rodderberge. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. für Natur- und Heilkunde zu Bonn 1906. Sitzung vom 3. Dez. 1906.

1907. Brauns, R., Junge und alte Vulkane in Deutschland. »Aus der Natur«. II. Jahrg. 1907. S. 576—586 u. 613—621.

1907. Kaiser, E., Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und niederrheinischer Bucht. Jahrb. Ld. für 1907, Bd. XXVIII, S. 57—92.

1907. Fliegel, G., Pliocäne Quarzschotter in der niederrheinischen Bucht. Ebenda, S. 92—121.

1907. Mordziol, C., Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Ebenda, S. 121—130.

1907. Steinmann, G., Über älteren Löß im Niederrheingebiet (mit einer Entgegnung von Leppla). Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges., No. 1. Berlin, S. 5—7.

1907. Völzing, K., Der Traß des Brohltales. Dissert. der Universität Gießen. Jahrb. Ld. für 1907, Bd. XXVIII, S. 1—56.

Abkürzungen:

L. J. Leonhard's Jahrbuch für Mineralogie etc.

Jahrb. Ld. Jahrbuch der Königl. Preuß. Geologischen Landesanstalt und Bergakademie.

N. V. Verhandlungen des naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande, Westfalens und des Regierungsbezirkes Osnabrück.

Z. d. g. Ges. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Weiteren Literaturnachweis findet man in den Literaturverzeichnissen von v. Dechen, Rauff und Kaiser:

v. Dechen und Rauff, Geologische und Mineralogische Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen sowie einiger angrenzenden Gebiete. (Literatur bis 1886.) Bonn 1887.
Sachregister dazu von H. und M. Rauff. Bonn 1896.

Kaiser, Die geologische und mineralogische Literatur des rheinischen Schiefergebirges und der angrenzenden Gebiete für die Jahre 1887—1900.
1. Teil: Chronologisches Verzeichnis. Bonn 1903.
2. Teil: Sachregister, Kartenverzeichnis, Ortsregister, Nachträge Bonn 1904.

Bemerkung: Bei den folgenden Literaturzitaten ist jedesmal die Jahreszahl des Erscheinens der betreffenden Arbeit, deren Titel aus der Literaturübersicht ersichtlich ist, als Stichwort angeführt.

Zweiter Abschnitt.

Über das Jungtertiär und Diluvium im rechtsrheinischen Neuwieder Becken.

I. Die untermiocänen (?) Quarzschotter.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß die Gesteinsarten des rheinischen Devons in höchst einseitiger Weise Bildungsmaterial für die jungtertiären Ablagerungen geliefert haben, indem diese in der Hauptsache aus weißen oder hell gefärbten Quarzgeröllen bestehen, deren Ursprung auf die zahlreichen im Devon aufsetzenden Quarzgänge zurückzuführen ist[1]).

Die tertiären Quarzschotter stellen wohlgeschichtete Ablagerungen von Quarzgeschieben und Sanden dar, welche man in den verschiedensten Höhenlagen antrifft, aber im Gegensatze zu den Braunkohlentonen nicht in den Talniederungen. Sie zeigen sich fast ausschließlich auf den Plateauhöhen; nur selten werden sie von jüngeren Bildungen überlagert. Wo die Schottermassen nicht direkt aufgeschlossen sind, verrät sich ihr Dasein schon aus den zahlreichen Quarzgeschieben, welche dann die Berghänge bedecken; an solchen Stellen findet man auf der Karte oft die Bezeichnung: »Am Kiesel«, »Kieselberg«, »Kiesel«.

An der Zusammensetzung der Schichten nehmen Geröll- und Sandmassen in wechselndem Mengenverhältnis teil. Nicht selten kommen tonige Einlagerungen bis zu ansehnlichen Größenverhältnissen vor. Auch in dem oft reichlichen sandigen Zwischenmittel kann der Tongehalt ein recht beträchtlicher sein.

---

[1]) E. Kaiser, 1897, S. 108.

Die Korngröße ist im allgemeinen geringer wie bei den Diluvialschottern, doch gehören größere Blöcke (aus devonischem Quarzit bestehend) keineswegs zu den Seltenheiten. Stellenweise gehen die Schotter durch Abnahme der Korngröße in Kiese über und diese in Sande; letztere sind manchmal etwas bunt gefärbt (gelb, fleischrot).

Die Sande sind sowohl als Zwischenmittel der Geröllmassen, als auch in Form linsenförmiger Einlagerungen und sandiger Zwischenschichten vorhanden. Der Sandgehalt kann derart zunehmen, daß reine Sande[1]), manchmal mit nur ganz wenigen Geröllen, entstehen. Durch Zunahme des Tongehaltes gehen die Sande in Sandtone über. Plastische und meistens buntgefärbte Tone haben als eingelagerte Linsen ziemliche Bedeutung; auch länger aushaltende Tonschichten sind zu beobachten. In solchen Tonen sind lokal Pflanzenabdrücke enthalten (Vallendar). Die stets ausgezeichnete Schichtung wird hervorgerufen durch den Wechsel gröberer und feinerer Geröllagen, sowie durch die genannten Einlagerungen. Schräg- und Kreuzschichtung sind häufig zu beobachten und oft in vortrefflicher Weise ausgebildet.

Die Beschaffenheit der Geschiebe ist wechselnd; ein Teil der Ablagerungen besteht aus eckigen und splittrigen Quarzgeschieben, die gewöhnlich unter Hühnereigröße bleiben. Sie tragen keine Spuren guter Abrollung an sich; ihre Oberfläche ist sehr uneben und z. T. löcherig. Die Form dieser Geschiebe ist immer polyedrisch. Auf Grund der Beschaffenheit und der petrographischen Zusammensetzung ist es gerechtfertigt, diese Ablagerungen als eine besondere Ausbildungsweise von den anderen miocänen Quarzschottern abzutrennen, allerdings unter dem einstweiligen Vorbehalte, daß diese Gliederung bis jetzt nur für das Untersuchungsgebiet Geltung besitzt. Ich habe sie vorläufig als **Arenberger Schichten** bezeichnet.

Der übrig bleibende Teil der tertiären Quarzschotter besteht

---

[1]) Em. Kayser, 1892, Erläuter. zu Blatt Coblenz, S. 15. nennt sie »braunkohleführende Sande«.

im Gegensatz hierzu aus im allgemeinen wohlgerundeten Geröllen, deren Größe bedeutender als bei den Arenberger Schichten ist. Es ist sicher, daß diese Geschiebemassen einen bedeutend weiteren Transportweg zurückgelegt haben und **Flußablagerungen darstellen.** Nach dem Vorkommen bei Vallendar habe ich sie **Vallendarer Schichten** genannt.

Petrographisches Verhalten der Arenberger Schichten.

Abgesehen von der Form, Größe und Beschaffenheit der Geschiebe unterscheiden sich die Arenberger von den Vallendarer Schichten durch die noch meist größere Seltenheit bunter Geschiebe, so daß man sie im allgemeinen als fast reine Quarzschotterablagerungen[1]) bezeichnen darf, in denen nur devonische Quarzite als Schotter lokaler Herkunft von einiger Bedeutung sind. Solche Devonquarzite sind bald mehr, bald weniger gerundet und vielfach in ihrem Gefüge aufgelockert. Derartig veränderte Coblenzquarzite sind in den Kiesgruben östlich Forsthaus Landshube (Kgl. Forst Neuhäusel, Blatt Montabaur) sehr häufig, wo sie oft nesterweise den Quarzkiesen eingelagert sind; offenbar ist ihre Herkunft von der benachbarten, aus Coblenzquarzit aufgebauten Montabaurer Höhe abzuleiten.

Die Quarzgeschiebe bestehen fast durchweg aus Milchquarz, seltener sind blaugraue oder schwach rötlich gefärbte Gangquarze, sowie Rosenquarz; Bergkrystalle in mehr oder weniger abgerundeten Individuen sind ziemlich häufig[2]). Das weiter unten bei den Vallendarer Schichten näher beschriebene lichtgraue Kieselgestein mit würfelförmigen Krystallabdrücken ist ebenfalls vorhanden, wenn auch viel seltener als in jenen Ablagerungen. Es spielt auch hier die Rolle eines Leitgeschiebes.

An vielen Stellen sind die Geröllmassen sekundär durch

[1]) An einigen Stellen sind jedoch kleine Geschiebe eines dunklen, kieselschieferähnlichen Quarzgesteins nicht allzu selten.

[2]) Vgl. E. Kaiser, 1896, S. 55—59; C. Mordziol, 1907, S. 124. — Die Herkunft der Bergkrystalle in den kieseloolithführenden Dinotheriensanden des Mainzer Beckens ist noch eine offene Frage.

Brauneisen zu festen Konglomeraten verkittet. Solche Konglomeratbänke durchziehen die Ablagerungen vornehmlich in horizontalen Lagen; die Verfestigung ist erst nach dem Absatz der Geschiebemassen erfolgt, jedoch schon vor Ablagerung der Hauptterrassenschotter, da man in diesen vielfach Geschiebe von solchen eisenschüssigen Quarzkonglomeraten antrifft. Bei der Frage nach der Herkunft des Bindemittels ist in Betracht zu ziehen, daß diese Ablagerungen noch heute Gerölle von Rot- und Brauneisenstein aufzuweisen haben.

Mitunter findet man in den devonischen Quarziten Abdrücke von Versteinerungen; ein 15 cm langes Geschiebe von Coblenzquarzit aus den Arenberger Schichten von dem Kieselberg südwestlich Rhens zeigte die Steinkerne von *Orthis striatula* und *Spirifer auriculatus*.

Petrographisches Verhalten der Vallendarer Schichten.

Auch bei den Vallendarer Schichten machen die hellen Gangquarzgeschiebe fast die ganze Masse der Geröllablagerungen aus, wobei ebenfalls der Milchquarz in allererster Linie beteiligt ist. Daneben ist Bergkrystall einigermaßen häufig, sowohl in ovalen Geröllen ohne erkennbare Krystallflächen, als auch in Form mehr oder weniger abgerollter kleiner Krystalle, welche noch die charakteristischen Flächen aufweisen, und deren Kanten und Ecken vielfach durch den Transport gerundet und abgestumpft sind[1]). Der hierher gehörige Kappenquarz kommt in nach unten spitz zulaufenden Geröllen vor, bei denen der obere (durchsichtige) Teil scheinbar weniger der Abrollung unterlegen ist als die inneren (getrübten) Partieen, eine Form, die durch die Struktur dieses Quarzes vorbedingt sein kann. Fettquarz (gemeiner Quarz) ist vielfach vorhanden, ebenso bläulich bis dunkelgrauer und rötlicher, oft etwas fleckiger Quarz; echter Rosenquarz ist ziemlich selten. Die blaugrauen, splittrigen Quarze mit sehr unregelmäßiger Oberfläche können sehr dunkel werden; sie leiten dann über zu mehr dichten Varietäten mit bläulichgrauem Schimmer, welche kieselschieferartigen Gesteinen äußerlich sehr ähnlich sehen können.

[1]) Vgl. E. Kaiser, 1896, S. 55—59.

Während bei den Kieseloolithschottern die bunten Gemengteile die Gesamtfarbe der Ablagerung, wenn auch nur in geringem Grade, so doch merklich beeinträchtigen, ist dies bei den Vallendarer Schichten nicht der Fall. Die Geröll- und Sandmassen erscheinen oft blendend weiß, abgesehen von den Stellen mit Brauneisen-Anreicherungen. Die bunten Geschiebe sind bereits vorhanden, aber den Kieseloolithschottern gegenüber viel geringer an Art und Zahl. Das unterscheidende Merkmal zwischen den Vallendarer Schichten und den Kieseloolithschottern liegt in dem Fehlen der eigentlichen Kieseloolithe und ihrer charakteristischen Begleitgesteine und dem damit verbundenen Zurücktreten der farbigen Bestandteile überhaupt. In der Struktur und Erscheinungsform stehen sich beide Bildungen sehr nahe.

Es mag hervorgehoben werden, daß ein gänzliches Fehlen verkieselter Oolithe nicht festzustellen war.

In der Krämerschen Kiesgrube bei Vallendar fand ich als große Seltenheit zwei Gerölle von verkieselten Oolithen[1]), jedoch von anderem Habitus als bei denen der Kieseloolithschotter. Eines der Geschiebe von etwas über Nußgröße und parallelepipedischer Form hat einen kieselschieferähnlichen äußeren Habitus, wobei die hellen Oolithkörner dicht gedrängt in einer grauen Grundmasse liegen, die lagenweise heller und dunkler gefärbt ist. Die Absonderung ist plattig mit stellenweise etwas löcheriger Oberfläche. Mikroskopisch erweist sich die Struktur der Oolithkörner als radialfaserig. Die wenig vorhandene Grundmasse ist opalartig, und nur hier und da leuchtet ein winziges Chalcedonpartikelchen hervor. Eine schwache Andeutung konzentrischschaliger Struktur kommt dadurch zustande, daß die äußere Schale der Oolithkörner aus größeren Körnchen besteht, die um den radialstrahligen Chalcedonkern weitergewachsen sind und gegen ihn mit einer ziemlich scharfen kreisrunden Grenze absetzen. Manche Oolithkörner besitzen diesen äußeren Kranz nicht. Das Pigment der Grundmasse ist grau. Quer das Gestein durchziehende Risse sind mit Quarz vollständig ausgefüllt.

[1]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 76 und S. 90.

Das andere, nur haselnußgroße Geschiebe hat große Ähnlichkeit mit den Oolithen des Hauptrogensteins (Bathonien), ist aber vollständig verkieselt und zeigt nicht mehr die geringste Spur von Kalkgehalt. Äußerlich ist das gut gerundete Geschiebe rauh und löcherig infolge des Fehlens einzelner Oolithkörner; auch hierin liegt ein Unterschied den eigentlichen Kieseloolithen gegenüber, welche eine hohe Glättung aufweisen, und bei denen die Oolithe auch meistenteils nicht wie hier auf den Bruchflächen kugelig hervortreten, sondern nur ihre Querschnitte wahrnehmen lassen. Unter dem Mikroskop zeigen sich die Oolithe regelmäßig oval gestaltet und bestehen aus einem inneren Kern von feinkörnigem Chalcedon, der von einer isotropen Opalrinde umgeben wird, die sich mitunter auch im Inneren des Kernes mehrmals wiederholen kann, wodurch ein konzentrisch-schaliger Aufbau zustande kommt; diese Rinde ist bräunlich gefärbt. Die Zwischenmasse zwischen den dicht zusammengedrängten Oolithen, durch feinstengelige Aggregate von Chalcedon gebildet, ist von den Oolithen aus sehr regelmäßig weitergewachsen, so daß die Aggregate in der Mitte der Zwischenräume an geradlinig verlaufenden Grenzen zusammenstoßen.

Außer diesen verkieselten Oolithen fand ich an der genannten Stelle noch ein den verkieselten Trümmergesteinen der Kieseloolithschotter sehr nahestehendes Geschiebe von ziemlich kantigen Formen.

Einigermaßen häufig unter den bunten Geschieben sind die Kieselschiefer, entweder als typische, frische Lydite erkennbar oder aber vollständig ausgebleicht. Lydite mit heller Ausbleichungsrinde sind ebenfalls vorhanden, wobei diese einen unregelmäßigen Verlauf nach dem Innern zu hat. Kieselschiefer vom Typus der Lahnkieselschiefer wurden nicht beobachtet. Die Form der Geschiebe läßt fast immer die parallelepipedische Absonderung dieser Gesteine mit Deutlichkeit erkennen. Punktierte oder gefleckte kieselschieferähnliche Gesteine, wie sie auch in den Kieseloolithschottern vorkommen, sind sehr selten. Gerölle von rotem Eisenkiesel sind gleichfalls äußerst spärlich, können aber ziemliche Größe erreichen.

Mit zu den bunten Geschieben zu rechnen ist ein eigenartiges, auch in den Arenberger Schichten vorkommendes[1]), hier relativ ziemlich häufig auftretendes Kieselgestein von lichtgrauer Farbe. Die Gerölle sind alle gut gerundet und auch ziemlich stark geglättet, so daß es scheint, daß sie ehemals aus weiterer Entfernung herbeigeführt worden sind. Sehr häufig beobachtet man in diesen Geschieben zahlreiche nesterförmig angehäufte, durch Krystallabdrücke erzeugte Hohlräume, von kleinen Würfelchen (? Pyrit) herrührend. Manchmal durchziehen sie zonenweise das Gestein, was zu einer Durchlöcherung des Gerölles führen kann. Die lichtgraue Farbe scheint eine Folge von Ausbleichungsvorgängen zu sein; einzelne Geschiebe sind etwas dunkler, zum Teil mit mehr oder weniger ausgebleichten Partieen. Dieses Gestein hat für die Vallendarer und auch für die Arenberger Schichten die Bedeutung eines Leitgeschiebes.

Von Interesse ist ein ähnlich aussehendes Geschiebe aus den Vallendarer Schichten in der Krämerschen Kiesgrube bei Vallendar, welches mehrere Durchschnitte von Protozoen erkennen läßt. Das gut gerundete, etwa nußgroße Gerölle ist völlig dicht, nur einzelne eckige, etwas hellere, eingelagerte Gesteinsstückchen sind makroskopisch erkennbar. Die Querschnitte (Größe 1 mm) einiger kleiner, an der Oberfläche sichtbarer Fossilien haben ein an Foraminiferen erinnerndes Aussehen.

Im Dünnschliff erkennt man, daß das Gestein aus sehr feinkörniger Chalcedonsubstanz mit nesterweis angehäuften gröberen Partieen oder auch kleinen, eckigen Quarzkörnchen besteht. Kleinere Quarzkörnchen sind oft reihenförmig angeordnet oder bilden kleinere Aggregate, wobei die optische Orientierung der Körner verschieden ist. Solche Aggregate haben auch die Querschnitte der Protozoen (?Foraminiferen) erfüllt, wobei an den Rändern des Hohlraumes sich zuerst eine feine Lage stengeligen Quarzes abgesetzt hat, während das Innere von größeren Quarzkörnern mit xenomorpher Gestalt und verschiedenster Orientierung ausgefüllt wird.

Von derselben Fundstelle stammt ein kleines, gut gerundetes Geschiebe eines hornsteinähnlichen, dichten Quarzites.

Die devonischen Quarzite und Sandsteine sind im allgemeinen ziemlich selten, können jedoch starke örtliche Anreiche-

[1]) Vergl. S. 363.

rungen erfahren. Sie kommen sowohl als meistens nicht gut gerundete Geschiebe, als auch in größeren, kantengerundeten Blöcken vor. Oft sind sie von hellgrauer Farbe; vereinzelt weisen sie auch dunklere Färbungen auf. Häufig lassen diese Gesteine die Abdrücke von Versteinerungen erkennen. Außer den Abdrücken unterdevonischer Crinoiden wurden beobachtet: *Orthis* sp., *Chonetes* sp., *Chonetes sarcinulata*, *Spirifer hercyniae*, *Spirifer carinatus* und *Strophomena laticosta*. Im Vergleich zu den fossilführenden Diluvialgeschieben fällt sofort die Tatsache auf, daß die Gesteine und Fossilien fast ausschließlich dem widerstandsfähigen Coblenzquarzite entstammen, während die leicht verwitterbaren Grauwacken der Unteren und Oberen Coblenzschichten hier vollständig fehlen.

Als Seltenheit sei noch der Fund eines walzenförmigen, 8 cm langen und ca. 3,5 cm dicken Gerölles eines verkieselten Barytaggregates erwähnt (Fundort: Krämersche Kiesgrube bei Vallendar); die Herkunft dieses Minerals dürfte wohl von den im Unterdevon aufsetzenden Gängen abzuleiten sein.

Die Sande sind gewöhnlich äußerst feinkönig, manchmal mehlig. Die Korngröße dieser Sande ist im allgemeinen geringer wie bei den Sanden der Kieseloolithterrasse.

Bisher hat man sämtliche tertiären Geröllbildungen entweder als Meeresbildungen (Strandbildungen) angesehen (z. B. Grebe 1892 und Holzapfel 1893) oder als Ablagerungen in getrennten Binnenbecken (Angelbis 1883 und 1891). Die jüngsten Tertiärschotter sind, wie E. Kaiser nachgewiesen hat, Flußablagerungen. Dasselbe glaube ich mit Sicherheit für die Vallendarer und wohl auch für die Arenberger Schichten annehmen zu dürfen, so daß wir in ihnen Absätze eines untermiocänen (?) Stromsystems vor uns hätten. Allerdings liegen zur Entscheidung dieser schwierigen Frage bis jetzt noch zu wenig Beobachtungen vor; immerhin spricht für meine Ansicht die Struktur der Ablagerung, das Fehlen jeder Beziehungen zum unmittelbaren Untergrunde, die Form der Geschiebe und die Führung fremder weither transportierter Gerölle. Die Entsteh-

ungsweise der Arenberger Schichten ist noch unaufgeklärt; für die Mitwirkung von fließendem Wasser spricht die mancherorts sehr deutlich ausgeprägte Schräg- und Kreuzschichtung, ferner die ganze Struktur, wie auch die Führung des genannten lichtgrauen Kieselgesteins. Vielleicht stellen diese Bildungen nach sehr kurzem Transport durch fließendes Wasser zusammengeschwemmte Massen dar. Es müßte dann damals das Material in großen Mengen zum Transporte bereit gelegen haben, was nach E. KAISER[1]) in der sehr tiefgründigen tertiären Verwitterung seine Erklärung findet. Damit steht auch der reichliche Tongehalt dieser Bildungen im Einklange. Arenberger und Vallendarer Schichten sind sozusagen nur faziell verschieden ausgebildete Ablagerungen des großen untermiocänen (?) Stromsystems, und sind wohl auch in ihrem Alter nicht sehr weit von einander entfernt.

Die oben mitgeteilte Gliederung der tertiären Quarzschotter in Vallendarer und Arenberger Schichten darf nur als ein vorläufiger Versuch aufgefaßt werden. Wenn auch immer in dem von mir untersuchten Gebiete die angegebene Gliederung berechtigt ist, so ist es noch unsicher, wie es sich dann in den außerhalb gelegenen Gebieten, namentlich im Siebengebirge[2]), im Limburger Becken und im Rheintale zwischen Neuwieder und Mainzer Bekken verhält, falls sich dort entsprechende Ablagerungen nachweisen lassen[3]). Beachtenswert erscheint es, daß Arenberger und Vallendarer Schichten getrennt von einander auf Unterdevon auflagernd vorkommen können.

Es wäre besonders wichtig zu prüfen, ob nicht am Rande

---

[1]) E. KAISER 1907, S. 90.

[2]) Daß im Siebengebirge nach ihrer Beschaffenheit ähnlich zu gliedernde Ablagerungen vorhanden sind, ergibt sich aus den Mitteilungen von E. KAISER, 1907, S. 76.

[3]) Neuerdings konnte ich feststellen, daß das Leitgeschiebe für die Vallendarer und Arenberger Schichten — das lichtgraue Kieselgestein mit den würfelförmigen Hohlräumen — auch in den quarzigen liegenden Schichten des Siebengebirges verbreitet ist, so daß auch diese Ablagerungen der Vallendarer Stufe zuzurechnen sind; ferner konnte ich inzwischen feststellen, daß auch entsprechende Ablagerungen im Limburger Becken verbreitet sind.

der niederrheinischen Bucht zwischen den tonigen liegenden Schichten und den quarzigen liegenden Schichten (im Sinne von Laspeyres und Kaiser) eine gleiche Diskordanz wie im Neuwieder Becken besteht.

Die Verbreitung der untermiocänen (?) Quarzschotter.

Das südlichste in dieser Arbeit in Betracht gezogene Vorkommen liegt auf dem Kieselberg bei Rhens, wo die Kuppe der genannten aus Coblenzquarzit gebildeten Erhöhung aus Arenberger Schichten besteht, die hier in einem tieferen Niveau wie die benachbarten Kieseloolithschotter bei Waldesch liegen; Kappenquarz ist hier ziemlich häufig.

Im unteren Lahntale habe ich die auf Blatt Coblenz in der Umgebung des Höhrer Hofes auftretenden Quarzgerölle den Vallendarer Schichten zugerechnet, da es mir bei den ungenügenden Aufschlüssen nicht gelang, die für die Kieseloolithschotter charakteristischen Gesteine nachzuweisen.

Die auf dem Kiesel bei Arenberg weit verbreiteten und vielfach gut aufgeschlossenen Quarzschotter gehören den Arenberger Schichten an, die hier wahrscheinlich von Vallendarer Schichten überlagert werden, in welch letzteren jedoch gute Aufschlüsse fehlen. In der in einem tieferen Niveau südlich des Ortes gelegenen Sandgrube (Bes. J. Tuchy, Ruhrort) ist folgende Schichtfolge vorhanden:

	Mächtigkeit
1. Löß (auskeilend)	ca. 1 m
2. Lehm, mit herabgeschwemmten Quarzgeröllen gemischt . . .	1,5 »
3. »Mullsand« mit Einlagerungen von »Klebsand«	16 »
	(noch nicht durchsunken)

Ihre nördliche Fortsetzung finden die hier verbreiteten Arenberger Schichten in der Umgebung von Simmern (Blatt Ems), wo die Schotter östlich des Ortes aufgeschlossen sind.

Auf dem Mallendarer Berg bei Vallendar bilden die Vallendarer Schichten das Liegende der Hauptterrassenschotter; an den Gehängen werden sie teilweise von Löß und Bimsstein überlagert.

Die in den Gruben südlich des Höhrer Reservoirs (Blatt Montabaur) aufgeschlossenen Ablagerungen gehören den Arenberger Schichten an, die in der südlichsten Grube fast rein sandig ausgebildet sind. Dagegen sind die Schottermassen, die in den Gruben am Bahnhof von Höhr-Grenzhausen abgebaut werden, den Vallendarer Schichten zuzurechnen.

Im obersten Brexbachtale [1]) bis in die Umgebung des Forsthauses Landshube treffen wir wieder auf eine ausgedehnte Ablagerung von Arenberger Schichten, die auch weiter nordwärts in der Umgebung von Hilgert (Sandgrube im Walde südöstlich des Ortes) und Baumbach (hier z. T. rein sandig entwickelt) verbreitet sind.

---

[1]) Auf der Gitzenheide (Grenzhauser Wald) und westlich Fischteiche.

Das Vorkommen am Nordabhang der Montabaurer Höhe, an der alten Vallendarer Straße, hat Angelbis (Blatt Montabaur)[1]) bei der Kartierung besonders ausgeschieden und als Quarzkonglomerat besonders gekennzeichnet, was jedoch nicht gerechtfertigt ist, da diese Ablagerung wie auch anderswo nur lokal verkittete Geröllmassen darstellt; das Vorkommen gehört den Vallendarer Schichten an.

Die beiden nördlichsten von mir beobachteten Vorkommen tertiärer Quarzschotter liegen nordöstlich des Ebenfelder Hofes, auf dem Plateau zwischen Isenbach und Ommelsbach (nördlich Isenburg) und auf dem Plateau westlich Melsbach (Blatt Neuwied).

Nach Osten zu setzen sich die tertiären Quarzschotter nach dem Limburger Becken hin fort; bei Singhofen[2]) haben sie in der Ausbildungsweise der Vallendarer Schichten weite Verbreitung; sie lagern hier auf einem ebenen Plateau über Unterdevon.

Bisher war es nicht möglich, die tertiären Geröllablagerungen zu unterscheiden. Grebe (1892, S. 101—103) hat unter den »Tertiärkiesen« ganz heterogene Bildungen vereinigt, indem er die Ablagerungen bei Waldesch (Kieseloolithschotter) und auf dem Kieselberg bei Rhens (Arenberger Schichten) mit den Tertiärkiesen am Galgenberg bei Genheim, welche nach Grebe ihrem Fossilinhalte nach dem Meeressande des Mainzer Beckens entsprechen sollen, vereinigte und hieraus vermutete, daß dieses auf eine Verbindung des Neuwieder mit dem Mainzer Becken hinweise.

Holzapfel (1893) betrachtet in ähnlicher Weise wie Grebe die Tertiärkiese des Rheintales und des unteren Lahntales als Äquivalente des Meeressandes und stellt sie demgemäß in das Mitteloligocän (l. c. 1893, S. 112—114); nun hat sich jedoch ein Teil dieser Ablagerungen als pliocäne Kieseloolithschotter (Waldesch) und ein anderer Teil als tertiäre Quarzschotter (Arenberger Schichten auf dem Kieselberg bei Rhens), also wahrscheinlich als untermiocäne Bildungen erwiesen.

Behlen glaubt in der Einleitung zu Engelhardt (1905) auf Grund der petrographischen Übereinstimmung aller dieser Tertiärkiese im südlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge (?) sie als zusammengehörige Bildungen auffassen zu müssen und stellt sie den Ablagerungen von Vallendar gleich.

[1]) Erläuterungen S. 10—11.

[2]) Vergl. v. Dücker, 1883, S. 426—427 und die Erläuterungen zu den Blättern Rettert und Dachsenhausen.

Höhenverhältnisse.

Ort	Meßtischblatt	Höhe über N.N.
1. Kieselberg bei Rhens	Boppard	280 m
2. Kiesel bei Arenberg	Coblenz	295 »
3. Mallendarer Berg bei Vallendar . . .	»	100 »
4. Simmern	Ems	260 »
5. Höhr, Sandgruben beim Reservoir . .	Montabaur	280 »
6. Bahnhof Höhr-Grenzhausen	»	275 »
7. Gitzenheide	»	315 »
8. Oberstes Brexbachtal (westl. Fischteiche)	»	340 »
9. Kiesgrube südöstl. Forsthaus Landshube	»	380 »
10. Nordabhang der Montabaurer Höhe .	»	400 »
11. Baumbach	»	365 »
12. südöstl. Hilgert	»	320 »
13. Ebenfelder Hof nördl. Isenburg . . .	Bendorf	250 »
14. Singhofen	Rettert	290 »

Von Interesse ist die große Höhenlage der tertiären Quarzschotter im Gebiete des westlichen Westerwaldes gegenüber den Vorkommen am Rhein[1]), wo die Schichten bei Vallendar 300 m tiefer liegen wie am Nordabhang der Montabaurer Höhe (vergl. 3. Abschnitt: »Zur Tektonik des Neuwieder Beckens«, S. 424—428).

II. Die Kieseloolithschotter.

Das weitverbreitete Vorkommen pliocäner Kieseloolithschotter (Duisdorfer Stufe[2])) im Rheintale zwischen Mosel und niederrheinischer Bucht wurde zuerst von E. Kaiser beobachtet[3]) und

[1]) Eine ähnlich große Höhenlage kehrt dann auch in der südlichen Eifel wieder, wo ich vor kurzem entsprechende Ablagerungen bei Manderscheid feststellen konnte. Mancherlei Gründe sprechen dafür, daß die Stromrichtung dieses großen miocänen Stromsystems, wenigstens im mittleren Teile des Schiefergebirges, ungefähr mit dem Streichen des Gebirges zusammenfiel. Nähere Angaben über diese Fragen hoffe ich späterhin veröffentlichen zu können.

[2]) Siehe E. Kaiser, 1907, S. 57—91.

[3]) E. Kaiser, 1903, S. 206—215.

ausführlich dargestellt, desgleichen die sehr nahe Verwandtschaft[1]) mit entsprechenden Ablagerungen an der Maas[2]). Das sich nordwärts anschließende Verbreitungsgebiet (Kölner Bucht) wurde dann von G. Fliegel bekannt gemacht und ausführlich beschrieben[3]). Vorher waren die Kieseloolithschotter nur in einem einzigen Vorkommen (Duisdorf bei Bonn) bekannt (siehe: Pohlig (1883), v. Dechen (1884), Schlüter (1897), Stürtz (1897)).

Bisher hatte man die tertiären Geröll- und Kiesmassen des Neuwieder Beckens, des unteren Lahntales und am Westabhang des Westerwaldes nicht weiter zu gliedern vermocht. Nach E. Kaiser (1907, S. 61) gehört jedoch eine Reihe von Vorkommen am Ostrande des Neuwieder Beckens den pliocänen Kieseloolithschottern an, deren Verbreitung in diesem Gebiete im Folgenden genauer festgestellt worden ist.

Die Kieseloolithschotter des Neuwieder Beckens unterscheiden sich von den älteren tertiären Quarzschottern durch das reichliche Auftreten der Kieseloolithe und ihrer charakteristischen Begleitgesteine (vgl. S. 376). Bei der im übrigen sehr ähnlichen Ausbildungsweise ist die praktische Durchführung dieser Abtrennung mit mancherlei Schwierigkeiten verknüpft. Für die Auffassung der Kieseloolithschotter als Flußablagerungen[4]) spricht eine Reihe von Gründen, wie Struktur, Lagerungsverhältnisse, Form der Geschiebe, Führung zahlreicher weither transportierter Gerölle u. a. m., so daß hierüber kein Zweifel mehr bestehen kann. Da sie ebenfalls in der Hauptsache aus Milchquarzgeröllen bestehen, unterscheiden sie sich schon auf den ersten Blick, allein durch ihre helle Gesamtfarbe, von den Diluvialschottern. Ihr Verbreitungsgebiet beschränkt sich auf die Hochfläche des Schiefergebirges; sie sinken im Neuwieder Becken nicht unter das Niveau der Hauptterrasse herab, so daß eine Überlagerung durch Schotter der

[1]) Über entsprechende Ablagerungen im Mainzer Becken siehe C. Mordziol (1907).

[2]) E. Kaiser, 1907, S. 81—86; 91.

[3]) G. Fliegel, 1907, S. 92—121.

[4]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 71.

Hauptterrasse, wie sie im Rheintale unterhalb Remagen stattfindet[1]), hier nicht vorhanden ist. Bemerkenswerter Weise läßt sich aber eine solche bei den Vallendarer Schichten beobachten (vgl. S. 370). An einer Stelle, Waschecker Kopf (Blatt Coblenz), liegen die Kieseloolithschotter nur 20 m über der Hauptterrasse. Das Liegende der Kieseloolithschotter wird sowohl von Schichten des Unterdevons als auch durch tertiäre Ablagerungen gebildet. Das Hangende besteht da, wo die Schotter nicht frei zu Tage liegen oder nur von Verwitterungslehm bedeckt sind, aus Löß oder Bimsstein.

Die durchschnittliche Mächtigkeit der Kieseloolithschotter beträgt schätzungsweise 12 m; sie schwankt zwischen 5 und 20 m.

Die ehemaligen zusammenhängenden Einzelvorkommen am Ostrande des Neuwieder Beckens, im unteren Lahntale und auf dem Plateau zwischen Rhein und Mosel bilden heutzutage keine morphologisch noch erkennbare Terrasse, was einmal in tektonischen Störungen[2]), andererseits in der Zerstückelung durch die Erosion und Denudation seine Erklärung findet. Trotzdem die Kieseloolithschotter weit nach Osten ausbiegen, sind sie im Bereiche des Neuwieder Beckens immer noch in ihrer Verbreitung an das Rheintal gebunden[3]).

Petrographisches Verhalten der Kieseloolithschotter[4]).

Inbezug auf Korngröße sind an der Zusammensetzung der Kieseloolithschotter beteiligt:

Gerölle von durchschnittlich mittlerer Größe, in der Hauptsache aus weißem Quarz bestehend. Größere Geschiebe sind ziemlich selten, namentlich solche von über Kopfgröße. Falls sie vorhanden sind, bestehen sie nur aus einheimischen Gesteinen wie Gangquarz und Devonquarzit. Solche größere Blöcke sind stets kantengerundet. Im Gegensatz dazu treten die fremden Geschiebe,

[1]) Vgl. E. Kaiser, 1903, S. 211 und 1907, S. 70 sowie G. Fliegel 1907, S. 103—108.

[2]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 72.

[3]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 69.

[4]) Vgl. die ausführlichen Mitteilungen und mikroskopischen Beobachtungen bei E. Kaiser, 1907, S. 64—67.

die augenscheinlich einen weiten Transport durchgemacht haben, in sehr kleinen Dimensionen auf; sie erreichen durchschnittlich nur Bohnen- bis Haselnußgröße, eigroße fremde Gerölle sind sehr selten, und noch größere wurden niemals beobachtet.

Kies. Neben den Geröllen mittlerer Größe und namentlich zwischen diese eingelagert finden sich sehr häufig feinkörnigere Geröllbildungen wie Kies und Grand in nesterförmigen Anhäufungen. Grobe und feine Geröllbildungen liegen oft in vielfachem Wechsel übereinander oder keilen gegeneinander aus.

Sande. Sie sind ebenso wie in den diluvialen Flußablagerungen als Zwischenmittel vorhanden und auch vielfach zu Linsen und Zwischenschichten angereichert.

Tone. Die Sande sind manchmal reichlich mit tonigen Beimengungen versehen und gehen dadurch in Sandtone und diese in reinere Tone über. Im Vergleich mit den diluvialen Flußablagerungen spielen hier die Tone eine viel größere Rolle; es muß demnach zur Zeit ihrer Ablagerung mehr toniges Material in die Ströme gelangt sein als zur diluvialen Zeit.

Durch die gegenseitige Wechsellagerung der verschiedenkörnigen Bestandteile kommt eine ausgezeichnete Schichtung zustande.

Form und Beschaffenheit der Gerölle. Die Schotter tragen alle Merkmale von Flußablagerungen an sich, und ihre ziemlich gute Abrundung weist auf einen längeren Transport hin und zusammen mit der verhältnismäßig geringen Korngröße des Materials auf einen langsamen Lauf des ablagernden Stromes. Die Form der Gerölle ist verschieden je nach der Beschaffenheit und Struktur der betreffenden Gesteinsart. Die Kieseloolithgeschiebe sind selten auch nur annähernd kugelig, sondern meistens unregelmäßig polyedrisch[1]). Ihre Oberfläche ist fast immer gut geglättet, desgleichen bei den gleichzeitig vorkommenden Begleitgesteinen, von denen einzelne bessere Rundung aufweisen.

Die im allgemeinen weiße Gesamtfarbe der Schottermassen wird durch zunehmenden Gehalt an Brauneisen in ein lichtes

[1]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 62.

Braun übergeführt. Durch Brauneisen verfestigte Konglomerate sind vielfach verbreitet und widerstehen dem Zerfall sehr lange. Auch die Sande werden hie und da zu einem sehr festen braunen Sandstein mit rein eisenschüssigem Bindemittel verkittet.

Petrographische Zusammensetzung. Von der Hauptmasse der weißen Quarzgeschiebe lassen sich leicht die bunten Geschiebe abtrennen, worunter die Kieseloolithe nebst ihren Begleitgesteinen und die verschiedenen kieselschieferähnlichen Gesteine verstanden sind. Neben diesen bunten Geschieben treten dem Mengenverhältnis nach die noch weiterhin vorkommenden Gesteine, wie devonische Quarzite und Sandsteine verschiedener Art, in den Hintergrund. Die Kieseloolithe treten in verschiedenartigen Abänderungen auf, so daß man nach ihrem äußeren Ansehen solche von hornsteinartigem, kieselschieferähnlichem und quarzitähnlichem Habitus unterscheiden kann. Diese Gesteine sowie ihre wahrscheinliche Herkunft und Entstehung hat E. Kaiser beschrieben[1]), desgleichen die mit dem Auftreten der Kieseloolithe eng verknüpften charakteristischen[2]) Begleitgesteine, meistens lyditartige Kieselgesteine, sowie verschiedene Quarz- und Chalcedonvarietäten. Bei Waldesch fand ich ein etwa nußgroßes, braunes, hornsteinähnliches Geschiebe von parallelfaseriger Struktur und welligem Verlauf der Fasern und bei Hillscheid ein aus Chalcedon bestehendes walzenförmiges Gerölle mit den Querschnitten kleiner Protozoen. (Länge 3 cm, Breite 1 cm, gut gerundet und poliert, an den Rändern durchscheinend.)

Unter dem Mikroskop erkennt man das Gestein als feinkörnigen Chalcedon mit einzelnen eingestreuten strahligen Aggregaten von ovaler und runder Form. Ein größeres derartiges Gebilde ist die Ausfüllung eines von einer Protozoe herrührenden Hohlraumes. Die Ausfüllung erfolgte von den Rändern aus: zuerst setzte sich radial-stengeliger Chalcedon ab, während das Innere von einem Quarzkörner-Mosaik erfüllt wurde; solche Durchschnitte finden sich mehrfach.

Weiterhin spielen unter den bunten Geschieben Kieselschiefer und kieselschieferähnliche Gesteine eine große

---

[1]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 62—66; 86—88; 90—91.

[2]) Charakteristische Begleitgesteine sind solche unter den fremden Kieselgesteinen, welche nicht auch in den ? untermiocänen Quarzschottern gelegentlich einmal vorkommen.

Rolle. Lydit, mit deutlich hornsteinartig-splittrigem Bruch und dichter Beschaffenheit, findet man nicht selten in Eigröße überschreitenden Geschieben, manchmal mit Quarzadern durchzogen, meistens aber ganz frei von diesen. Hieran sich anschließend ist noch eine Reihe von gebänderten Kieselschiefervarietäten vorhanden, bei welchen schwarze und braune Lagen mit heller gefärbten abwechseln; auch gelbe Kieselschiefer kommen vor. Vielfach trifft man auch mehr oder weniger ausgebleichte Kieselschiefer, die ganz helle Farbentöne angenommen haben. Es sei darauf hingewiesen, daß die in den Vallendarer Schichten vorkommenden kieselschieferähnlichen Gesteine in noch weitergehendem Maße von der Ausbleichung betroffen wurden. Die eigenartig punktierten Kieselschiefer, die man nicht selten in Kieseloolithschottern vorfindet, erinnern bei dem ersten Anblick etwas an die Kieseloolithe mit kieselschieferähnlichem Habitus, haben aber petrographisch keine Beziehungen zu ihnen.

Neben deutlich erkennbaren Kieselschiefern treten aber sehr zahlreich unter den bunten Geschieben noch ähnlich aussehende Gesteine auf von bläulicher bis bläulich-grauer Farbe, aber von ganz anderem Bruch wie er für Kieselschiefer charakteristisch ist; es scheint, daß diese Gesteine mit den Kieselschiefern gar keine Verwandtschaft haben; sie sind stets gut gerundet. Eisenkiesel kommt manchmal in mittelgroßen, gut abgerundeten Geschieben vor und ist verhältnismäßig selten.

Wie schon erwähnt, beteiligen sich außer den bisher genannten Gesteinsarten am Aufbau der Kieseloolithschotter noch verschiedenartige Quarzite und Sandsteine, die aber nur als Schotter lokaler Herkunft örtlich eine größere Anreicherung erfahren, namentlich in der Gegend von Höhr und Hillscheid, wo sie außerordentlich häufig sind; größere Blöcke beobachtet man namentlich bei Stromberg. Diese Gesteine entstammen fast ohne Ausnahme den devonischen Schichten, und nur höchst selten konnten knollensteinähnliche (? Tertiär-) Quarzite beobachtet werden.

Die Sande haben nur einen ganz geringen Gehalt an Muscovit; die Quarzkörner sind nur schwach gerundet, immerhin läßt

sich bei vielen der Einfluß der Abrollung mit Deutlichkeit erkennen. Einzelne Körner sind eckig und splittrig.

Verkieselte Fossilien in den Kieseloolithschottern des östlichen Neuwieder Beckens hat E. Kaiser[1]) in den Ablagerungen bei Hillscheid nachgewiesen; es gelang mir nicht, neue ergiebige Fundpunkte hinzuzufügen; in den Kieseloolithschottern auf dem Waschecker Kopf (Blatt Coblenz) fand ich ein verkieseltes Schalenbruchstück mit sehr deutlichen Kieselringen.

Verbreitung der Kieseloolithschotter[2]).

Das südlichste Vorkommen innerhalb des Arbeitsgebietes liegt bei Waldesch (Plateau zwischen Rhein und Mosel). Die Kieseloolithe und ihre charakteristischen Begleitgesteine sind hier besonders reichlich vorhanden. Von hier aus findet man die Kieseloolithschotter in nordöstlicher Richtung[3]) jenseits des Rheintales in der Tongrube nördlich Geierkopf wieder. Die dort abgebauten Tone werden von den Kieseloolithschottern überlagert. Die Oberfläche der bunten liegenden Tone zeigt viele Unregelmäßigkeiten, derart, daß mancherorts die Gerölle muldenförmig in die Tone eingreifen, an deren oberer Grenze auch nesterförmige Gerölleinlagerungen zu beobachten sind. Die Kieseloolithschotter setzen sich von der Tongrube aus nach W. und N. fort[4]).

Gegen das Rheintal zu findet man die Kieseloolithschotter wieder in einer kleinen Ablagerung an dem Waschecker Kopf[5]), südöstlich des Kratzkopfer Hofes. Die Unterkante der Schotter (über Coblenzquarzit) liegt hier bei 225 m, während sie in dem vorher erwähnten 4,3 km entfernten Aufschlusse bei 300 m gelegen ist. In ihrem unteren Teile besteht diese Ablagerung aus hellbraunem tonigem Sande, worüber man die zum Teil durch Brauneisen verkitteten Geröllmassen wahrnimmt.

Die nordöstliche Fortsetzung dieser Schottermassen bildet die Ablagerung auf dem Wintersborner Kopf bei Arzheim; auch hier bildet Coblenzquarzit das Liegende. Ganz sichergestellt ist die Zugehörigkeit dieser Ablagerung zu den Kieseloolithschottern bis jetzt noch nicht.

Das nördlichste Vorkommen auf Blatt Coblenz[6]) liegt auf dem Dachsberg bei Immendorf über einer mächtigen Tonablagerung.

---

[1]) Vergl. E. Kaiser, 1907, S. 68.

[2]) Vergl. die Kartenskizze Tafel 9.

[3]) Über das nordwestlich gelegene Vorkommen bei Kobern siehe: E. Kaiser, 1907, S. 73.

[4]) Vergl. Bohrprofil der Mutung »Palme I« in den Erläuterungen zu Blatt Coblenz, S. 29.

[5]) Vergl. Fig. 1, S. 384. Auf der Kartenskizze heißt es irrtümlicherweise »Wachecker Kopf«.

[6]) Die auf den Blättern Coblenz und Ems gelegenen Vorkommen von Kieseloolithschottern sind von Em. Kayser kartiert als »tertiäre Gerölle, Kies und Sand«.

Bei der Denzerheide, 3,2 km nördlich Ems, sind die Kieseloolithschotter in den Sandgruben zwischen Raabenkopf und Nörrberg, 600 m nordöstlich der Straße von Ems nach Coblenz, aufgeschlossen.

Das in nördlicher Richtung folgende Vorkommen liegt bei Hillscheid[1]), in dem Waldkomplex nordöstlich der Straße nach Höhr, in der Nähe des Reservoirs.

Das nächste Vorkommen trifft man 120 m nordwestlich des Höhrer Reservoirs, wo die Schotter nur mangelhaft aufgeschlossen sind[2]). Die in den benachbarten Gruben abgebauten Geröll- und Sandablagerungen gehören den miocänen Quarzschottern an (vergl. S. 370).

Bei Grenzhausen bilden die Kieseloolithschotter eine ziemlich ausgedehnte Ablagerung am »Römerbusch« (bei Punkt 302,6 aufgeschlossen) und am Südabhang des Eisenberges im Westen des Ortes.

Auf der v. Dechenschen Karte ist das Vorkommen am Römerbusch als Diluvium kartiert; auch Lepsius (1887—1892, S. 216) hat diese Schotter dem Rheindiluvium zugerechnet.

Auf dem Plateau zwischen Sayn- und Brexbach findet man die Kieseloolithschotter bei Nauort, in unmittelbarer Nähe des Ortes an der Straße nach Alsbach. Weit bessere Aufschlüsse befinden sich auf der Stromberger Höhe.

An der Straße von Stromberg nach Sayn, 800 m ssw. des Ortes, trifft man im Walde an der rechten Straßenseite auf eine Ablagerung, die wahrscheinlich den Kieseloolithschottern angehört; es gelang mir zwar nicht, daselbst die Kieseloolithe nachzuweisen, wohl aber die Anwesenheit ihrer Begleitgesteine, welche hier sehr selten sind. Das Vorkommen liegt 40 m tiefer wie die nahen Kieseloolithschotter auf der Stromberger Höhe.

Das nördlichste Vorkommen fand ich im Heimbacher Walde, nördlich Burghof, an der Stelle, wo der Weg, welcher dem Limes entlang von Anhausen nach dem Burghof führt, aus dem Walde heraustritt (bei »Spielmanns Heiligenhäuschen«). Die Schotter scheinen sich weiter nördlich fortzusetzen. Die Frage, ob sie im Gladbacher Walde anstehend sind, war nicht zu entscheiden.

Die Verbreitung der Kieseloolithschotter am Ostrande des Neuwieder Beckens lehrt, daß der in Betracht kommende jungtertiäre Stromlauf ziemlich weit nach Osten ausgebogen war; sein Eintritt in das Neuwieder Becken lag in der Gegend von Coblenz. Der weitere Verlauf dieses Tertiärstromes unterhalb Andernach ergibt sich aus der durch E. Kaiser nachgewiesenen Verbreitung der Kieseloolithschotter in diesem Teile des Rheintales[3]).

---

[1]) Vergl. E. Kaiser, 1907, S. 68 u. 69.

[2]) Die Kieseloolithschotter auf Blatt Montabaur hat Angelbis (s. Erläuterungen, 1891) als tertiäre »Quarzgerölle und Sand« bezeichnet. Bei Hillscheid ist die Verbreitung der Ablagerung in westlicher Richtung von Angelbis zu groß angegeben.

[3]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 57—91 und die zugehörige Kartenskizze. — Über die Verbreitung der Kieseloolithschotter im Rheintale zwischen Coblenz und

Höhenverhältnisse.

Ursprünglich müssen die Kieseloolithschotter eine ungefähr gleiche Höhenlage besessen haben, und nur soweit sind primäre Höhenunterschiede denkbar, als sie durch die Gefällsverhältnisse bedingt waren. Wo man daher heutzutage die Kieseloolithschotter in bedeutenden Höhenunterschieden vorfindet, ist die Annahme späterer Gebirgsstörungen gerechtfertigt[1]).

Im Neuwieder Becken beträgt dieser Höhenunterschied 135 m. Die Ablagerungen bei Waldesch und diejenigen im unteren Lahntale liegen in gleicher Höhe. Sie folgen einem Zuge von Coblenzquarzit, in dessen Fortsetzung auch das Vorkommen auf der Denzer Heide liegt, wo die Kieseloolithschotter die größte Höhe im Neuwieder Becken erreichen. Die nordwestlich von diesem Vorkommen gelegenen Ablagerungen liegen bedeutend tiefer, so daß hier eine Störung zu vermuten ist. Von Hillscheid aus nimmt die Höhenlage allmählich ab bis zum Brexbachtale, erreicht aber bemerkenswerter Weise auf dem nördlich davon gelegenen Plateau von Stromberg einen um 40 m höheren Betrag, und wiederum weiter nördlich, jenseits des Saynbaches, nimmt die Höhenlage abermals zu.

Höhenlagen der Kieseloolithschotter[2]).

Ort	Meßtischblatt	Höhe über N. N.
1. Waldesch	Boppard	300—310 m
2. Tongrube nördl. Geierkopf u. Umgeb.	Coblenz	300—305 »
3. Waschecker Kopf	Coblenz	225 m
4. Wintersborner Berg	»	230 »
5. Dachsberg bei Immendorf . . .	»	225 »
6. Denzer Heide	Ems	360 m

Bingen siehe: C. Mordziol, Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein.

Berichte über die Versamml. d. Niederrhein. geolog. Vereins. 1. Vers. zu Burgbrohl. Bonn 1907, S. 7—12.

[1]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 72.

[2]) Vgl. E. Kaiser, 1907, S. 68—70.

Ort	Meßtischblatt	Höhe über N.N.
7. Hillscheid	Montabaur	310—320 m
8. Höhr	»	280 »
9. Grenzhausen	Bendorf	275—280 »
10. Nauort	Bendorf	310 m
11. Stromberger Höhe	»	310 »
12. Heimbacher Wald, nördl. Burghof	Bendorf	325 m

Das geologische Alter der Kieseloolithschotter ist nach E. Kaiser[1]) und G. Fliegel[2]) pliocän. Da ich die Gleichaltrigkeit mit den kieseloolithführenden Dinotheriensanden des Mainzer Beckens (Eppelsheimer Stufe)[3]) nachweisen konnte[4]), muß den Kieseloolithschottern des Rheintales nun ebenfalls ein unterpliocänes Alter zugeschrieben werden.

Das Verhältnis der Kieseloolithschotter zu den untermiocänen (?) Quarzschottern ist charakterisiert durch eine langandauernde Erosionsdiskordanz und die in diese Zwischenzeit fallenden Gebirgsstörungen (vgl. 3. Abschnitt »Zur Tektonik« des Neuwieder Beckens, S. 424—428). Da wahrscheinlich die Vallendarer Schichten untermiocänes Alter besitzen, so würde sich diese Zwischenzeit vom Untermiocän bis zum Pliocän erstrecken. Ein ganz ähnlicher Hiatus trennt die Kieseloolithschotter von den altdiluvialen Hauptterrassenschottern.

In dem petrographischen Verhalten bestehen zwischen den miocänen Quarzschottern und den Kieseloolithschottern viele Unterschiede, aber auch mancherlei Ähnlichkeiten, die sich aus den vorangehenden Angaben ohne weiteres ergeben. Die Ähnlichkeit, welche in der Struktur mit den Vallendarer Schichten besteht, ist bereits erwähnt worden (vgl. S. 365).

---

[1]) E. Kaiser, 1907, S. 80—81; 90.
[2]) G. Fliegel, 1907, S. 116 ff.
[3]) C. Mordziol, 1907, S. 122—130.
[4]) E. Kaiser, 1907, S. 76; 90.

III. Die diluvialen Rheinterrassen[1]).

Die von A. Philippson und E. Kaiser[2]) in dem Rheintale unterhalb Andernach ausgeschiedene »Hauptterrasse« findet in dem Neuwieder Becken ihre südliche Fortsetzung; außer der Hauptterrasse lassen sich noch mehrere Mittelterrassen und eine Niederterrasse ausscheiden in Übereinstimmung mit der von E. Kaiser bei der Kartierung durchgeführten Gliederung in dem Gebiete unterhalb des Neuwieder Beckens. Die Hauptterrasse ist im ganzen Neuwieder Becken in ausgezeichneter Weise ausgebildet; sie ist von allen Terrassen morphologisch am deutlichsten und ein wichtiger Faktor in dem Landschaftsbilde und erreicht an vielen Stellen eine bedeutende Breite (1—1,5 km). Am deutlichsten ist sie in dem Gebiete zwischen der Lahnmündung und Sayn auf einer Strecke von 14 km entwickelt. Zwischen Sayn und Melsbach ist die Hauptterrasse nur in einer ganz schmalen Zone erhalten geblieben und läßt sich hier nur in der Form eines vielfach unterbrochenen Kiesstreifens durch die dichten Wälder an dem steilen Rande des Beckens verfolgen; morphologisch kommt sie hier garnicht zum Ausdruck. An dem Nordrande des Neuwieder Beckens ist sie dagegen bei weitem viel deutlicher und erreicht bei der Andernacher Pforte wieder eine Breite von etwas über 1 km; linksrheinisch ist sie ebenfalls in weiter Verbreitung vorhanden.

Die Hauptterrasse setzt sich auch in das Rheintal oberhalb des Neuwieder Beckens fort, desgleichen in das untere Lahntal.

Es verdient hervorgehoben zu werden, daß über der Hauptterrasse keine diluvialen Rheinschotterablagerungen mehr vorhan-

[1]) Vergl. die beigegebene Kartenskizze Tafel 9. Bei der Kartierung wurde nur die unmittelbare Umgebung der Stirnkanten der einzelnen Terrassen dargestellt. Die Abgrenzungslinien der in der Umgebung der Stirnkanten auftretenden Formationsglieder nach oben und unten sind daher nicht als Formationsgrenzen aufzufassen.

[2]) E. Kaiser, 1903, S. 206—215.
A. Philippson, 1903, S. 193—205.
E. Kaiser, 1906, S. 7—13.
Rauff, Kaiser, Fliegel, Exkursionsber. 1906.
E. Kaiser, 1907, S. 69.

den sind. Die von Em. Kayser[1]) ausgeschiedene »älteste Hochterrasse« der Umgebung von Coblenz hat sich bei der genaueren Untersuchung als der höhere Teil der sich von Ehrenbreitstein an nach Süden zu gabelnden Hauptterrasse erwiesen. Was Em. Kayser hier als Hauptterrasse bezeichnet, ist der viel deutlicher als der obere entwickelte untere Teil unserer bei 180 m über N. N. gelegenen Hauptterrasse, den man zweckmäßig als Ehrenbreitsteiner Stufe der Hauptterrasse bezeichnet. Da sie von Ehrenbreitstein an bis nahe Nieder-Lahnstein sehr breit entwickelt ist (Höhe der Stirnkante über N. N. 165 m), übernimmt sie in dieser Gegend die Rolle der Hauptterrasse, deren Stirnkante bei 180 m liegt. Sie ist hier noch oberhalb der Ehrenbreitsteiner Stufe vorhanden, tritt aber gegen diese ganz zurück (Gegend des Kratzkopfer Hofes.)

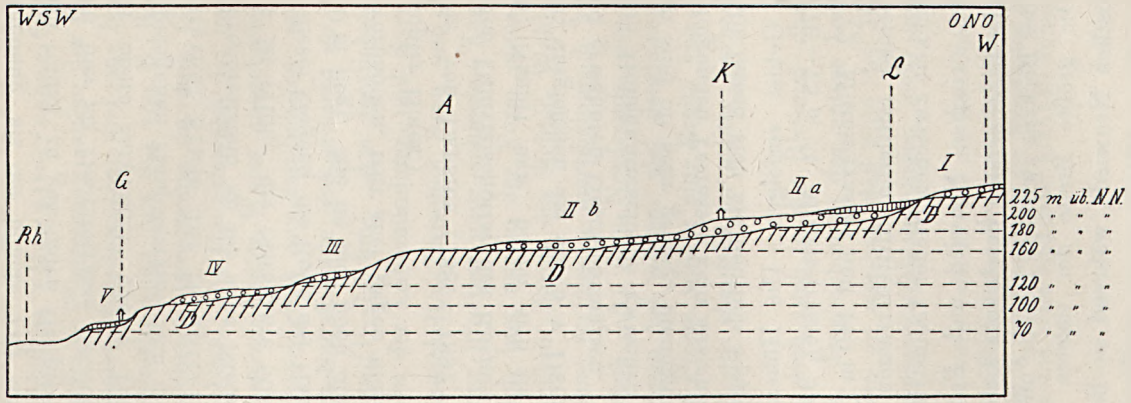
Die von Lepsius (1887—1892, S. 228) erwähnten höchstliegenden Diluvialschotter des Rheines in der Gegend von Grenzhausen, Nauort usw. haben sich als Kieseloolithschotter herausgestellt, desgleichen die durch v. Dechen (1884, S. 731) in dieser Gegend erwähnten Geschiebemassen.

Die Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Mittelterrassen sind oft sehr gering; manchmal ist zwischen zwei aufeinander folgenden Terrassen kein anstehender Untergrund vorhanden. Fast alle lassen sich als deutlich ausgeprägte Horizonte durch das ganze Gebiet verfolgen. Die Höhen der einzelnen Stirnkanten sind: 70—75 m (4. Mittelterrasse), 95—100 m (3. Mittelterrasse), 120 m (2. Mittelterrasse) und 140 m (1. Mittelterrasse) über N. N. Die beiden mittleren Mittelterrassen sind mit ganz besonderer Deutlichkeit zwischen Nieder-Lahnstein und Pfaffendorf, die beiden unteren zwischen Neuwied und Fahr entwickelt. Die höchstliegende Mittelterrasse beschränkt sich hauptsächlich auf den Ostrand des Beckens zwischen Bendorf und Rommersdorf (vgl. Fig. 1).

Die größte Breite der tiefsten Mittelterrasse beträgt 2 km (nordöstlich Neuwied), während sie bei den höheren viel geringer ist; nur die 3. Mittelterrasse erreicht bei Irlich 1,5 km Breitenausdehnung.

[1]) Em. Kayser, Erl. zu Blatt Coblenz, 1892.

Figur 1.



Terrassenbildung südlich von Pfaffendorf.

Höhen 1 : 6250. Längen 1 : 12500.

I = Kieseloolithschotter
IIa = Hauptterrasse
IIb = Ehrenbreitsteiner Stufe der Hauptterrasse
III = 120 m-Terrasse
IV = 100 m-Terrasse
V = 70 m-Terrasse

ℓ = Löß
D = Unterdevon
W = Waschecker Kopf
K = Kratzkopfer Hof
A = Altenberger Kopf
G = Gasanstalt
Rh = Rhein

Die Niederterrasse. Der größte Teil des von v. Dechen und Em. Kayser zum Alluvium gerechneten Schwemmlandes hat sich als zur Niederterrasse gehörig erwiesen, deren Unterkante bei ca. 65 m Meereshöhe liegt. Sie besitzt ansehnliche Verbreitung; sowohl rechts- wie linksrheinisch bildet sie den ebenen Talboden des Neuwieder Beckens, in den der Rhein sein heutiges Bett eingegraben hat. Alte Rheinrinnen[1]) konnten an mehreren Stellen beobachtet werden. Auf weite Erstreckung hin ist die Niederterrasse mit Bimsstein überschüttet, der aber in den an den heutigen Stromlauf angrenzenden Teilen an vielen Stellen fehlt. Zwischen Neuwied und Bendorf erreicht sie eine Breite von 2,5 km und fast ebensoviel zwischen Coblenz und Urmitz; an manchen Punkten fehlt sie dagegen ganz. Auch die größeren Rheininseln sind der Niederterrasse zuzurechnen und als stehengebliebene Reste derselben aufzufassen.

Der Untergrund der verschiedenen Terrassen wird vorwiegend von steilgestellten Schichten des Unterdevons gebildet und in nur geringem Maße von Ton- und Geröllschichten des Tertiärs. Fast stets ist die Oberfläche des Liegenden völlig eingeebnet; selten ragen einzelne kleinere Partieen des Unterdevons insel- oder klippenförmig in die Flußsedimente hinein.

Die Unterlage der Diluvialschotter (d. h. die Oberfläche der einzelnen Terrassenstufen) bildet eine sanft dem Rheintale zu geneigte Ebene, was zur Folge hat, daß die Stirnkante der Hauptterrasse umso höher liegt, je näher sie an den Beckenrand herantritt, entsprechend der verschieden weit nach seitwärts fortgeschrittenen Abtragung des Terrassensockels an den einzelnen Stellen; hieraus erklärt sich vielleicht das Schwanken der Stirnkante der Hauptterrasse zwischen 180 und 210 m[2])

Durch die Wirkung der Erosion und Denudation ist die Gestaltung des Bildes, welches heute die Terrassen darbieten, sehr wesentlich beeinflußt worden. Am meisten wurde naturgemäß

---

[1]) E. Kaiser, 1903, S. 206—215.

[2]) Andernfalls müßte man tektonische Verschiebungen annehmen, eine Frage, die nur durch die geologische Kartierung im Maßstabe 1 : 25000 entschieden werden kann.

die Hauptterrasse hiervon betroffen; die einzelnen Terrassenstücke, in welche sie zersägt wurde, haben vielfach ihre eigenen Namen erhalten (Galgenberg, Vierwindenberg, Mallendarer Berg usw.). Im unteren Lahntale ist der Zusammenhang der Terrassen bei weitem mehr unterbrochen worden, abgesehen von der nur geringen seitlichen Ausbreitung der Hauptterrasse in diesem Gebiete.

Petrographisches Verhalten. Die Mächtigkeit der auf den Terrassenstufen aufgeschütteten fluviatilen Ablagerungen ist schwankend. Bei der Hauptterrasse beträgt sie wohl nirgends mehr als 6 m. Diese Zahl wird bei den tieferen Terrassen vielfach überschritten, geht im allgemeinen aber nicht über 10 m hinaus, mit Ausnahme von einzelnen Punkten, wie zwischen Coblenz und Kesselheim, wo bei 10 m das Liegende noch nicht erreicht wird; vielleicht reichen hier die diluvialen Rheinabsätze noch unter das heutige Niveau des Stromes hinab. Nach Schaaffhausen[1]) soll in den Schotterablagerungen bei Heddesdorf in 60 Fuß Tiefe ein Knochen von *Equus fossilis* gefunden worden sein.

Das den Schotterablagerungen beigemengte sandige Zwischenmittel ist nur selten derartig angereichert, daß man von einer »sandigen Ausbildung« sprechen kann, ein Fall, der nur ganz lokale Bedeutung hat und mitunter an die erwähnten klippenartigen Unebenheiten des Untergrundes gebunden ist. Die überall vortreffliche Schichtung leitet durch Auskeilen und verschiedene Orientierung der einzelnen Schichten zur Schräg- und Kreuzschichtung über, wie sie für Flußablagerungen charakteristisch ist.

Beschaffenheit, Form und Größe der Gerölle. Je nach dem Alter sind die Gerölle frischer oder verwitterter, wobei die Verwitterung von der Gesteinsart abhängt. Melaphyr ist gewöhnlich mehr verwittert[2]) wie der ihn begleitende Quarzporphyr[3]). Auch lösliche Gesteine wie Kalke des Mainzer Beckens sind verändert und mürbe. Basaltgerölle haben vielfach eine braune, 1—1,5 cm dicke Rinde um den frischen Kern, die sich mikroskopisch als

[1]) 1875, S. 136.

[2]) Manche Geschiebe zerfallen sehr leicht und lassen sich mit dem Fingernagel ritzen.

[3]) Es ist selten, daß auch Quarzporphyr stark verwittert ist.

eine Anreicherung von Brauneisen erkennen läßt. Auch bei hellen Sandsteinen kommt zuweilen eine ähnliche braune Umrindung vor. Manchmal sind auch die devonischen Tonschiefer so stark verwittert, daß sie leicht in kleine Bruchstücke zerfallen. Im allgemeinen gilt, daß der Erhaltungszustand der verwitterbaren Gerölle umso frischer ist, je jünger die Ablagerung ist, womit auch die bräunliche Gesamtfarbe der Hauptterrasse und der mehr graue Ton der tiefen Terrassen zusammenhängt. Die Form der Gerölle ist häufiger flach als kugelig, was aber in hohem Grade von der Struktur und Absonderungsform der Gesteinsarten abhängt. Die Quarzgerölle sind verhältnismäßig gut gerundet und haben oft eine unregelmäßig-löcherige Oberfläche; auch die Quarzitgerölle[1]) sind sehr gut gerundet und haben eine geglättete Oberfläche. Die Geschiebe der verschiedenen Grauwackenarten sind mehr plattig; ebenso die von Quarzporphyr, im Gegensatz zu den Melaphyrgeröllen, welche häufig in eiförmigen bis flach-linsenförmigen Geschieben vorkommen. Die seltenen Granitgerölle sind ohne Ausnahme vortrefflich gerundet. Beim Buntsandstein sind nur die kleineren Geschiebe oval und gut gerundet, wohingegen die größeren Blöcke nur Kantenrundung aufweisen. Die Kieselschiefer haben die charakteristische polyedrische Form, bei Lydit mehr eine scheibenförmige, entsprechend der ebenplattigen Absonderung. Beachtenswert ist noch der Gehalt der Schotterablagerungen an Calciumcarbonat, der am auffälligsten in der Niederterrasse hervortritt, wo häufig zahlreiche Gerölle von einer Kalkkruste bedeckt sind. In den Mittelterrassen ist der Gehalt an Calciumcarbonat viel geringer; auch der Hauptterrasse fehlt er nicht ganz.

Petrographische Zusammensetzung. An dem Aufbau der Schottermassen sind sowohl die einheimischen Devongesteine, und zwar in überwiegender Menge, als auch von außerhalb hergebrachte Gerölle beteiligt; zu diesen gehört die Hauptmasse der Eruptivgesteine. Die Reihenfolge der Häufigkeit der Hauptgesteinsarten ist etwa:

[1]) Quarzite und Grauwacken kommen nicht selten in zentnerschweren, kantengerundeten Blöcken vor.

1. devonische Grauwacken,
2. devonische Quarzite,
3. Gangquarz (Milchquarz)
4. devonische Tonschiefer,
5. Eruptivgesteine,
6. Kieselschiefer,
7. Buntsandstein,
8. seltene Geschiebe: Granit, Kalke des Mainzer Beckens usw.

Die von E. Kaiser (1897, S. 159) ausgesprochene Tatsache, daß die Häufigkeit und Mannigfaltigkeit der fremden Eruptivgesteine in den tieferen Terrassen »dem sich erweiternden Stromgebiet entsprechend« zunimmt, hat auch für das Neuwieder Becken Geltung. Gleichzeitig ist mit der Zunahme der Eruptivgesteine eine Abnahme der Quarzgeschiebe zu beobachten, welche z. B. in dem heutigen Rheinalluvium und auch schon in der Niederterrasse den Eruptivgesteinen gegenüber sehr zurücktreten, dagegen in der Hauptterrasse gegen diese ganz außerordentlich vorherrschen. Die Herkunft[1]) dieser Quarze leitet sich zum Teil aus den Gängen des Unterdevons direkt ab, oft aber aus der Aufarbeitung der tertiären Geröllmassen. Die Herkunft der devonischen Grauwacken, Quarzite[2]) und Tonschiefer, unter denen auch die älteren Taunusgesteine (Phyllite usw.) vertreten sind, ist ohne weiteres klar.

a) Rezente Rheingeschiebe (Rheinalluvium). Außer den verschiedenartigen Gesteinen des Schiefergebirges, wie Grauwacken, Coblenzquarzit, Taunusquarzit, Sandsteinen, eisenschüssigen Quarziten, Tonschiefern und Kieselschiefern sind Basalte verschiedenster Art recht häufig, ferner die Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes, namentlich Quarzporphyr und Porphyrite (z. T. mit Achatmandeln). Auch Bimsstein findet man vielfach in Form sehr gut gerundeter eiförmiger Gerölle von meistens etwa Haselnußgröße; ferner Basaltlava und Nosean-Phonolith, Gesteine, welche wohl durch die Nette herbeigeführt worden sind. Buntsandstein aus dem

[1]) E. Kaiser, 1903, S. 209; Laspeyres, 1900, S. 255.

[2]) Vorwiegend Coblenzquarzit, seltener Taunusquarzit und andere Quarzite.

Oberrheingebiet ist vielfach vorhanden, von wo auch die ziemlich häufigen Granit- und Gneißgerölle herrühren, soweit die Granite nicht von der Mosel stammen.

b) Niederterrasse. Sie zeichnet sich durch große Mengen von Eruptivgesteinen aus, deren Hauptmasse aus dem Saar-Nahe-Gebiet stammt. LASPEYRES[1]) ließ es zweifelhaft, ob diese Gesteine hauptsächlich durch die Nahe oder durch die Lahn in die Schotter des Rheines gelangt seien. Die mikroskopische Untersuchung ergab jedoch die Herleitung der Hauptmasse dieser Gesteine aus der Nahe-Gegend, was auch GREBE[2]) für die im Rheintale oberhalb des Neuwieder Beckens auftretenden Gesteine festgestellt hat. Es kommen dabei als wichtigste Gesteine in Betracht: Quarzporphyre, zum größten Teil mit mikrogranitischer Grundmasse (Quarzkörner der Grundmasse nicht selten mit reichlichen Glaseinschlüssen); Felsitporphyre (mit schwach verteilter Glasbasis); Melaphyre; Augitporphyrite; Porphyrite (sehr zahlreich, fein- und grobkörnig), daneben ganz dichte Porphyrite mit überwiegend glasiger Grundmasse, welche oft nur Feldspatmikrolithe enthält. Makroskopisch erscheinen die Quarzporphyre teils in stark porphyrischer Ausbildung, wobei die Feldspäte, der Quarz und der Biotit sehr deutlich als größere Einsprenglinge hervortreten, zum Teil in dichteren, mehr feinkörnigen Varietäten, wobei meistens nur noch Quarz als Einsprengling vorhanden ist, was schließlich zu den Felsitporphyren überleitet. Mitunter sind die Feldspäte zu Kaolin verwittert. Melaphyre mit charakteristischem Habitus sind nicht häufig, wie überhaupt die Melaphyre den Porphyriten gegenüber in den Hintergrund treten; ein Teil dieser Gesteine findet sich in Form von Mandelsteinen. Die Mandeln, vorwiegend durch Achat und Quarz gebildet, haben z. T. konzentrisch-schaligen Aufbau. Als weitere Sekundärmineralien wurden noch beobachtet Malachit und Spateisenstein, der in radialstrahliger Form auf Kluftrissen vorkommt. Von anderen Eruptivgesteinen sind nur noch die Granite des Oberrheingebietes und die Basalte von Bedeutung,

[1]) LASPEYRES, 1900, S. 256.
[2]) GREBE, 1892, S. 105.

Geschiebe, welche manchmal ansehnliche Dimensionen erreichen. Die devonischen Gesteine kommen in der größten Mannigfaltigkeit vor, z. T. mit Abdrücken von Versteinerungen. Aus dem Lahngebiete stammen die seltenen Diabase, Schalsteine, Devonkalke und Cypridinenschiefer und die recht häufigen Kieselschieferarten (vom Typus der Lahnkieselschiefer) und Eisenkiesel. Hornstein wurde nur einmal beobachtet. Die Kalke des Mainzer Beckens (manchmal mit Versteinerungen) sind selten; dagegen wird Buntsandstein vielfach angetroffen und zwar in verschiedenen Varietäten; er bildet gelegentlich große Blöcke.

c) Mittelterrassen. Die Geschiebeführung der Mittelterrassen, wie auch die der Hauptterrasse, unterscheidet sich nicht sehr von derjenigen der Niederterrasse. Die fremden Eruptivgesteine sind nicht ganz so frisch; Granit ist sehr selten geworden, ebenso die Kalke des Mainzer Beckens; Buntsandstein ist ebenso häufig wie in der Niederterrasse; einzelne Gerölle von Cypridinenschiefer in der Gegend von Horchheim sind durch die Lahn herbeigeführt, in deren Ablagerungen im unteren Lahntale man diese Gesteine wiederfindet. Feinkörnige (sandige) Ablagerungen spielen eine größere Rolle wie in den anderen Terrassen.

Aus den aufgearbeiteten tertiären Geröllablagerungen stammen die nicht seltenen Geschiebe von eisenschüssigen Quarzkonglomeraten und -breccien. In den fossilführenden Devongesteinen (meist muscovitreiche Grauwackensandsteine und braune feinkörnige Grauwacken der Untercoblenzstufe) wurde außer den sehr zahlreichen Abdrücken von unterdevonischen Crinoiden festgestellt: *Chonetes sarcinulata*, *Orthis* sp., *Tentaculites scalaris*, *Ctenodonta Maureri* var. *contrastans*, *? Coleoprion gracilis*. Basalt ist nicht so häufig wie in der Niederterrasse. Bemerkenswert ist das Auftreten eines nußgroßen verkieselten Oolithgeschiebes aus der Fürstlichen Kiesgrube am Wasserwerk von Nieder-Bieber (120 m-Terrasse), das jedoch schon in seinem äußeren Habitus von den eigentlichen Kieseloolithen stark abweicht. Makroskopisch ist das Gestein grob-oolithisch mit unregelmäßig gestalteter Oberfläche. Mikroskopisch erkennt man die Struktur der Oolithkörner als konzentrisch-schalig infolge einer (selten sich mehrmals wiederholenden) Lage von fasrigem Chalcedon um einen feinkörnigen Kern desselben Materials.

Vielfach ist noch eine Zone opalartiger Substanz zwischen Kern und Rinde eingeschaltet. Es kommt vor, daß die Zwischenräume zwischen den einzelnen Oolithen durch viel kleinere Oolithe ausgefüllt sind, aber auch, daß sich im Inneren eines großen Oolithkornes kleinere Individuen angehäuft vorfinden, alle von der stengeligen Chalcedonrinde gemeinsam umgeben. Sehr selten besteht die Zwischenmasse zwischen den Oolithen aus eckigen Quarzkörnern, dagegen meistens aus opalartiger Substanz. An einer Stelle befand sich in dem Chalcedonkern der Oolithe ein größeres einheitliches Quarzindividuum; das dunkle Färbemittel bei den Oolithen ist konzentrisch-schalig angereichert. Die Form der Oolithe ist meistens oval, weniger häufig kugelig oder walzenförmig. Manchmal werden zwei größere Oolithe von derselben Chalcedonrinde umgeben[1]).

d) Hauptterrasse. Die Hauptterrasse ist den tieferen Terrassen gegenüber durch das noch größere Vorherrschen der einheimischen Devongesteine ausgezeichnet. Die Eruptivgesteine sind dieselben, wenn auch ungleich viel seltener wie in der Niederterrasse; Kalke des Mainzer Beckens wurden nicht beobachtet, sie scheinen zu fehlen. Basalt ist häufig, ebenso die tertiären Quarzkonglomerate mit eisenschüssigem Bindemittel. Der Quarzporphyr zeigt mikroskopisch dasselbe Bild wie in den tieferen Terrassen. In der Kiesgrube südöstlich Mühlenberg[2]) wurde ein feinkörniger aplitischer Granit beobachtet, ein normaler Granitit[3]) am Kaiser-Wilhelmsberg bei Bendorf. Neben typischem Kieselschiefer, der vermutlich zum größten Teil von der Lahn transportiert wurde, ist Eisenkiesel verhältnismäßig häufig. Vielfach sind die Kieselschiefer, die in verschiedensten Varietäten vorkommen, ausgebleicht. Tertiärquarzite und Hornsteine wurden nur gelegentlich beobachtet, auch Bergkrystalle mit wohlerkennbaren Flächen kommen vor.

---

[1]) Inbezug auf die Frage nach der Herkunft sei mitgeteilt, daß der Verfasser auch unter den rezenten Geschiebemassen des Rheins unterhalb Mainz verkieselte Oolithe fand und zwar in mehrere Centimeter großen Geschieben, jedoch von ganz anderem Ansehen als die eigentlichen Kieseloolithe in den Kieseloolithschottern.

[2]) Nordöstlich Niederberg, Meßtischblatt Coblenz.

[3]) Vgl. Zeiler, 1850, S. 134–154.

Von Fossilien auf primärer Lagerstätte ist mir nur ein Fund bekannt geworden: durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Prof. Follmann in Coblenz erhielt ich das Stück eines Pferdekiefers (Zwischenkiefer) aus den Schottern der Hauptterrasse von der »Wand« (nordöstlich von Vallendar). Leider ist bei der Unvollkommenheit des Materials keine Bestimmung möglich, zumal da die Schneidezähne (Ersatzzähne), welche allein erhalten sind, tief abgekaut sind; vielleicht liegt *Equus stenonis* vor[1]), was mit dem hohen Alter der Hauptterrasse in Einklang stehen würde.

Verbreitung der Diluvialterrassen.

a) Niederterrasse.

Rechtsrheinisch beschränkt sich die Niederterrasse auf das Gebiet der Lahnmündung und die Gegend zwischen Engers und Neuwied. An der Lahnmündung ist die Niederterrasse räumlich sehr beschränkt; auf ihr steht der größte Teil von Nieder- und Ober-Lahnstein. Sie setzt sich hier schuttkegelähnlich zu beiden Seiten der Lahnmündung in das Rheintal fort; an ihrem Aufbau sind Sedimente des Rheines und der Lahn gleichzeitig beteiligt; letztere treten aber stark in den Hintergrund. Die Grenze gegen die Rheinrinne liegt etwa bei der 65 m-Kurve. Aufschlüsse sind spärlich; bei den Ausschachtungsarbeiten an dem Hause Emserstraße 18 in Nieder-Lahnstein war folgendes Profil aufgeschlossen:

	Mächtigkeit
1. humoser oberflächlicher Verwitterungslehm	0,2 m
2. dunkler feiner Quarzsand, nach oben lehmig werdend und in 1. übergehend	1,0 »
3. grober Quarzsand mit vielen kleinen linsenförmigen Geschieben (Grand)	0,3 »
4. Niederterrassenschotter (mittlerer Größe), bei 0,5 m Mächtigkeit nicht durchsunken.	

Ein ähnliches Profil soll nach Aussage der Arbeiter bei der Anlage eines 6 m tiefen Sickerschachtes an dem Bahnübergang in der Bahnhofstraße durchteuft worden sein. Der »Kies« sei dort bedeutend grobkörniger gewesen.

Gegen den Rhein hin bedeckt ein ziemlich mächtiger Lehm die Schotter und Sande.

Zwischen Neuwied und Engers ist die Niederterrasse am besten entwickelt. Sie beginnt südlich Irlich, einige hundert Meter südlich der Mündung des Wiedbaches, und erreicht rheinaufwärts zwischen Neuwied und Engers ihre größte Entwicklung und ist bis etwa zur Landstraße von Neuwied nach Engers frei von Bimsstein, abgesehen von einem kleinen inselförmigen Vorkommen nord-

[1]) Das Vergleichsmaterial entstammte den Mosbacher Sanden; es war mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. W. v. Reichenau in Mainz zugänglich.

östlich des Bahnhofes Neuwied; der übrige weiter landeinwärts gelegene Teil der Niederterrasse ist von einer normalen, primär gelagerten Bimssteindecke überdeckt, deren untere Grenze bei 68 m Meereshöhe liegt, wie z. B. seiner Zeit sehr deutlich bei dem Bau einer Straßenunterführung an dem Lokomotivschuppen bei Neuwied sichtbar war, wo zu unterst Schotter und Sande lagerten, die erst oberhalb von 68 m Meereshöhe von Bimsstein überdeckt wurden.

Ausgezeichnete Aufschlüsse in den Schottern der Niederterrasse bieten die Kiesgruben östlich von Neuwied (südlich der Straße nach Engers). Man kann dort 5—6 cm starke Schichten gut abgerollter Bimssteinkörner beobachten; manchmal findet man auch kleine Bimssteingerölle mit einer Kruste von Calciumcarbonat auf andere Gerölle aufgekittet; auch der Sand enthält lagenweise abgerollte Bimssteinstückchen, ebenso der Lehm, der in dieser Gegend auf den Schottern und Sanden liegt und sich durch einen nicht unerheblichen Kalkgehalt auszeichnet; in ihm sind aber die Bimssteinstückchen sehr intensiv verwittert und zerfallen zu feinem Pulver im Gegensatz zu den Bimssteinen in den Schottern und Sanden. Dieser Niederterrassenlehm unterscheidet sich ohne weiteres vom Löß; die reichlich in ihm vorhandenen kleineren Geschiebe liegen entweder unregelmäßig verteilt oder zu Nestern angehäuft. Seine Mächtigkeit in diesem Gebiete der Niederterrasse beträgt durchschnittlich 1,5—2 m, kann aber diese Zahl noch weit überschreiten.

An der Grenze zwischen der bimssteinfreien und der bimssteinbedeckten Niederterrasse läuft eine alte Rheinrinne weit in das Land hinein. Sie beginnt 1 km westlich Engers und zieht sich in weitem Bogen und auch morphologisch sehr deutlich nach Neuwied hin und mündet bei der Hermanns- und Germaniahütte in den Rhein.

In Neuwied sind die Schotter und Sande der Niederterrasse in einer Kiesgrube in der Göbenstraße aufgeschlossen, wo auch reichlich Bimsstein und Material der grauen Tuffsande in den hier sehr mächtigen Ablagerungen zu beobachten ist.

Von Pfaffendorf bis Mallendar fehlt die Niederterrasse vollständig, da hier die Schichten des Unterdevons mit einem jähen Absturz (Ehrenbreitstein) unmittelbar an den Strom herantreten.

b) Mittelterrassen.

Die **vierte Mittelterrasse (70 m-Terrasse)** läßt sich mit mehr oder weniger großen Unterbrechungen von Nieder-Lahnstein bis zur Andernacher Pforte verfolgen [1]).

Zwischen Nieder-Lahnstein und Pfaffendorf kommt sie im Gelände kaum zum Ausdruck; hier im Süden liegt die Stirnkante bei 75 m, etwas höher als weiter stromabwärts.

[1]) Nach Beobachtungen von E. Kaiser setzt sie sich rheinabwärts bis in die Cölner Gegend fort; vgl. E. Kaiser, 1903, S. 206—215; sie ist nach E. Kaiser identisch mit der »Middelterraß« von Lorié, die bis nach Holland zu verfolgen ist.

Aufschlüsse.

1. Sandgrube des Herrn Sauer in Nieder-Lahnstein, Coblenzerstr. 18.

Hier ist die 4. Mittelterrasse in stark sandiger Ausbildung vorhanden:

	Mächtigkeit
1. Bimsstein; über dem Britzband grobkörniger als darunter . .	0,7 m
2. feinkörniger dunkelgrauer Sand, frei von Geröllen, welche sich erst an der unteren Grenze einstellen	2,0 »
3. Rheinschotter mit stark sandigem Zwischenmittel; bei 0,5 m Mächtigkeit das Liegende nicht erreicht.	

2. Profil beim Bau der Straßenunterführung zwischen Pfaffendorf und Horchheim.

Länge des Profiles: 50 m.

	Mächtigkeit
1. Verwitterungslehm mit zahlreichen Bimssteinstückchen . . .	0,30 m
2. Bimssteinablagerung mit Britzband; Beschaffenheit wie oben .	0,85 »
3. heller Lehm, frei von Geröllen, unten sandige Einlagerungen (wahrscheinlich Lößlehm)	2,00 »
4. Schuttschicht; zahlreiche eckige Bruchstücke devonischer Gesteine (Gehängeschuttbildung), vermischt mit wohlgerundeten Flußschottern (herabgeschwemmt); ohne scharfe Grenze gegen das Liegende und Hangende; wechselnde Mächtigkeit . .	0,4—0,75 »
5. Löß; sehr kalkreich, in den tieferen Lagen reich an kleinen Lößkonkretionen. An der oberen Grenze etwas sandig, an der unteren eingelagerte Geschiebe (? jüngerer Löß); scharfe Grenze gegen das Liegende	2 00 »
6. rotbraune bis graue Sandschicht mit Brauneisensteinschnüren und einzelnen eingelagerten Geröllen (darunter ein über kopfgroßes Basaltgeschiebe)	1,8—2,00 »
7. Rheinschotter, bei 0,4 m Mächtigkeit das Liegende nicht erreicht.	

Die Ausdehnung der 4. Mittelterrasse bei Horchheim ist sehr gering; sie beginnt gegenüber dem Bahnhof Nieder-Lahnstein, an dem Steilrande der 3. Mittelterrasse und endigt am Südende von Pfaffendorf, nahe des soeben erwähnten Profils.

Zwischen Pfaffendorf und Bendorf fehlt sie, entwickelt sich dann nach Nordwesten zu sehr deutlich; gute Aufschlüsse gewähren die Kiesgruben bei Heddesdorf. Bei Fahr sind unter den Schottern und Sanden die liegenden Devonschichten aufgeschlossen, die in Form eines scharf ausgeprägten Terrassensockels nach dem Rheine zu steil abfallen und die ca. 20 m über den Rhein ansteigende Wand zwischen Bahnhof Fahr und Fahr bilden.

An mehreren Punkten konnte die Uberlagerung der Terrassenschotter durch Löß festgestellt werden, der aber an vielen Stellen auch fehlt, sodaß dann der Bimsstein unmittelbar auf den Schottern lagert.

Aufschlüsse.

1. Kiesgruben bei Heddesdorf (Hahnenstraße).

	Mächtigkeit
1. normaler Bimsstein	0,5—0,6 m
2. Löß	1,0 »
3. ziemlich grobkörnige Schotter reich an Eruptivgesteinen	1,0 »
4. feinkörnigere Schotter mit Sandlagen	1,5 »
5. grobkörnige Schotter mit größeren Sandschichten	3,2 »
6. grauer Rheinsand	0,5 »
Liegendes nicht erreicht.	

2. Sandgrube bei Fahr.

Das Profil zeigt die sandige Ausbildung:

	Mächtigkeit
1. normaler Bimsstein	2,0 m
2. Rheinschotter mit einzelnen größeren Blöcken und eingelagerten Sandlinsen. Gerölle vielfach mit einer Kalkkruste überzogen; hoher Brauneisengehalt	3,5 »
3. Sand mit Schräg- und Kreuzschichtung	5,0 »
4. Rheinschotter, an der oberen Grenze durch Brauneisen zu einer Konglomeratbank verkittet; hoher Brauneisengehalt	1,0 »
Liegendes nicht erreicht.	

Etwas oberhalb dieses Profiles, an der Straße von Fahr nach Gönnersdorf, ist bei 70 m Meereshöhe die Überlagerung durch Löß festzustellen. Außerdem sind in diesem Gebiete die Ablagerungen der 4. Mittelterrasse noch mehrfach aufgeschlossen, z. B. in den Einschnitten der Hohlwege. In einer Bimssteingrube am Nordausgang von Irlich kommen wiederum vorwiegend sandige Schichten zu tage, desgleichen in dem nördlichen Teile der Siegertschen Bimssteingrube nordöstlich Neuwied, wo sowohl Sande wie Schotter s. Zt. aufgeschlossen waren.

3. Mittelterrasse (100 m-Terrasse); ebenso wie die vorher beschriebene läßt sich diese Terrasse mit mehr oder weniger Unterbrechungen in dem ganzen rechtsrheinischen Neuwieder Becken wahrnehmen. An der Stirnkante ist in dem südlichen Verbreitungsgebiet (Nieder-Lahnstein-Pfaffendorf) vielfach der devonische Untergrund entblößt. Durch kleinere Quertälchen, die sich in dieser Gegend in den Terrassenrand eingeschnitten haben, wird hier ein bogenförmiger Verlauf der Stirnkante bedingt, die dabei im allgemeinen eine Südnordrichtung hat und sich bis nach Pfaffendorf fortsetzt, dessen oberer Teil auf dieser Terrasse erbaut ist.

Aufschlüsse.

1. Baugrube an der Ostecke von Pfaffendorf

(an der Wegabzweigung nach dem Schützenplatz).

Die Schotter liegen hier auf der nach dem Rheintale zu etwas geneigten Oberfläche der Untercoblenzstufe. Die an der Vorderseite der Terrassenstufe steil abfallenden Devonschichten ziehen sich an der östlichen Seite der Hochstraße

bis zur St. Clemenskapelle hin. Die 100 m-Curve folgt hier genau der Stirnkante. Es war s. Zt. aufgeschlossen:

1. Verwitterungslehm . . . . . 0,5 m
2. Bimssteinschichten mit Britzband . . . . . 0,4 »
3. geröllfreier Lehm, nach der Stirnkante zu auskeilend (? Lößlehm) 0,3 »
4. Terrassenschotter mit schwachem sandigen Zwischenmittel und einzelnen kleinen Sandlinsen . . . . . 4,2 »
5. Liegendes: geebnete Schichtköpfe der Untercoblenz-Grauwacken.

2. Die an der Vorderseite der Terrasse ausstreichenden Schottermassen ziehen sich der 100 m-Kurve folgend ohne Unterbrechung nach Süden fort. 750 m südlich der oben genannten Stelle befinden sich dicht beieinander 2 Kiesgruben am Westabhang des Angelberges. Auch bei dem Horchheimer Kirchhof treten die Geröllmassen zu Tage, ebenso in den Kiesgruben zwischen Horchheim und Nieder-Lahnstein, wo folgendes Profil vorhanden ist:

1. Rheinschotter mit größeren Geröllen und grobsandigem Zwischenmittel . . . . . 2,0 m
2. brauner feinsandiger Lehm, dünnschichtig, deutlich fluviatil . 0,7 »
3. Rheinschotter, hoher Gehalt an Brauneisen, lokal auch Manganfärbungen . . . . . 1,2 »

Liegendes nicht erreicht.

In der petrographischen Zusammensetzung in diesem Gebiet macht sich deutlich der Einfluß der Lahn geltend. Lahnkieselschiefer, auch in größeren Geschieben, ist häufig, höchst selten ist Cypridinenschiefer.

In dem nördlichen Teile des Neuwieder Beckens ist die 3. Mittelterrasse sehr deutlich ausgeprägt in der Gegend westlich des Wiedbaches (zwischen Wollendorf, Irlich und Nieder-Bieber). Weiter nach Westen zu setzt sie sich fort bis in die Gegend von Gönnersdorf-Leutesdorf [1]). Gute Aufschlüsse fehlen die Schotter treten vereinzelt an dem Vorderrande der Terrasse unter der hier weitverbreiteten Bimssteindecke zu tage.

2. Mittelterrasse; sie ist in ihrer Verbreitung eng an das Auftreten der 3. Mittelterrasse geknüpft, namentlich zwischen Nieder-Lahnstein und Pfaffendorf. Hier setzt sie sich noch ein Stück weiter nach Norden fort und bildet den plateauartigen Vorsprung zwischen Bienhorntal und Pfaffendorfer Höhe, wo die Terrassenschotter von einer mächtigen Lößdecke überlagert werden. Von Ehrenbreitstein an rheinabwärts fehlt diese Terrasse, mit Ausnahme eines kleinen Restes bei Urbar; sie beginnt erst wieder bei Bendorf und begleitet jenseits des Saynbaches den Beckenrand bis Gladbach, von wo sie sich in westlicher Richtung bis Wollendorf am Nordrande des Beckens hinzieht. Am besten macht sie sich im Süden geltend; damals bildete der Allerheiligenberg eine Felseninsel an der Mündung der Lahn in den Rhein.

Aufschlüsse sind in dem südlichen Verbreitungsgebiete in den Kiesgruben nordwestlich Nieder-Lahnstein vorhanden; in den tieferen Schichten macht sich wiederum eine sandige Ausbildungsweise geltend; an einer Stelle fallen Sand-

[1]) vgl. E. Kaiser, 1903, S. 210.

und Geröllschichten stark nach Süden ein. Der Untergrund zeigt verschiedene klippenartige Unebenheiten. Auch in den Kiesgruben am Horchheimer Reservoir läßt sich die sehr große Beteiligung von Sandmassen feststellen. An der Zusammensetzung der Schotter sind hier Lahngeschiebe ziemlich stark beteiligt.

Im Norden des Beckens kommen die Ablagerungen der 120 m-Terrasse namentlich in den Hohlwegen, die von Bendorf, Weis und Heimbach in östlicher Richtung nach der Höhe führen, zu tage. In der Grube bei der Dampfziegelei nördlich von Heimbach wird das Liegende von den tertiären Braunkohlentonen gebildet; über den Schottern folgt Löß und Bimsstein. Weiter nördlich ist noch die Fürstliche Kiesgrube bei Nieder-Bieber (auf der Höhe südlich des Ortes) zu erwähnen, wo auch größere Blöcke in den Schottern ziemlich häufig sind.

1. Mittelterrasse. Im Gegensatz zu den anderen hat diese Terrasse (140 m-Terrasse) nur ein ganz geringes Verbreitungsgebiet, indem sie sich auf die Gegend zwischen Gladbach und Bendorf beschränkt. Sie besitzt nur geringe Breite, kommt aber trotzdem an manchen Stellen deutlich im Gelände zum Ausdruck. Aufschlüsse finden sich nur an dem Westabhang des Schnatzberges in den Hohlwegen, die nach Bendorf hinunterführen. Man kann hier die Überlagerung durch eine 2—3 m mächtige Lößdecke feststellen, sowie die Auflagerung auf die Schichten des Unterdevons bei 140 m über N.N., letzteres namentlich bei dem jüdischen Begräbnisplatze.

Die Mächtigkeit dieser Terrassenablagerung geht bis zu 9 m. In der petrographischen Zusammensetzung besteht kein wesentlicher Unterschied gegenüber den Ablagerungen der tieferen Terrassen, abgesehen von dem außerordentlich starken Zurücktreten der Eruptivgesteine des Saar-Nahegebietes, die auch schon in der 3. und namentlich in der 2. Mittelterrasse stark an Häufigkeit abgenommen haben.

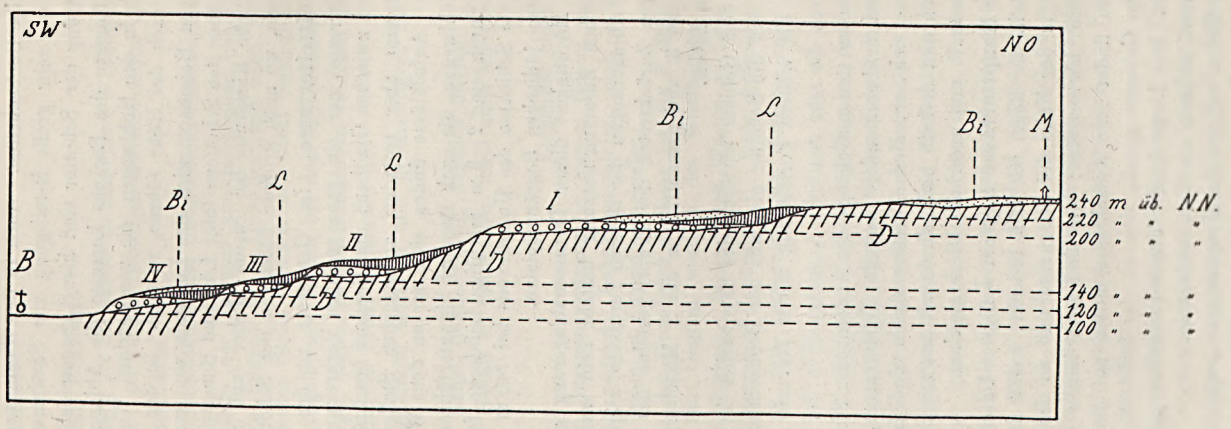
In dem Gebiete nördlich des Saynbaches ist die Bimssteinüberdeckung so mächtig, daß die Schotter nirgends der Beobachtung zugänglich sind, doch läßt sich hier die weitere Fortsetzung dieser Terrasse (bis Rommersdorf und Gladbach) durch die sehr deutliche Ausprägung in der Geländeform vermuten.

An dem steilen Gehänge der Andernacher Pforte, gegenüber dem Krahnenberg, sind 2 übereinander liegende Felsterrassen, welche den Mittelterrassen angehören, sichtbar; diese Terrassenstufen sind frei von einer Bedeckung mit Geschieben und deshalb nicht direkt mit den von Geschieben bedeckten Terrassen weiter oberhalb und unterhalb zu vergleichen.

Die Hauptterrasse zeigt am wenigsten Unterbrechungen; ihre breite Oberfläche ist in der Regel mit Löß bedeckt, sodaß die Schotterablagerungen, vornehmlich in der Nähe der Stirnkante und an den seitlichen Rändern gegen die Quertälchen, hervortreten; hier sind auch immer die Kiesgruben angelegt, und nur selten findet man Aufschlüsse mitten auf der Terrassenoberfläche. In den nördlichen Gebieten gesellt sich zu der Lößdecke noch eine Überlagerung von Bimsstein. Das Liegende der Terrassenschotter bilden meistens die Gesteine des Unterdevons, seltener die Tertiärschichten.

Im Süden beginnt die Hauptterrasse als ein schmaler Kies- und Sandstreifen am Westabhang der Horchheimer Höhe und gewinnt dann sehr rasch an Breite. Nach dem Rheintale zu geht die hier bei 180 m über N.N. gelegene

Figur 2.



Terrassenbildung bei Bendorf.

Höhen 1 : 6250. Längen 1 : 12500.

I = Hauptterrasse
II = 140 m-Terrasse
III = 120 m-Terrasse
IV = 100 m-Terrasse

L = Löß
Bi = Bimsstein
D = Unterdevon
B = Bendorf
M = Meisenhof

Hauptterrasse zwischen Ehrenbreitstein und Horchheim mit einem kleinen Absturz in die erwähnte Ehrenbreitsteiner Stufe über (vgl. S. 383). Die Stirnkante dieser tieferen Terrasse ließ sich an der Stelle, wo der Weg von Horchheim nach der Schmittenhöhe die 160 m-Kurve schneidet (n. Keitenberg), genau bei 162 m feststellen, indem hier die ausgehenden Schottermassen den plattigen Coblenzquarzit unmittelbar überlagern. Die Stirnkanten der Ehrenbreitsteiner Stufe und der Hauptterrasse laufen, wie auf der Karte deutlich zum Ausdruck kommt, nach Süden zu rasch zusammen (während sie nach Norden zu auseinander gehen) und verlieren sich an dem steilen Westabhang des Lichterkopfes. In nördlicher Richtung bildet die Ehrenbreitsteiner Stufe die ausgezeichnet ebene Terrassenfläche, welche durch die kleinen Quertälchen in Mehlersberg und Altenbergerkopf getrennt wurde. Jenseits des Bienhorntales bildet sie das ausgedehnte Plateau der Pfaffendorfer Höhe.

Geht man in östlicher Richtung über die Ehrenbreitsteiner Stufe hinweg, so trifft man überall bei der 180 m-Kurve einen mäßig hohen Anstieg im Gelände, an dessen Hang die Schottermassen der Hauptterrasse zum Vorschein kommen, die in der Kiesgrube am Kratzkopferhofe folgendes Profil zeigen:

1. Verwitterungsboden (sandiger Lehm mit einzelnen Geröllen und eckigen Bruchstücken derselben) . . . . . 0,2—0,3 m
2. Hauptterrassenschotter; vorherrschend devonische Gesteine und Quarzgerölle, daneben Kieselschiefer und Eisenkiesel (häufig infolge der Vermischung mit Lahngeschieben); Buntsandstein, Quarzporphyr, Melaphyr, Basalt. Zwischenmittel sandig, oben eine sandige Einlagerung mit weißer Tonschicht 1,3—1,5 »
3. unreine Tonschicht . . . . . 0,05 »
4. lehmiger Sand mit einzelnen kleinen Geschieben . . . . 0,7 »
5. Rheinsand, ohne Geschiebe, gelbbraun . . . . . 0,5 »

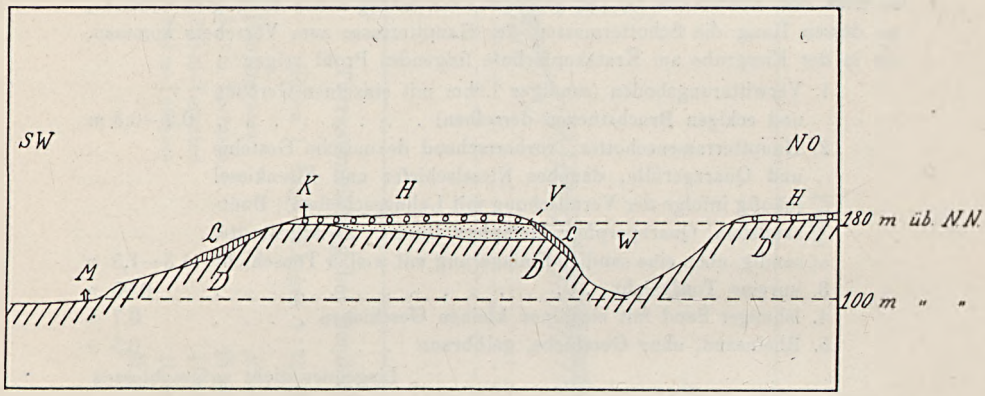
Liegendes nicht aufgeschlossen.

Auf dem weiten Plateau zwischen Mühlenbachtal im Süden und Mallendarer Tal im Norden sind die Schotter der Hauptterrasse z. B. in der Mitte des Plateaus bei der Ziegelei östlich Niederberg an der Grubensohle unter einer ca. 3 m mächtigen Lößdecke aufgeschlossen, ebenso in einer kleinen Kiesgrube an dem 250 m weiter nördlich vorbeiführenden Wege. Nach Westen zu reicht diese Terrassenfläche über Neudorf hinweg bis an den Rhein heran und bildet hier den Steilabsturz des Nellenköpfchens. Nordöstlich von diesem bilden die tertiären Braunkohlentone die Unterlage der Schotter. Das folgende Terrassenstück liegt zwischen dem Mallendarer- und Wambachtal; der Untergrund wird vorherrschend aus Coblenzquarzit und Obercoblenzschichten gebildet; nur im Westen des Krebsberges beteiligen sich Braunkohlentone und am Nordabhang des Mallendarer Berges Vallendarer Schichten an dem Aufbau des Terrassensockels.

Die nördliche Fortsetzung der Hauptterrasse ist der Rücken des Hühnerberges und die »Wand«. Auf diesem letzteren bis zum Wandhof ansteigenden Plateau sind die Schotter fast gänzlich von Bimsstein überdeckt; an dem Vorderrande sind sie in einer Kiesgrube aufgeschlossen.

Weiterhin tritt die Hauptterrasse näher an den Strom heran und bildet bis zum Sayntal mehrere kulissenartig nach Westen vorspringende Rücken. In den Tongruben von Weitersburg ist die Überlagerung der tertiären Braunkohlentone durch die Hauptterrassenschotter sichtbar. Auf dem schmalen Terrassenrücken des Albrechtshofes ist an dem vorderen Rande die Überlagerung der Devonschichten durch die Schotter und Sande in einem Hohlwege aufgeschlossen, desgleichen an dem Westabhang des Schnatzberges bei Bendorf. Auf dem Höhenrücken zwischen Sayn- und Brexbachtal kommt die Hauptterrasse im Gelände nicht im geringsten zum Ausdruck. Überreste der Schotter sind an der Straße nach Stromberg bei 200 m über N.N. aufgeschlossen. Nördlich des Saynbachtales finden sich die Reste der Hauptterrasse in einzelnen Kieslagern zwischen 190 und 200 m über N.N.

Figur 3.



Profil durch das Wambachtal und den Mallendarer Berg (südlich Vallendar).

Höhen 1 : 6250. Längen 1 : 12500.

V = Vallendarer Schichten
H = Hauptterrasse
L = Löß, z. T. mit Bimssteinbedeckung
D = Unterdevon
M = Mallendar
K = Kaiser Friedrich-Turm
W = Wambachtal

Das nördlichste Vorkommen im Neuwieder Becken liegt bei Melsbach, wo die Hauptterrasse bei 175 m über N.N. liegt und den flachen Höhenrücken, der, fast ringsum isoliert, sich von Melsbach aus in südlicher Richtung erstreckt, mit ihren Schottern bedeckt, die aber hier zum größten Teil von jüngeren Bildungen überlagert werden. Die Schotter sind in einem niedrigen Buschwäldchen nördlich Ruine Kreuzkirch in einer kleinen Grube aufgeschlossen. Die Eruptivgesteine des Saar-Nahegebietes sind hier selten, häufig dagegen charakteristische Lahngeschiebe (gestreifte und punktierte Kieselschiefer), sodaß sich noch ein deutlicher Einfluß der Lahn geltend macht.

Westlich des Wiedbaches treffen wir die Hauptterrasse auf dem Höhenrücken südlich Altwied in einer Höhe von 200—210 m über N.N. Ungefähr in demselben Niveau liegen die Schotter auf den Höhen von Segendorf auf zungenförmig vorspringenden Terrassenstücken. Nördlich Wollendorf finden sich Aufschlüsse in zwei Kiesgruben bei 195 m über N.N.; auch hier sind Lahnkieselschiefer und Eisenkiesel nicht selten.

Am Eingang der Andernacher Pforte bildet die Hauptterrasse das breite, bimssteinbedeckte Plateau von Hüllenberg, das sich über die Höhe von Leutesdorf in das enge Rheintal unterhalb des Neuwieder Beckens fortsetzt[1]), wo die Stirnkante der Hauptterrasse bei 200—210 m liegt.

Die Verbreitung der Diluvialterrassen im unteren Lahntale ist durch Em. Kayser kartographisch dargestellt worden, wobei eine Hauptterrasse und eine Mittelterrasse unterschieden wurde. Die Gleichstellung der Hauptterrasse des unteren Lahntales, deren Stirnkante bei 200 m über N. N. liegt, mit der Hauptterrasse im Rheintale ist von Em. Kayser und auch schon andeutungsweise durch v. Dechen betont worden. Möglicherweise entspricht Kayser's Mittelterrasse des unteren Lahntales, deren Stirnkante bei ca. 100 m liegt, der gleichhohen im Neuwieder Becken. Die Frage ist deshalb nicht mit voller Sicherheit zu beantworten, da die Mittelterrasse im unteren Lahntale unterhalb Nievern fehlt, also das Verhältnis zu den Rheinterrassen nicht unmittelbar festgestellt werden konnte.

Verlauf und Höhe der Stirnkanten.

Von der Lahnmündung bis Vallendar verläuft der Hinterrand der Hauptterrasse in Süd-Nord-Richtung, von Vallendar bis Melsbach in Südost-Nordwest-, von Melsbach bis zur Andernacher Pforte in Nordost-Südwest-Richtung; es muß also in der älteren Diluvialzeit der Rhein einen bis Melsbach nach Norden vorspringenden Bogen gebildet haben. In ähnlicher Weise ist ein solches Verhalten auch bei den oberen Mittelterrassen bemerkbar, während die tieferen Terrassen diesen nördlichen Bogen abschneiden und sich enger an den heutigen Stromlauf anschließen, was bei der Niederterrasse am meisten zutrifft.

Es muß auffallen, daß die Stirnkante der Hauptterrasse im Neuwieder Becken an vielen Stellen bis zu 20 m tiefer liegt als

[1]) E. Kaiser, 1903, S. 206—215.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

im Rheintale unterhalb Andernach, wo sie nach E. Kaiser (1903, S. 206—215) durchschnittlich bei 200 m liegt. Es kann dieser Widerspruch nur ein scheinbarer sein, da sich die Oberfläche des Terrassensockels nach der Talmitte hin senkt, was in der auf S. 385 angegebenen Weise die Höhenlage der Stirnkante beeinflußt; da bei der Enge des Rheintales unterhalb Andernach die Hauptterrasse bis dicht an das Gehänge wegerodiert wurde, liegt sie dort höher als in den mittleren Teilen des Beckens, wo die Stirnkante weit von dem Hinterrande der Terrasse entfernt ist. Es steht mit dieser Erklärung im Einklang, daß die Stirnkante der Hauptterrasse auch im Neuwieder Becken an den Stellen, wo sie dicht an das steile Gehänge herantritt, in größerer Höhe liegt (190—210 m) als dort, wo sie weit nach dem Rhein zu vorspringt.

Diese Verhältnisse sind namentlich dann in Betracht zu ziehen, wenn es sich um den Nachweis diluvialer Störungen handelt; daß solche vorhanden sind, läßt sich nur an einer Stelle als höchstwahrscheinlich annehmen, nämlich in der Gegend von Melsbach, wo die Schotter der Hauptterrasse bei 175 m über N. N. liegen, während sie nur 1,5 km (Luftlinie) in westsüdwestlicher Richtung davon entfernt auf dem Höhenrücken südlich Altwied bei 200—210 m gelegen sind.

Die auffallend große Breite der Hauptterrasse im Neuwieder Becken erklärt sich daraus, daß schon vor Bildung der Hauptterrasse das Neuwieder Becken als eine breite Einsenkung vorhanden war (vgl. 3. Abschnitt: »Zur Tektonik des Neuwieder Beckens«), wozu auch die durch die Tone des Tertiärs besonders begünstigte Seitenerosion beitrug.

IV. Der Löß.

Der Löß im Neuwieder Becken und im unteren Lahntale unterscheidet sich in seinem Habitus von dem des Niederrheins in keiner Weise. Die gleiche Beschaffenheit hat auch der Löß im Rheintale oberhalb von Coblenz.

Er stellt einen in seiner normalen Beschaffenheit stark kalkhaltigen Staubsand von gelbgrauer Farbe dar.

Fremde Einlagerungen sind nur örtliche Erscheinungen und von untergeordneter Bedeutung.

Es kommen dabei in Betracht:

1. eckige Schuttmassen, dem unmittelbar benachbarten Untergrund entstammend; man trifft sie vorwiegend an der Basis des Löß (Schuttzone).
2. verschwemmte Diluvialgerölle, welche den höher gelegenen Schotterterrassen entstammen; man findet sie meistens nur in der Schuttzone oder am Anstieg gegen das Gehänge.
3. Einlagerungen vulkanischer Auswurfsmassen, welch ganz vereinzelt in kleineren Particen auftreten. Sie entstammen vermutlich vereinzelten vulkanischen Ausbrüchen im Laacher-Seegebiet zur Lößzeit[1]). Die hierbei vorkommenden Bimssteinkörner sind mehr oder weniger verwittert.

An vielen Lößprofilen kann man die Einlagerung horizontal angeordneter Kalkkonkretionen beobachten, einerseits in einzelnen kleinen und oft zahlreichen Lößkindeln und andererseits in mehr oder weniger zusammenhängenden Bänken. Einige Male wurde beobachtet, daß der Löß in seinen unteren Lagen ein ziemlich intensiv geflammtes Aussehen hat, was durch viele kleine linsenförmige Einlagerungen rötlichbraunen Lößmaterials verursacht wird, und was dann den Eindruck macht, als sei der Löß von lauter rotbraunen Schnüren durchzogen — eine ganz ähnliche Erscheinung wie in der sog. »Rekurrenzzone« des oberrheinischen Löß. Am deutlichsten konnte ich diesen geflammten Löß in der Grube bei der Dampfziegelei nördlich Heimbach beobachten.

Der Löß kann unter Umständen seine gewöhnliche Farbe verlieren, nämlich dann, wenn er auf undurchlässigem Ton lagert und dabei durch das aufsteigende Wasser durchnäßt wird. Er macht dann den Eindruck eines sandigen Tones mit hohem Kalkgehalt, zumal er dann plastisch geworden ist. Dieses Verhalten des Löß ist am deutlichsten sichtbar in den Tongruben nördlich

[1]) Ähnliches berichtet Behlen in seiner Arbeit über den Westerwälder Bimssand (1905, S. 31—32).

des Geierkopfes[1]) (unteres Lahntal), auf dem Plateau von Weitersburg (Tongrube) und bei der Dampfziegelei nahe Heimbach.

Nimmt der Sandgehalt im Löß überhand, so entsteht daraus der sog. »Lößsand«, wie ich ihn namentlich bei Bendorf und Sayn an mehreren Stellen beobachten konnte.

Die fremden Bestandmassen im Löß, wie Gehängeschutt und verschwemmte Diluvialgerölle, können an den steilen Gehängen des unteren Lahntales derart zunehmen, daß sie gegen den Löß überwiegen, wie es namentlich aus dem Profil bei der Ziegelei am Hasenberg bei Ems (Fig. 4) ersichtlich ist.

An manchen Stellen führt der Löß eine reiche Conchylien-Fauna; Säugetierknochen konnte ich keine ermitteln; daß sie jedoch vorkommen, beweisen die Aussagen der Arbeiter.

Die Verbreitung des Löß im Neuwieder Becken wird durch die Bimssteinablagerungen zum größten Teil der Beobachtung entzogen.

An der Andernacher Pforte treffen wir ihn an der Stirnkante der Hauptterrasse gerade gegenüber Namedy; er lagert hier bei 180 m über dem Unterdevon und wird von Bimsstein bedeckt.

Größere Verbreitung hat der Löß an dem Abhange der Hauptterrasse bei Wollendorf; er ist in den Hohlwegen nördlich Wollendorf mehrfach aufgeschlossen. An der Nordostecke des Ortes führt er viele Conchylien.

Bei Rodenbach ist der Löß im Südwesten des Ortes, wo die von Wollendorf kommende Straße mit dem Fahrweg vom Gebrannten Hof zusammentrifft, sichtbar, ebenso in dem Hohlwege, der zwischen Rodenbach und Segendorf auf das schmale Plateau der Hauptterrasse führt. In ähnlicher Weise tritt der Löß zwischen Segendorf und der nordwestlich davon gelegenen Haupterrasse an ihrem Abfall nach dem Orte zu auf.

Auf dem plateauförmigen Vorsprunge südlich Altwied ist er an dem Wege, der über das Plateau hinweg nach Monrepos führt, oberhalb und unterhalb der Hauptterrasse (200—210 m) aufgeschlossen, wird aber fast gänzlich von Bimsstein überdeckt. Auf den über 300 m ansteigenden Höhen, die sich oberhalb der Hauptterrasse am Nordwestrande des Neuwieder Beckens erheben (Monrepos, Jägerstuhl, Moselborn), fehlt der Löß, wohl aber findet er sich an dem Abfalle dieser Umrandung zu der Hauptterrasse, wo er bis 280 m über N. N. emporreicht (unterhalb Jacobshof, südlich Gebrannte Hof).

Auf der Altwied gegenüberliegenden Seite des Wiedbaches trifft man den Löß an dem unteren Ende der von Melsbach herabkommenden Straße, hier auflagernd auf Unterdevon, und weiterhin in der Mitte zwischen Melsbach und Nieder-Bieber (an der kleinen nach Westen geöffneten Straßenschleife).

---

[1]) Der in dem Bohrprofil der benachbarten Mutung Palme I (Erläuter. z. Bl. Coblenz, 1892, S. 29) mit 2 m Mächtigkeit unter der Dammerde angegebene »graue Ton« ist vermutlich solch plastischer Löß.

Die tiefste Stelle erreicht der Löß am Nordwestrande des Neuwieder Beckens bei Fahr, wo er bis auf die 70 m-Terrasse heruntergeht (vgl. S. 395). Unter denselben Verhältnissen findet man ihn an dem Nordausgang von Heddesdorf.

Auf der Ostseite des Neuwieder Beckens ist der Löß viel besser der Beobachtung zugänglich, da hier die Bimssteinüberschüttung vielerorts fehlt, sodaß man in den südöstlichen Teilen des Beckens den Löß unbedeckt auf weiten Flächen vorfindet.

Zwischen Ober-Bieber und Rengsdorf kommt der Löß verschiedentlich zum Vorschein (z. B. an dem Wege, der die große Schleife der Straße nach Rengsdorf abschneidet).

Östlich von Ober-Bieber ist ein guter Aufschluß an der Carlsquelle (Straße nach Anhausen), und weiter südlich läßt sich der Löß in den Hohlwegen bei Gladbach vielfach beobachten.

Eine ganze Reihe von Aufschlüssen trifft man dann in den Hohlwegen bei Rommersdorf, Heimbach und Weiß. Bei der Dampfziegelei nördlich Heimbach überlagert der Löß die Schotter der 3. Mittelterrasse und wird seinerseits von normalem Bimsstein bedeckt.

An dem Gehänge zwischen Bendorf und Sayn ist der Löß an die einzelnen Terrassenstufen an- und aufgelagert; stellenweise ist er sehr reich an Lößconchylien; er wird größtenteils von Bimsstein überlagert.

Auf dem Plateau von Weitersburg und dem sich daran anschließenden des Gumschlag überdeckt der Löß ohne Unterbrechung eine 2,3 km lange und 2,1 km breite Fläche der Hauptterrasse und steigt noch etwas über diese an dem devonischen Gehänge hinauf; auch auf dem Rücken des Albrechtshofes ist Löß vorhanden. In dem nordöstlichen Teile des Gumschlag erreicht er bedeutende Mächtigkeit. An dem steilen Abfall der Hauptterrasse nach dem Rheine zu hat er nördlich des Monte Casino bei Vallendar, wo er bis 80 m heruntergeht, einige Verbreitung, ebenso an dem Abhange des Gumschlag nach Vallendar zu.

Etwas abseits liegt ein Vorkommen an der Straße südwestlich Höhr (in dem Seitentälchen am Endpunkte der Drahtseilbahn aus den Tongruben am Püschenkopf), wo der Löß auf Unterdevon auflagert.

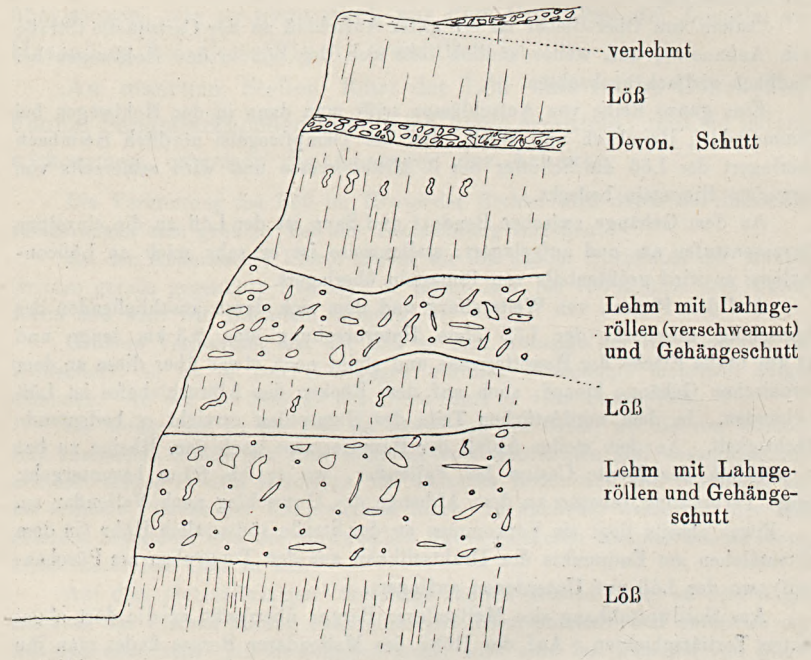
Am Nordwestabhang des Mallendarer Berges überdeckt er die dort abgebauten Tertiärschichten. Auf der Höhe des Mallendarer Berges findet man ihn ebenfalls, hier erstreckt er sich in östlicher Richtung nach Simmern und dem Hühnerberg zu.

Bei Immendorf hat der Löß am Westabhang des Dachsberges weite Verbreitung, wie auch auf der großen Plateaufläche der Hauptterrasse zwischen Arenberg und Niederberg, von wo er sich bis Urbar und nach dem Ehrenbreitstein hinzieht. Bei Niederberg bieten die Gruben südlich des Ortes gute Profile dar (am Rosenberg). Dieselbe Mächtigkeit wie hier (ca. 3—3,5 m) erreicht auch der Löß an der Ziegelei der Gebrüder Weglau, östlich Niederberg, wo er auf Hauptterrassenschotter liegt, wie auch in den Tongruben südlich Urbar, von wo er sich über das Hauptterrassenplateau nach Neudorf hinzieht und an einzelnen Stellen von Bimsstein überlagert wird. Unterhalb Neudorf, bei dem Abstiege in das Tal Ehrenbreitstein, trifft man ihn auf lange Erstreckung hin dem devonischen Gehänge angelagert an dem Einschnitte des Weges.

In südlicher Richtung setzen sich diese Vorkommen über Arzheim, die Pfaffendorfer Höhe, Kratzkopferhof bis zum Westabhang des Wingertsberges fort. In dieser Gegend verbreitet sich der Löß in westlicher Richtung bis Pfaffendorf (Hohlweg nach dem Kratzkopferhof) und bis zur Straßenunterführung zwischen Pfaffendorf und Horchheim in die unmittelbare Nähe des Rheines (75 m über N.N. vgl. S. 394).

Oberhalb der Lahnmündung findet man den Löß an und auf der Höhe der Hauptterrasse südlich Lahneck.

Figur 4.



Profil am Hasenberg bei Ems.

Im unteren Lahntale steigt er bei den Tongruben nördlich Geierkopf bis 300 m empor (höchste beobachtete Höhe); er ist hier tiefgründig verlehmt und lagert über den dort abgebauten tertiären Tonen oder auch über den Kieseloolithschottern.

Weiter lahnaufwärts kommt er an vielen Stellen der steilen Talgehänge vor, aber immer nur in kleineren Partieen z. T. vermischt und wechsellagernd mit Gehängeschutt (vgl. Fig. 4), so am Abhange des Mittelberges bei der Nieverner Hütte, bei Fachbach, nördlich des »Ehrlich« (Ziegelei), am Hasenberg bei Ems, westlich Dausenau und gegenüber am Abhange der Kuhweide bei Misselberg und in einer Lehmgrube nordwestlich Nassau (an der Straße nach Ems).

Im linksrheinischen Teile des Neuwieder Beckens hat der Löß ebenfalls weite Verbreitung und ist in gleicher Weise mit Bimsstein überschüttet; bei Coblenz geht der Löß bis ca. 75 m über N.N. herunter (Unterführung der Rhein-Moselbahn zwischen Löhr- und Weissertor), worauf mich Herr Professor Follmann in Coblenz aufmerksam machte.

Im Rheintale oberhalb von Coblenz steigt der Löß auf den Höhen der Hauptterrasse und darüber zwischen Rhens und Boppard bis 230 m empor.

Der Löß im Neuwieder Becken und im unteren Lahntale ist also keineswegs etwa an eine »Schottersohle« gebunden, vielmehr findet er sich sowohl auf den Terrassen selbst und angelagert an die Abhänge der einzelnen Terrassenstufen wie auch höher ansteigend auf dem devonischen Randgebirge; dabei ist der Vorderrand der Terrassen frei von Löß, was wohl durch Abschwemmung, die den Löß vielfach betroffen hat, zu erklären ist, vielleicht kam er auch an derartig exponierten Stellen garnicht zum Absatze.

Die Höhengrenzen des Löß liegen bei 70 und 300 m über N. N.; über das Verhältnis des Löß zu den diluvialen Rheinterrassen und den Bimssteinablagerungen siehe S. 422—423 und die Formationstabelle.

V. Die Bimssteinablagerungen.

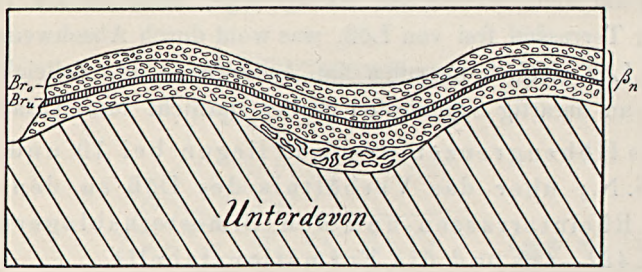
Die Bimssteinablagerungen des Neuwieder Beckens bilden eine weit verbreitete Decke, die sich mit mehr oder weniger großen Unterbrechungen sowohl im Inneren wie auch über die Ränder des Beckens ausbreitet und mit den Ablagerungen im Westerwalde in unmittelbarem Zusammenhang steht (vgl. S. 422—423).

Am deutlichsten ist diese Bimssteindecke in den nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Teilen des Gebietes, wo sie bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von ca. 3 m große Flächenräume kontinuierlich überlagert. Nach Süden zu nimmt sowohl Mächtigkeit wie auch Ausbreitung ziemlich rasch ab. Der Bimsstein überdeckt gleichmäßig die devonischen, tertiären und diluvialen Schichten und zwar stets in seiner Lagerungsform der Gestaltung des Untergrundes angepaßt. Infolge der Anlagerung an steilere Gehänge oder sonstige Unebenheiten hat der Bimsstein

eine ausgleichende Wirkung auf die Geländeformen. Infolge ihres jugendlichen Alters sind die Bimssteinablagerungen nur wenig von den Wirkungen der Erosion und Denudation betroffen worden, was namentlich dem Löß gegenüber auffällt, der sonst sehr ähnliche Verbreitung in vertikalem Sinne besitzt.

An der Andernacher Pforte hat der Bimsstein weite Verbreitung; er bedeckt dort namentlich das Plateau der Hauptterrasse zwischen Leutesdorf und Hüllenberg und setzt sich rheinabwärts nach den Höhen von Ober-Hammerstein fort.

Figur 5.



Profil in einem Steinbruch unterhalb Altwied.

Bro = oberes Britzband βn = normaler Bimsstein
Bru = unteres »

An dem Nordwestrande des Neuwieder Beckens bedeckt er z. T. die Höhen des Schiefergebirges (Jacobshof, Moselborn, Gebrannte Hof, Rennweg, Hahnhof, Monrepos, Holzstoß, Segenhaus, Plateau südlich Altwied, Meinhof); er lagert hier meistens auf Unterdevon und auf der Hauptterrasse und an deren Abfall zu den tieferen Terrassen und auch auf diesen selbst, z. T. auf Löß, z. T. auf Diluvialschotter.

Östlich des Saynbaches trifft man den Bimsstein überall zwischen Melsbach, Ober-Bieber und Heddesdorf, gute Aufschlüsse in den grauen Tuffsanden bieten mehrere Gruben zwischen Rengsdorf und Ober-Bieber; nördlich Rengsdorf an der Straße nach Bonefeld fehlen die grauen Tuffsande.

Eine nahezu 25 qkm große Fläche wird in dem Gebiete zwischen Neuwied, Ober-Bieber, Sayn und Engers von einer ununterbrochenen Bimssteindecke überlagert. Weiter westlich ist die Niederterrasse z. T. frei von Bimsstein, was wohl durch Abschwemmung des Rheines zu erklären ist, womit das Vorhandensein einer weit ins Land eingreifenden Rheinrinne im Einklange steht (vergl. S. 393).

Am Ostrande des Neuwieder Beckens zwischen Aubach- und Sayntal lagert der Bimsstein in nur wenig ausgedehnten Ablagerungen, die sämtlich auf der v. Dechenschen Karte nicht angegeben sind:

1. an der Abtsmühle im Aubachtale nahe Oberbieber, wo die grauen Tuffsande vorherrschend sind; dasselbe Profil trifft man auch etwas unterhalb der Mühle an der Abzweigung des Waldweges nach der Anhäuser Straße;
2. südlich Carlsquelle an der Straße nach Anhausen;
3. am »Alteck« (an der großen Schleife der Straße von Neuwied nach Anhausen), wo die grauen Tuffsande große Mächtigkeit und Verbreitung erlangen;
4. Dasselbe gilt auch für die Ablagerung östlich der Braunsburg;
5. südlich Meinborn, wo ebenfalls die grauen Tuffsande mit den Bimssteinschichten wechsellagern. Die Mächtigkeit der Ablagerung, die aus zahllosen dünnen Schichtlagen besteht und sehr reich an Schülferchen[1]) ist, war bei 5 m noch nicht durchsunken. Man bemerkt hier kein Britzband, wohl aber finden sich Andeutungen eines solchen in einem nahen Aufschlusse unmittelbar am Südende von Meinborn;
6. am Westgehänge des Iserbachtales gegenüber dem Ebenfelder Hof, wo der Bimsstein in seiner normalen Beschaffenheit und ziemlicher Mächtigkeit auf Unterdevon und Gehängeschutt auflagert;
7. am »Römerturm« nördlich Burghof lagert der Bimsstein zum Teil auf Kieseloolithschottern; weiterhin bedeckt er das Plateau in der unmittelbaren Umgebung des Burghofes.

Diese Vorkommen stellen die unmittelbare Verbindung der Neuwieder Bimssteine mit denen am Westabfall des Westerwaldes her und führen ohne die geringste Änderung im petrographischen Verhalten »in die Nähe des Isenburger Trachytes«, wo nach Angelbis die größten Westerwälder Bimssteine liegen sollen und zwar auf dem Plateau zwischen Sayn- und Brexbach (bei Nauort); indessen unterscheidet sich die Korngröße der in dieser Gegend verbreiteten Ablagerung von der bei den vorher genannten Vorkommen in keiner Weise, was auch Behlen (1905, S. 9) für fraglich hält.

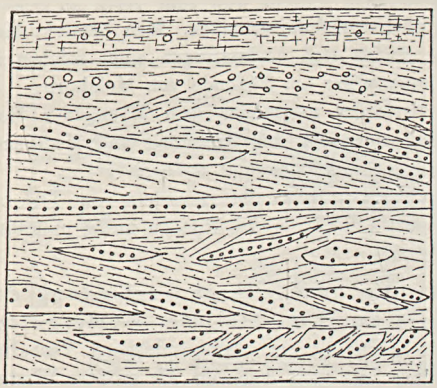
Südlich des Sayntales bedeckt der Bimsstein an zahlreichen Stellen den Ostrand des Neuwieder Beckens und setzt sich in östlicher Richtung nach der Montabaurer Höhe und in die Gegend von Montabaur fort.

Lagerungsform. Überall im Neuwieder Becken, am Westabhang des Westerwaldes und im unteren Lahntale liegen die Bimssteinablagerungen auf primärer Lagerstätte und nicht, wie die v. Dechen-Angelbis'sche Hypothese darstellt, auf sekundärer. Eine Ausnahme bilden die fluviatilen Bimssteinablagerungen von Engers, worüber schon Nöggerath und auch Blenke (1879, S. 11) berichtet haben. Diese Bildungen sind aber von den übrigen Bimssteinen nur insofern verschieden, als sie durch

[1]) Vergl. S. 412.

fließendes Wasser zusammengeschwemmte Massen darstellen (vgl. Blenke, l. c. S. 11); dabei sind die Bimssteinkörner mit einem schlammartigen grauen Überzuge versehen worden. Diese fluviatilen Ablagerungen findet man am besten aufgeschlossen nördlich der Straße von Engers nach Sayn[1]). Die Bimssteinstückchen tragen deutlich die Merkmale eines Wassertransportes an sich, indem sie alle gut abgerundet und geglättet sind; sie sind durch-

Figur 6.



Fluviatiler Bimsstein von Engers a. Rh.

schnittlich von Bohnengröße; solche von Nußgröße sind selten. Diese Bimssteingerölle wechsellagern in vielen dünnen Schichten mit dem dunklen Materiale, wobei sehr oft ausgezeichnete Kreuzschichtung vorhanden ist. Überall sind Rheingerölle und z. T. auch Sande eingestreut (nahe Sayn Geschiebe von über Kopfgröße), die stellenweise zu größeren Gerölllinsen angehäuft sind. Im allgemeinen macht sich eine gewisse Sonderung nach dem spezifischen Gewicht geltend. Dieser fluviatile Bimsstein von Engers hat aber nur ganz lokale Bedeutung; die Verfestigung (»Sandstein von Engers«) ist nur auf eine gewisse Schichtlage beschränkt.

Petrographisches Verhalten. Die Bimssteinschichten bestehen aus einer lockeren Anhäufung von eckigen und kantigen Bruch-

[1]) Vgl. Fig. 6.

stücken trachytischen Bimssteinmaterials, getrennt durch feinkörnigere mehr oder weniger verfestigte Horizonte (Britzbänder). Ganz lokal erscheinen die Bimssteinbrocken schwach verkittet (z. B. bei Irlich, Gladbach usw.), abgesehen von dem »Sandstein von Engers«.

Die Korngröße der Bimssteinbrocken ist verschieden; oft liegen größere und kleinere nebeneinander. Die größeren Stücke innerhalb des Arbeitsgebietes gehen nicht viel über Eigröße hinaus. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß die Korngröße nach dem Westerwalde und dem unteren Lahntale hin stetig abnimmt, nicht aber, wie ANGELBIS behauptete, daß die Bimssteine des Rheintales von geringerer Korngröße wie die am Westabfall des Westerwaldes wären[1]).

Neben trachytischem Material beobachtet man größere Mengen devonischer Gesteine, wie Tonschiefer, Grauwackenschiefer, Grauwacke und Gangquarz.

In der Südostecke des Neuwieder Beckens, wo die Korngröße schon sehr stark abgenommen hat, beobachtet man vielfach zu oberst eine gröbere bis 1 m mächtige Bimssteinlage und darunter, getrennt durch ein dünnes Britzband, eine bedeutend feinkörnigere Ablagerung von geringerer Mächtigkeit.

In den normalen Bimssteinschichten kommen weiße, gelbe und graue Farbentöne vor; diese Schichten haben somit eine helle, oft blendend weiße Gesamtfärbung, während die obersten Ablagerungen sehr viel dunkler gefärbt sind. Die feinen, aus vulkanischer Asche bestehenden Britzbänder (v. DECHEN nennt sie auch Lager von feinerdigem Tuff) sind von gelblichgrauer Farbe. Der Name Britz hat nur technische Bedeutung und bezeichnet alles zur Bimssteinfabrikation unbrauchbare Material. Es werden damit aber auch die obersten, von den normalen Bimssteinschichten abweichenden Auswurfsprodukte bezeichnet, was auch bei v. DECHEN mehrfach geschieht. Es ist daher nötig, den Namen Britz nur für die außerordentlich charakteristischen Britzbänder zu gebrauchen, während die obersten Auswurfs-

[1]) Vgl. BEHLEN, 1905, S. 9.

massen am treffendsten als **graue Tuffsande** bezeichnet werden. H. Behlen (1905) versucht den Namen Britzbänder durch »Tuffbänke« zu ersetzen, was jedoch nicht zweckmäßig sein dürfte, da der Name »Britzband« viel zu sehr eingewurzelt ist; es würde dadurch die Unklarheit nur noch vermehrt werden.

Die Britzbänder können wir definieren als mehr oder weniger dünne Zwischenschichten vulkanischer Asche, vermischt mit kleinen Bimssteinkörnern und Schieferstückchen[1]). Das untere Britzband ist weitaus am mächtigsten und am wenigsten mit Bimssteinkörnern gemischt.

Da die Britzbänder fast überall vorhanden sind (vgl. Behlen, 1905, S. 24), also weithin sich erstreckende deckenförmige Einlagerungen in den gröberen Bimssteinschichten darstellen, so ist dadurch eine gute Schichtung und Lagenstruktur überall wahrzunehmen. Außerdem zeigen die obersten Auswurfsmassen auch Schichtung erzeugt durch Windwirkung, die sich in Schräg- und Kreuzschichtung äußert. Steininger (1821, S. 59—62) nennt die Britzbänder »traßartige Massen«, Behlen (1905, S. 20) vergleicht sie direkt dem Traß des Brohl- und Nettetales.

Das untere Britzband bildet einen überall durchgehenden Horizont, während das geringer mächtige obere Britzband vielfach fehlt. Über diesem sind noch stellenweise Andeutungen von 2 bis 4 obersten Britzlagen vorhanden, jedoch nur höchst undeutlich. In der Gegend von Fahr und Wollendorf habe ich auch ein ganz schmales mittleres Britzband nahe dem unteren beobachtet.

In dem unteren Britzband ist stets eine Zweiteilung vorhanden, indem sich nahe der oberen Grenze eine dünne Zwischenlage kleinerer Bimssteinbröckchen, vermischt mit größeren und mit Devonschülferchen, vorfindet. Diese Bimssteinzwischenschicht des unteren Britzbandes findet man in fast allen Aufschlüssen selbst noch in der unmittelbaren Umgebung des Laacher Sees. Infolge seiner allgemeinen Verbreitung und gleichmäßigen Beschaffenheit bildet das untere Britzband einen ausgezeich-

[1]) Letztere auch »Schülferchen« genannt.

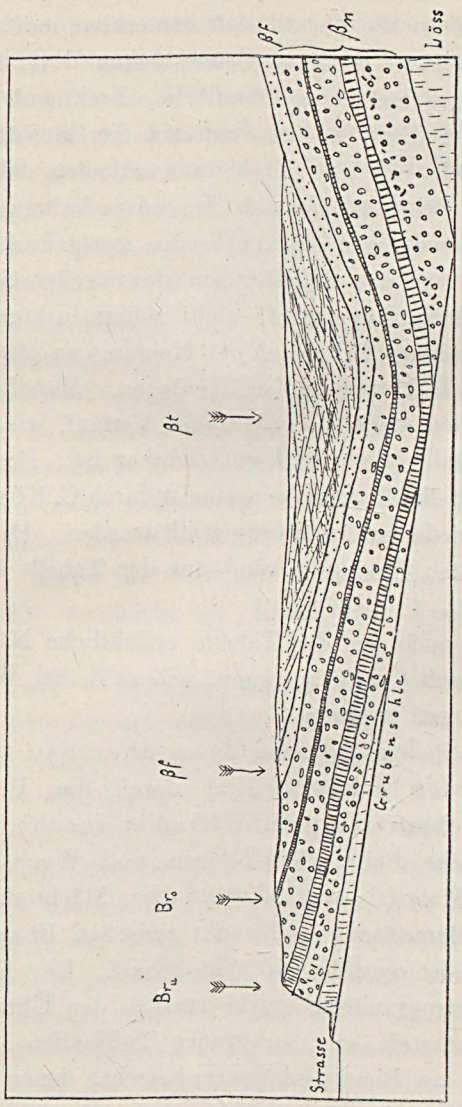
neten Leithorizont; weniger gut läßt sich auch das obere Britzband zu diesem Zwecke verwerten.

Hervorzuheben ist die überall sich bemerkbar machende Anhäufung von zahlreichen größeren Bruchstücken devonischer Gesteine, z. T. mit angeschmolzener Oberfläche, direkt unter dem unteren Britzband. In dieser Region sind auch die Bimssteinbrocken von besonderer Größe. Es läßt sich hieraus schließen, daß vor Ausbruch des unteren Britzbandmaterials besonders heftige Vorgänge in dem Eruptionskanal des Ursprungsherdes stattgefunden haben. Auch sonst findet man die Schülferchen devonischer Gesteine in die Bimssteinschichten eingestreut, nicht selten in lagenförmiger Anordnung. Das untere Britzband hat Neigung zu plattiger Absonderung, bedingt durch feinere Zwischenlagen. Manchmal haben die Britzbänder einen stark wellenförmigen Verlauf, wie es in den Bimsgruben unterhalb Irlich sehr gut sichtbar ist. Der Abstand der Britzbänder auf der linkenRheinseite ist durch C. Könen (1898, S. 4—5) an verschiedenen Orten festgestellt worden. Die Verhältnisse auf der rechten Rheinseite sind aus der Tabelle S. 416 ersichtlich.

Das zum Teil auch aus der Tabelle ersichtliche Näherrücken der Britzbänder nach Osten zu kann, wie z. B. bei Wollendorf, örtliche Abweichungen erfahren.

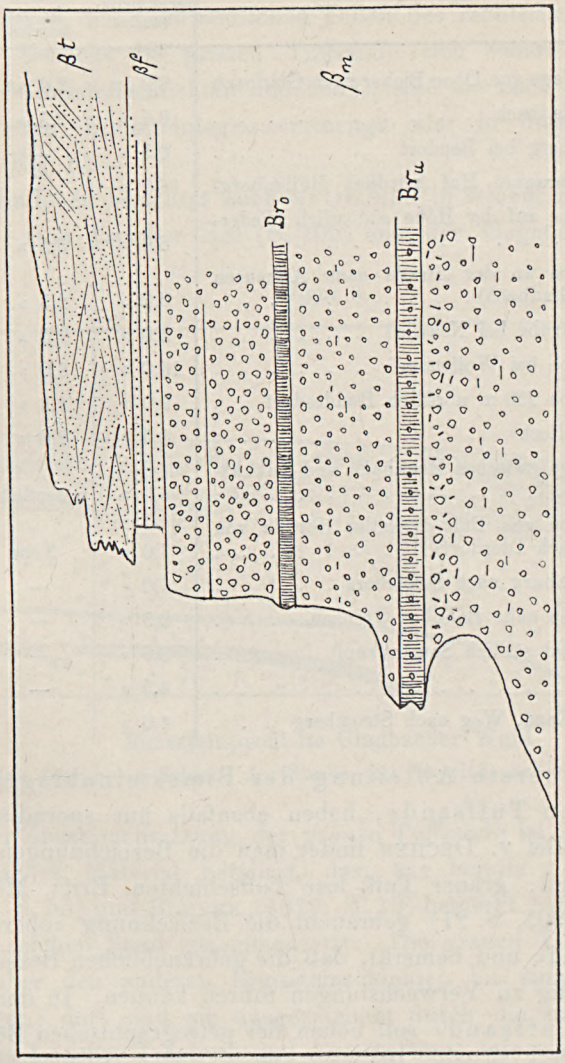
An manchen Stellen beobachtet man über den normalen Bimssteinschichten (charakterisiert durch die Britzbänder) feinkörnigere schmutzig-graue Bimssteinschichten, die sich durch zahlreiche dünne Schichtlagen und Wechsellagerung mit sehr feinem Material auszeichnen. Die Mächtigkeit dieses feinen grauen Bimssteins schwankt zwischen 10 und 50 cm. Die untere Grenze ist gewöhnlich sehr scharf. Der feine graue Bimsstein bildet petrographisch gewissermaßen den Übergang von dem normalen Bimsstein zu den grauen Tuffsanden, indem die Hauptmasse noch aus Bimssteinkörnern besteht, denen aber sehr reichlich Devonschülferchen beigemengt sind. Er fehlt an sehr vielen Stellen und scheint gemäß den Lagerungsverhältnissen nur eine lokale Ausbildung entweder der grauen Tuffsande oder des normalen Bimssteins zu sein.

Figur 8.



Bimssteinprofil bei Gladbach.

βt = graue Tuffsande
βf = feiner grauer Bimsstein
βn = normaler Bimsstein
Bro = oberes Britzband
Bru = unteres »



Figur 7a.

Bimssteinprofil bei Gladbach.
(Bezeichnung wie oben.)

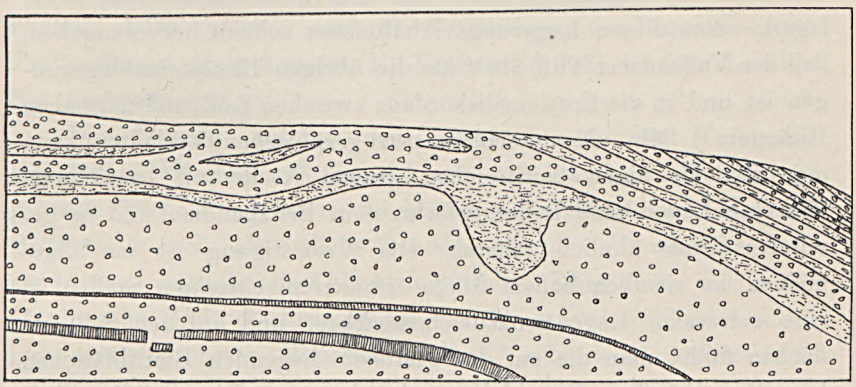
Ort	Mächtigkeit des unteren Britzbandes	Mächtigkeit des oberen Britzbandes	Abstand beider Britzbänder
Grube am Wege von Ober-Bieber nach Gladbach	6,0 cm	2,0 cm	55 cm
Grube bei Gladbach	6,0 »	2,5 »	55 »
Vier-Windenberg bei Bendorf	6,5 »	—	—
Oberhalb Gebrannte Hof (nördlich Hüllenberg)	16,0 »	—	—
Bimssteingrube auf der Höhe südöstlich Nieder-Bieber	8,0 »	3,5 »	53 »
Bimssteingrube an der Straße nach Anhausen (nördlich Gladbach)	6,0 »	2,5 »	50 »
Siegertsche Grube bei Neuwied	8,0 »	2,5 »	60 »
Bimssteingrube bei Wollendorf	16,0 »	6,0 »	33 »
Bimssteingrube 250 m nördlich Heddesdorf . .	9,0 »	2,5 »	66 »
Profil am »Alteck«	4,5 »	2,0 »	40 »
Bimssteingrube zwischen Heimbach und Kukuksberg	6,0 »	undeutlich	50-60cm
Bimssteingrube von Balz & Keller (Straße von Neuwied nach Dierdorf)	7,0 »	3 cm	60 »
Weg von Isenburg nach Stromberg	5,0 »	—	—
Bimssteingrube nahe Bahnhof Grenzau	2,5 »	—	—
Feisternachtstal südlich Saustallkopf	3,0 »	—	—
Nauort	4,5 »	—	—
Südwestlich Kaan, Weg nach Stromberg . . .	4,0 »	—	—

Die oberste Abteilung der Bimssteinablagerungen, die grauen Tuffsande, haben ebenfalls nur sporadische Verbreitung. Bei v. Dechen findet man die Bezeichnungen: vulkanischer Sand, grauer Tuff, lose Tuffschichten, Britz, Mörtelsand. Behlen (1905, S. 21) gebraucht die Bezeichnung »oberer vulkanischer Sand« und bemerkt, daß die gebräuchlichen Bezeichnungsweisen häufig zu Verwechslungen führen können. In dem Namen »grauer Tuffsand« soll neben der petrographischen Beschaffenheit auch die in den Bimssteinablagerungen nach oben immer dunkler werdende Färbung des Materials zum Ausdruck gebracht werden. Die Korngröße ist geringer als bei dem feinen grauen Bimsstein; sie bleibt gewöhnlich unter Linsengröße. Die zahlreichen dünnen Schichtlagen sind vielfach schwach verkittet, wobei

dann eine Absonderung nach den Schichtflächen stattfindet; die Mächtigkeit ist wechselnd und kann bis über 3 m ansteigen. Während in den nordwestlichen Teilen des rechtsrheinischen Neuwieder Beckens die grauen Tuffsande sich scharf von den liegenden Bimssteinschichten abheben[1]), sind sie nach Osten zu mit den oberen Bimssteinlagen vermengt oder in diese eingelagert (vergl. Fig. 8).

Ähnliches berichtet auch v. Dechen in seinem geognostischen Führer zum Laacher See (S. 105) aus der Gegend von Kruft.

Figur 8.



Bimssteinprofil im Gladbacher Wald
(an der oberen Schleife der Straße von Neuwied nach Anhausen).

An der Zusammensetzung der grauen Tuffsande ist in erster Linie devonisches Material beteiligt, das, wie bereits v. Oeynhausen (1847, S. 55) und Blenke (1879, S. 13) bemerkt haben, manchmal allein solchen Sand zusammensetzt. Die grauen Tuffsande lassen sich über den anderen Bimssteinschichten bis zum Laacher See verfolgen; dort sind sie ausgezeichnet durch die zahlreich eingelagerten Laacher Trachyte und Auswürflinge, wie schon v. Dechen (1863) angibt.

Die im Laacher Seegebiet außerdem noch verbreiteten Auswurfsprodukte (schwarze Schlackentuffe usw.), welche älter als die

[1]) Vgl. Fig. 7 und Fig. 7a.

bisher genannten sind, konnten in dem Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden, abgesehen von einem einzigen Vorkommen eines über dem Löß gelegenen vulkanischen Tuffes bei Vallendar (Vallendarer Tuff). Die Fundstelle liegt an der Fahrstraße von Vallendar über den Gumschlag nach Grenzhausen, an dem nach Osten geöffneten Bogen (nordnordwestlich des Monte Casino). Über die Bedeutung dieses hellgrauen glimmerreichen Tuffes konnte ich mir noch nicht klar werden. In dem an jener Stelle aufgeschlossenen Profile liegt er in sehr beschränkter Verbreitung über dem Löß und wird von ziemlich mächtigem Gehängeschutt und -lehm, vermischt mit verschwemmtem Löß und Bimssteinmaterial, überlagert. Aus diesen Lagerungsverhältnissen scheint hervorzugehen, daß der Vallendarer Tuff älter als die übrigen Bimssteinablagerungen ist und in die Erosionsdiskordanz zwischen Löß und normalem Bimsstein[1]) fällt. Nach seinem petrographischen Verhalten kann man ihn als einen biotitreichen grauen Aschentuff bezeichnen. Einzelne Lagen sind heller gefärbt, dem Britzbandmaterial in gewissem Grade ähnlich sehend. Die Verfestigung ist im allgemeinen in ziemlich hohem Maße erfolgt; an einzelnen Stellen ist eine schwache Lagenstruktur bemerkbar, und auf den Schichtflächen findet man die auf der Plattseite liegenden Biotitblättchen besonders häufig. Die kleinen eingelagerten Bimssteinkörnchen haben mit denen, die gelegentlich im Löß angetroffen werden, viel Ähnlichkeit; sie sind stellenweise zu kleineren Lagen angereichert. Ob linksrheinisch schon entsprechende Ablagerungen beobachtet worden sind, ist mir nicht bekannt und war auch aus der Literatur nicht zu ersehen.

Entstehungsweise. Schon die ersten Beobachter erkannten in den Bimssteinablagerungen aus der Luft niedergefallene vulkanische Auswurfsmassen. So sagt C. v. Oeynhausen (1847, S. 53), die Gegend sei »von den tiefsten bis zu den höchsten Punkten hinauf mit Bimsstein überschüttet, offenbar durch einen Niederfall aus der Luft und nicht durch Anschwemmung der Gewässer«.

---

[1]) Vgl. S. 423.

Derselben Ansicht waren auch alle späteren Beobachter mit Ausnahme von ANGELBIS (1883), der die Bimssteinschichten des Neuwieder Beckens für zusammengeschwemmte Massen erklärte (vgl. S. 422), eine Anschauung, der bereits BEHLEN (1905) entgegengetreten ist. Zu bemerken ist noch, daß die ANGELBIS-schen »Verwerfungen« in den Bimssteinschichten nur infolge der Konfiguration des Untergrundes geneigtliegende Bimssteinschichten darstellen; ebensowenig existiert zwischen den Rheinschottern und den Bimssteinschichten eine »wasserdichte Tonschicht« (ANGELBIS, 1883, S. 23)[1]. Der Ursprungsherd der Bimssteinmassen ist mit Sicherheit in dem Laacher See zu erblicken; dafür sprechen auch die Beziehungen des Bimssteins zum Traß, dessen Ursprungsort K. VÖLZING (1907) in dem Laacher See nachgewiesen hat.

Das Material hat bei den Ausbrüchen in der Korngröße mehrfachen Wechsel erlitten; die allgemeine und zum Teil durchgehende Verbreitung sowie die Mächtigkeitsverhältnisse lassen die Britzbänder nicht als örtliche Sonderungen des Auswurfsmaterials erscheinen, vielmehr als Ablagerungen eines Zeitraumes, wo in der Hauptsache feines Aschenmaterial dem Krater entstieg, dazwischen nur wenig gröberes Bimssteinmaterial, welches als »Bimssteinzwischenschicht des unteren Britzbandes« erscheint (vgl. S. 412). Die Vorgänge, die zur Bildung des oberen Britzbandes geführt haben, waren lange nicht in dem Maße ausgeprägt wie bei dem unteren Britzband; dafür spricht schon seine Beschaffenheit und die Art des Auftretens. Das Material der Britzbänder hat auffallende Ähnlichkeit mit dem Traß des Brohltales, der nach K. VÖLZING (1907, S. 54) Absätze von absteigenden Eruptionswolken darstellt. Es wäre möglich, daß ein gewißer genetischer und zeitlicher Zusammenhang zwischen den Britzbändern und dem Traß besteht, zumal auch dieser als Liegendes und Hangendes Bimssteinablagerungen besitzt[2]. BEHLEN (1905, S. 24) scheint der

[1] Vermutlich handelt es sich dabei um Löß, der zwischen den Terrassenschottern und dem Bimsstein an vielen Stellen eingeschaltet ist.

[2] Über die Beziehungen der Britzbänder zum Traß hoffe ich später einige Mitteilungen machen zu können.

Ansicht zu sein, das Material der Britzbänder sei als »schwere und wassererfüllte Schlamm- und Bimssteinschichten« niedergefallen. Dieser Ansicht kann ich mich nicht anschließen, ich muß vielmehr betonen, daß das Material der Britzbänder, ebenso wie es Völzing (1907) für den Traß nachgewiesen hat, in trockenem Zustande zum Absatz kam. Wie Behlen (1905, S. 26) hervorhebt, fand eine Unterbrechung in dem Absatze der Bimssteinablagerungen nicht statt, insbesondere weisen die Britzbänder, die v. Oeynhausen (1847, S. 55) als Verwitterungslehm aufgefaßt hat, keineswegs auf eine solche hin. Dafür sprechen auch meine Beobachtungen, die das Fehlen einer jeden Diskordanz innerhalb der einzelnen Bimssteinschichten ergeben. Behlen (1905, S. 37) nimmt als letztes Auswurfsprodukt ein gelbes staubartiges mit groben Bimssandkörnern gemischtes »Luftsediment« (?) an, welches er sehr deutlich in den Bimsgruben 1 km östlich Engers beobachtet haben will. Ich fand daselbst nur einen ziemlich mächtigen mit einzelnen Bimssteinkörnern und wenigen Flußgeschieben untermischten feinen Verwitterungslehm von schmutzig gelbbrauner Farbe. Das genannte »Luftsediment« oder der »Bimsstaub« soll sich nach Behlen über den ganzen Westerwald verfolgen lassen und nach Osten zu an Mächtigkeit zunehmen. (?) (Behlen, 1905, S. 39 und 40). Über das genauere Alter der Bimssteinablagerungen vgl. S. 422.

IV. Die Beziehungen zwischen den diluvialen und jungtertiären Bildungen im rechtsrheinischen Neuwieder Becken.

Die folgenden Angaben sind in der Hauptsache nur eine übersichtliche Zusammenfassung der sich aus den Einzelbeobachtungen ergebenden allgemeineren Schlüsse.

A. Die Beziehungen der jungtertiären Bildungen untereinander.

1. Ein sicheres Kennzeichen zur Unterscheidung der echten Braunkohlentone von den in Verbindung mit den Geröllablagerungen auftretenden Tonen, abgesehen von der Braunkohlen-

führung[1]), kann bis jetzt noch nicht angegeben werden. In kleineren Aufschlüssen ist es manchmal nicht zu entscheiden, ob die Gerölle auf Braunkohlenton auflagern, oder ob die Tone nur als lokale Einlagerungen innerhalb des Verbandes der Geröllmassen aufzufassen sind.

2. Eine Reihe von Gründen spricht dafür, daß die Vallendarer Schichten (und wahrscheinlich auch die Arenberger Schichten) Flußablagerungen darstellen. Ein eigenartiges, noch nicht näher untersuchtes lichtgraues Kieselgestein kann als Leitgeschiebe für diese miocänen Flußsedimente gelten. Es bestand also zur (?) unteren Miocänzeit im Bereiche des heutigen Schiefergebirges ein großes Stromsystem, mit einer für das untersuchte Gebiet ungefähr im Streichen des Gebirges verlaufenden Stromrichtung. Erst später entwickelte sich das pliocäne Stromsystem der Kieseloolithschotter und nach diesem, abermals nach einem größeren Zwischenraum, das quartäre Flußsystem.

3. Es ist naheliegend, daß die beiden zum Teil von einander getrennt auftretenden Abteilungen der tertiären Quarzschotter in Beziehung stehen zu den tertiären Geröllablagerungen der benachbarten Gebiete. Man vergleiche Anmerkung 3 auf S. 369.

4. Die Kieseloolithschotter im Bereiche des Neuwieder Beckens ziehen sich in Höhen zwischen 225 und 360 m über N. N. am Westabhang des Westerwaldes hin und setzen sich über die Gegend der Lahnmündung südwärts auf das Plateau zwischen Rhein und Mosel fort. Ein Zusammenhang mit den altpliocänen kieseloolithführenden Dinotheriensanden im Mainzer Becken ist neuerdings von dem Verfasser nachgewiesen worden. Hieraus ergibt sich

5. die genauere Altersbestimmung der Kieseloolithschotter[2]) als unterpliocän.

[1]) Dieses gilt nur für das Untersuchungsgebiet; nach G. Fliegel (1907, S. 120) kommen in den Kieseloolithschottern der Niederrheinischen Bucht auch Braunkohlen vor. Ebenso kenne ich in den gleichaltrigen Sanden der Eppelsheimer Stufe bei Hechtsheim nahe Mainz ein dünnes, unreines Braunkohlenflöz.

[2]) Zwischen den Kieseloolithschottern und den ? untermiocänen Quarzschottern liegt eine größere zeitliche Lücke.

B. Die Beziehungen der Diluvialbildungen untereinander.

1. Das Verbreitungsgebiet des Löß greift sowohl in horizontalem wie auch in vertikalem Sinne über das der Diluvialschotter hinaus; dabei ist jedoch das Hauptverbreitungsgebiet des Löß an das Rheintal gebunden.

2. Dieselben Altersbeziehungen, die nach E. Kaiser zwischen dem Löß und den Diluvialterrassen im Rheintale unterhalb Andernach bestehen, haben auch für das Neuwieder Becken Geltung. Die untere Grenze des Löß liegt auf der tiefsten Mittelterrasse (bei 70 m über N. N.); die Niederterrasse ist frei von Löß.

3. Über das Verhältnis der Bimssteinablagerungen zu den Diluvialterrassen gilt: Sämtliche Terrassen, mit Einschluß der Niederterrasse, sind zum Teil mit Bimsstein bedeckt. Aber in den an den heutigen Flußlauf unmittelbar angrenzenden Teilen der Niederterrasse tritt der Bimsstein in geringem Maße als Geröll auf. Es ist deshalb anzunehmen, daß der Hauptbimssteinausbruch erst am Ende der Niederterrassenzeit erfolgte.

4. Im Neuwieder Becken ist ebenso wie im Westerwalde die Lagerungsform des Bimssteins eine primäre, entgegen der Angelbisschen Behauptung, wonach sich die Bimssteine dieser Gebiete auf sekundärer Lagerstätte finden sollen. Für die Westerwälder Bimssteine ist die primäre Lagerungsform bereits durch Behlen in überzeugender Weise nachgewiesen worden; ebensowenig kann auch für das Neuwieder Becken von einer Einschwemmung (Angelbis) die Rede sein. Auch im unteren Lahntale liegt der Bimsstein auf primärer Lagerstätte entgegen der Bemerkung von Em. Kayser[1]), daß sich der Bimsstein auf Blatt Ems »nur auf sekundärer Lagerstätte« befinde, wie es nach der Angelbisschen Hypothese der Fall sein müsse.

5. Ein genetischer und zeitlicher Unterschied zwischen den Bimssteinablagerungen im Neuwieder Becken und am Laacher See und den im Gebiete des

[1]) Erläuterungen zu Blatt Ems, 1892, S. 23.

Westerwaldes weithin verbreiteten Bimssteinschichten besteht nicht. Beide, die auch räumlich unmittelbar zusammenhängen, entstammen einem gemeinsamen Ursprungsherd — dem Laacher See.

6. Durch die Einlagerungen von Bimsstein in Löß, die aber nur höchst untergeordnete Bedeutung haben, wird die Vermutung nahegelegt, daß schon zur Lößzeit vereinzelte Bimssteinausbrüche stattgefunden haben.

7. Für die Altersbeziehungen zwischen Löß und Bimsstein gilt: Der Löß ist älter als die Niederterrasse, der Bimsstein dagegen jünger; es besteht also zwischen Löß und Bimsstein eine zeitliche Trennung, in welche Zwischenzeit die Aufschüttung der Niederterrasse fällt.

C. Die Beziehungen zwischen den jungtertiären und diluvialen Ablagerungen im allgemeinen.

1. Im Bereiche des Neuwieder Beckens und des unteren Lahntales liegt das im allgemeinen ungestörte Diluvium über gestörtem Tertiär, wobei die Kieseloolithschotter nur insofern eine Sonderstellung einnehmen, als sie nicht wie das übrige Tertiär unter das Niveau der Hauptterrasse herabsinken.

2. Zwischen den pliocänen Kieseloolithschottern und der altdiluvialen Hauptterrasse liegt ein tiefgreifender Hiatus. Der vollständige petrographische Wechsel in der Geschiebeführung, wie er sich zwischen Kieseloolithschottern und den Hauptterrassenschottern darstellt, verdient besonders hervorgehoben zu werden. Ein ähnlicher Hiatus liegt zwischen den Ablagerungen des großen miocänen Stromsystems (Vallendarer und Arenberger Schichten) und den pliocänen Kieseloolithschottern. Bemerkenswerter Weise fällt in jeden dieser Zwischenräume eine Störungsperiode (vergl. die Formationstabelle auf S. 429).

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Dritter Abschnitt.

Zur Tektonik des Neuwieder Beckens.

Die einzige Arbeit, die sich speziell mit der Frage nach der Entstehung des Neuwieder Beckens beschäftigt, rührt von Angelbis (1883) her. Frühere Angaben findet man bei v. Oeynhausen (1847) und v. Dechen (1863); spätere Bemerkungen bei v. Dechen (1884), Lepsius (1887—1892) und Em. Kayser (1892, Erl. zu Blatt Coblenz).

Die folgenden Angaben richten sich in der Hauptsache gegen Angelbis, der das Vorhandensein von tektonischen Störungen innerhalb des Tertiärs in Abrede gestellt hat, und gegen seine Anschauung über die Entstehung des Tertiärs, sowie seine Angaben über die diluviale Lahnmündung.

Lepsius (1887—1892, S. 207) nennt das Neuwieder Becken eine »erst in der jüngsten Zeit entstandene Einsenkung« und nach Em. Kayser (1892, Erl. zu Blatt Coblenz, S. 15) würde das Neuwieder Becken »eine erst in nachtertiärer Zeit entstandene Einsenkung« darstellen.

In seiner Arbeit »Über die Entstehung des Neuwieder Beckens« (1883) vertritt Angelbis die Anschauung, daß die Tertiärbildungen des Neuwieder Beckens und des Westerwaldes in mindestens drei, ursprünglich ganz getrennten Becken zum Absatze gelangten und zwar, daß sie in ihrem heutigen Niveau abgelagert worden seien. Er stellt damit die Existenz von Störungen innerhalb der Tertiärschichten in Abrede und bemerkt, daß v. Dechen die Entscheidung der Frage, ob nachträgliche Senkungen die Tertiärschichten betroffen haben, späteren Untersuchungen überlasse.

Gegenüber der Angelbisschen Lösung dieser Frage muß hervorgehoben werden, daß bedeutende Störungen die Tertiärschichten betroffen haben, wie schon durch v. Dechen (1884), Lepsius (1887—1892) und Em. Kayser (1892, Erläut. zu Blatt Coblenz) erkannt wurde. Die genauere Verfolgung der tertiären Geröllablagerungen in dem rechtsrheinischen Neuwieder Becken, dem westlichen Westerwalde und dem unteren Lahntale hat nun nähere Anhaltspunkte für das Alter und die Bedeutung dieser Störungen inbezug auf die Entstehung des Neuwieder Beckens geliefert (vgl. S. 427).

Das östlichste der drei von Angelbis angenommenen Tertiärbecken umfaßt den hohen Westerwald; in dem Verbande der dort abgelagerten Tertiärschichten sei auch eingewehter Bimsstein vorhanden, der naturgemäß nur aus feinkörnigen Sanden bestehe, aber keine größeren Brocken enthalte. Diese sollten an der Ostgrenze des »zweiten Beckens« ganz plötzlich aufhören, was eine ehemalige Trennung des östlichen Beckens von dem ihm benachbarten westlichen beweise. In dem »zweiten Becken« sollten hauptsächlich Quarzsande und -gerölle vorhanden sein.

Das dritte seiner »3 großen Tertiärbecken« erblickt Angelbis in dem heutigen Neuwieder Becken. Der Bimsstein gehöre nicht wie in den beiden östlichen Becken zum Tertiär, »sondern vielmehr zu den Alluvialbildungen des Rheintales«.

Das Neuwieder Becken sei vor Bildung des Tertiärs entstanden und alle Schichten lagerten noch in ihrem früheren Niveau. Seine Entstehung verdanke das Neuwieder Becken einer Senkung des Devons vor Ablagerung des Tertiärs, wofür Angelbis das angeblich »vollständige Fehlen der tertiären Quarzsande und Gerölle« (!), die er als Küstenbildungen ansieht, als Beweis dient. In den Erläuterungen zu Blatt Montabaur (Angelbis, 1891, S. 9—10) wird nun die Beobachtung angeführt, daß in den tertiären Geröllablagerungen, die »als den Tonen gleichaltrige Bildungen anzusprechen wären« (S. 11), neben Quarz- und Quarzitgeröllen sich auch »fremdartige Geschiebe eines chalcedon- oder hornsteinähnlichen Materials, dessen Auftreten in den in der Umgebung anstehenden Devonschichten unbekannt ist«, finden. Vermutlich

hat Angelbis bei diesen Geröllen »von mehr scherbenartiger Gestalt« (l. c. S. 10) Gesteine aus den Kieseloolithschottern vor sich gehabt. Die Anwesenheit weither transportierten Materials paßt ihm aber bei seiner Idee von der Abgeschlossenheit der Westerwälder Tertiärbecken nicht, denn »sonst müßte auch zwischen diesen selbst ein Austausch stattgefunden haben«. »Gegen einen solchen Austausch sprechen aber alle Beobachtungen« (Angelbis, Erläuter. z. Blatt Montabaur, 1891, S. 10). Angelbis nimmt daher an, daß »die hornsteinartigen Geschiebe sich im Sande gebildet haben, ganz in der Weise wie ein großer Teil der so häufig beobachteten Blöcke von Braunkohlenquarzit« (Erl. z. Bl. Montabaur, 1891, S. 10).

Die Angelbissche Anschauung über die Entstehung des Neuwieder Beckens, die Bildungsweise und Altersbeziehungen der Tertiärschichten hat sich im Laufe der Untersuchung als nicht den Tatsachen entsprechend erwiesen. Für die Existenz dreier getrennter Tertiärbecken, deren Umgrenzung man noch feststellen könnte, und die Auffassung der weitverbreiteten Tertiärgerölle als facielle Ausbildung der Braunkohlentone (Angelbis, Erl. z. Blatt Montabaur, 1891, S. 11) können keine Beweise angeführt werden (vgl. Formationstabelle); auch Em. Kayser (Erl. zu Blatt Coblenz, 1892, S. 15) hat bereits auf den ehemaligen Zusammenhang der einzelnen Tertiärvorkommen hingewiesen.

Ebenso konnte ich auch für die Angelbissche Annahme, daß zur Diluvialzeit die Lahn zwischen Ehrenbreitstein und Arenberg in den Rhein gemündet wäre (Angelbis, 1883, S. 17; 20 bis 24) keine Anhaltspunkte finden. Die Verbreitung der Hauptterrassenschotter im Rhein- und dem unteren Lahntale als älteste Ablagerungen, die auf das pleistocäne Stromsystem des Rheines zurückgeführt werden können, beweist im Gegenteil, daß die Lage des Mündungsgebietes der Lahn zur Diluvialzeit nicht wesentlich in horizontalem Sinne von dem heutigen abweichend war.

Bei einem Vergleich der Höhenlagen der einzelnen Tertiärschichten ergibt sich, daß wir während des Jungtertiärs zwei **Perioden tektonischer Störungen** in dem Gebiete des Neuwieder Beckens zu unterscheiden haben.

Die Höhenunterschiede zwischen den ursprünglich viel allgemeiner verbreiteten Braunkohlentonen, den (?) untermiocänen Quarzschottern (vgl. Tabelle) und den pliocänen Kieseloolithschottern (vgl. Tabelle) muß zu der Annahme führen, daß schon lange vor Ablagerung der Kieseloolithschotter Gebirgsstörungen das bereits vorhandene Tertiär betroffen und in verschiedene Höhenlagen gebracht haben. Die Höhenlagen der (?) untermiocänen Quarzschotter schwankt zwischen 400 m und 100 m über N. N. (Überlagerung durch die Hauptterrasse; vgl. S. 372), während der durchgehende Horizont der Kieseloolithschotter nur Höhenunterschiede bis zu 135 m, gegenüber 300 m bei den älteren Quarzschottern, und keine Überlagerung durch die Schotter der Hauptterrasse erkennen läßt. Daraus geht mit Sicherheit hervor, daß eine zweite Periode tektonischer Störungen in dem Gebiete des Neuwieder Beckens in die Zeit nach Ablagerung der Kieseloolithschotter und vor Ablagerung der altdiluvialen Hauptterrasse fällt, da sich sonst die grössere Sprunghöhe der (?) untermiocänen Quarzschotter nicht erklären ließe.

Wir hätten demnach miocäne und pliocäne Störungen im Neuwieder Becken und dem Westabfall des Westerwaldes zu unterscheiden, getrennt durch einen Zwischenraum, in welchen auch die Ablagerung der Kieseloolithschotter fällt. Erst nach der pliocänen Störungsperiode bildete sich das pleistocäne Stromsystem, auf welches der heutige Rhein zurückzuführen ist, heraus, verbunden mit einem auffallenden petrographischen Wechsel in der Geschiebeführung gegenüber der des pliocänen Flußsystems der Kieseloolithschotter.

Seit der pliocänen Störungsperiode sind Störungen von größerer Sprunghöhe im Neuwieder Becken nicht mehr eingetreten; das einstweilen noch nicht sicher bewiesene Vorkommen geringer Verwerfungen in der altdiluvialen Hauptterrasse legt die Vermutung nahe, daß die Gebirgsbewegungen sich auch noch in geringem Maße in das Diluvium weiter fortgesetzt haben.

Es hat sich somit in vollem Umfange die Angabe von E. Kaiser (1903, S. 206) bestätigt, daß tektonische Vorgänge in wahrschein-

lich jungmiocäner Zeit zur Entstehung des Neuwieder Beckens geführt, und daß diese Vorgänge vielleicht noch in diluvialer Zeit nachgeklungen hätten.

Schlußbemerkung.

Die vorliegende Arbeit schließt sich eng an die Arbeiten E. Kaiser's über das Pliocän und Diluvium im Rheingebiete unterhalb des Neuwieder Beckens an. Im Verlaufe der Untersuchung hat sich die vollständige Übereinstimmung jener Ablagerungen mit denen meines Arbeitsgebietes ergeben. Da nun einerseits die pliocänen Kieseloolithschotter weithin nach Norden nachgewiesen und andererseits den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens äquivalent sind[1]) und auch räumlich mit ihnen in Verbindung stehen, ergibt sich eine allgemeine Bedeutung dieses jüngsten Tertiärhorizontes im Rheintale (E. Kaiser's Duisdorfer Stufe) für das westliche Deutschland, namentlich inbezug auf die Parallelisierung der jüngsten Tertiärbildungen.

Es sei mir erlaubt, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. E. Kaiser in Gießen, für die vielseitigen Anregungen und die eifrige Mithülfe bei dieser Arbeit herzlichen Dank auch an dieser Stelle abzustatten.

Gießen, 1907.

[1]) Vergl. C. Mordziol, Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein.

Berichte des Niederrhein. geologischen Vereins, S. 7—12; erschienen in den Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preuß. Rheinlande etc. Bonn 1907.

Formationstabelle des Jungtertiärs und Diluviums am Ostrande des Neuwieder Beckens.

Altersstufe	Gliederung			Geologische Vorgänge	
Alluvium	Rezente Bildungen: Rheinalluvium, Bildung von Gehängeschutt usw.			Fortschreiten der Erosion und Denudation	Herausbildung des heutigen Rheintales; Terrassenbildung und Erosion des pleistocänen Stromsystems
Diluvium	Bimssteinablagerungen	Graue Tuffsande:	dunkelgrau bis schwarz, sehr dünnschichtig mit z. T. lagenweiser Verfestigung, feinkörnig, lokal Kreuzschichtung, reich an Schülferchen, diese vielfach den Hauptgemengteil bildend, sporadisches Auftreten bei wechselnder Mächtigkeit (bis ca. 3 m)	Hauptbimssteinausbruch gegen das Ende der Aufschüttungsperiode der Niederterrasse	
		Feiner grauer Bimsstein:	ebenfalls dünnschichtig, aber hellgrau gefärbt mit abwechselnden Lagen feinsten Materials. Hauptmasse ist grauer Bimsstein. Sporadisches Auftreten bei wechselnder Mächtigkeit, (bis ca. 60 cm)		
		Normaler Bimsstein:	gut geschichtete Ablagerung grober und eckiger Bimssteinbrocken von weißer Farbe, charakterisiert durch die beiden Britzbänder, weite Verbreitung in primärer Lagerungsform, abnehmende Mächtigkeit nach O. und SO.		
	Diluviale Rheinterrassen: Niederterrasse	Stirnkante bei: ca. 65 m über N. N.	Von oben nach unten abnehmende Rolle des Quarzes und in demselben Sinne zunehmende Rolle der Eruptivgesteine bei der Zusammensetzung des Geschiebematerials; Hauptbestandteil: devonische Gesteine	Entstehung der Niederterrasse	
		Lößbildung zwischen 70 u. 300 m über N. N.		Lößbildung	
	4. Mittelterrasse	Stirnkante bei: 70—75 m über N. N.		Entstehung der Mittelterrassen	
	3. »	» » 100 » » »			
	2. »	» » 120 » » »			
	1. »	» » 140 » » »			
	Hauptterrasse	Stirnkante bei: 180–200 m über N. N.		Entstehung der Hauptterrasse	
Pliocän	Größere zeitliche Lücke	Erosionsdiskordanz		Entstehung von (pliocänen) Störungen	Störungen im Zusammenhang mit der tektonischen Entstehung des Neuwieder Beckens
	Kieseloolithschotter (Duisdorfer Stufe)	Flußschotter, in der Hauptsache aus hellen Quarzgeschieben bestehend, daneben in größeren Mengen Kieseloolithe und ihre Begleitgesteine als charakteristische Leitgeschiebe. Gelegentlich Reste verkieselter Fossilien. In Höhenlagen von 225 bis 360 m über N. N., am Ostrande des Neuwieder Beckens verbreitet; nicht unter das Niveau der Hauptterrasse einsinkend		Ablagerungen eines pliocänen Stromsystems	
Miocän	Größere zeitliche Lücke	Erosionsdiskordanz		Entstehung von (miocänen) Störungen	
	(?) untermiocäne Quarzschotter	Vallendarer Schichten: und Arenberger Schichten:	gut gerundete Gerölle, aus hellen Quarzen bestehend, mit vereinzelten fremden Geschieben, ein lichtgraues Kieselgestein als Leitgeschiebe führend, nicht selten Schräg- und Kreuzschichtung, Flußablagerungen; räumlich über die Braunkohlentone hinausgreifend (auf Unterdevon) / eckige, splittrige, ziemlich feinkörnige Geröll- (Kies-) ablagerungen, nur aus Gangquarzen bestehend; räumlich über die Braunkohlentone hinausgreifend (auf Unterdevon)	Ablagerungen eines (?) untermiocänen Stromsystems. Wahrscheinlich mehr lokale Ausbildungsweise der Vallendarer Schichten.	

Nur quarzige Gesteine als Geschiebematerial

Liegendes: Braunkohlentone oder Unter-Devon.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Erster Abschnitt	348—360
A. Historisches	348—350
B. Räumliche und zeitliche Begrenzung des Arbeitsgebietes	350—351
C. Der geologische Aufbau im allgemeinen	351—355
D. Literaturübersicht	355—360
Zweiter Abschnitt	361—423
I. Die älteren tertiären (? untermiocänen) Quarzschotter	361—372
a) Allgemeines Verhalten	361—363
b) Petrographisches Verhalten, Versuch einer vorläufigen Gliederung	363—370
c) Verbreitung, Höhenverhältnisse	370—372
II. Die pliocänen Kieseloolithschotter	372—381
a) Allgemeine Ausbildungsweise, Lagerungsverhältnisse	372—374
b) Petrographisches Verhalten	374—378
c) Verbreitung, Höhenverhältnisse, geologisches Alter	378—381
d) Verhältnis der Kieseloolithschotter zu den tertiären (? untermiocänen) Quarzschottern	381
III. Die diluvialen Rheinterrassen	382—402
a) Allgemeine Ausbildungsweise, Gliederung	382—386
b) Petrographisches Verhalten und Fossilführung	386—392
c) Verbreitung, Höhe und Verlauf der Stirnkanten	392—402
IV. Der Löß	402—407
a) Petrographisches Verhalten	402—404
b) Verbreitung und Auftreten	404—407
V. Die Bimssteinablagerungen	407—420
a) Verbreitung und Lagerungsform	407—411
b) Petrographisches Verhalten	411—418
c) Entstehung der Bimssteinablagerungen	418—420
VI. Übersicht über die Beziehungen zwischen den jungtertiären und den diluvialen Bildungen	420—423
Dritter Abschnitt	424—428
Zur Tektonik des Neuwieder Beckens	424—428
a) Angelbis über die Entstehung des Neuwieder Beckens	424—426
b) Gründe für die Annahme tertiärer Störungen; Alter der Störungen	426—428
Schlußbemerkung	428

Tafel 3.

Ammoniten aus dem Kimmeridge von Heilsberg.

Fig. 1. *Cardioceras Volgae* Pavlow. Kleines Exemplar, ungefähr dreifach vergrößert . . . . . S. 241
Aus 579/580 m Teufe.

Fig. 2. *Cardioceras Volgae* Pavlow. Ein ziemlich körperlich erhaltenes Exemplar, doppelt vergrößert . S. 241
Aus 564/565 m Teufe.

Fig. 3. *Cardioceras Volgae* Pavlow. Ein Abdruck mit Schalenresten. Etwa $2^1/_2$ fach vergrößert . . . S. 241
Aus 577/578 m Teufe.

Fig. 4. *Cardioceras Volgae* Pavlow. Ein Exemplar mit feinerer Rippung auf dem jüngsten Teil des Gehäuses. Doppelt vergrößert . . . . . S. 241
Aus 574/574,5 m Teufe.

Fig. 5. *Cardioceras borussicum* sp. nov. Nahezu körperlich erhaltenes Stück. Etwas über 2 mal vergrößert . . . . . S. 242
Aus 563/564 m Teufe.

Fig. 6. *Ammonites* cfr. *Eumelus* d'Orb. Ein Stück mit »Ohr«, ungefähr $1^1/_2$ mal vergrößert. . . . . S. 247
Aus 565/566 m Teufe.

Fig. 7. *Ammonites* cfr. *Eumelus* d'Orb. Ein anderes Exemplar schräg auf die Außenseite gesehen. Doppelt vergrößert . . . . . S. 247
Aus 607/608 m Teufe.

Fig. 8. *Ammonites* sp. (ob zur vorigen Form gehörend?). Mündung mit »Löffel«. Natürliche Größe . . S. 247
Aus 574/574,5 m Teufe.

Fig. 9. *Ammonites* (*? Oppelia*) sp. Mündung mit »Ohr«. Vergrößert $1^1/_2$ . . . . . S. 240
Aus 573/574 m Teufe.

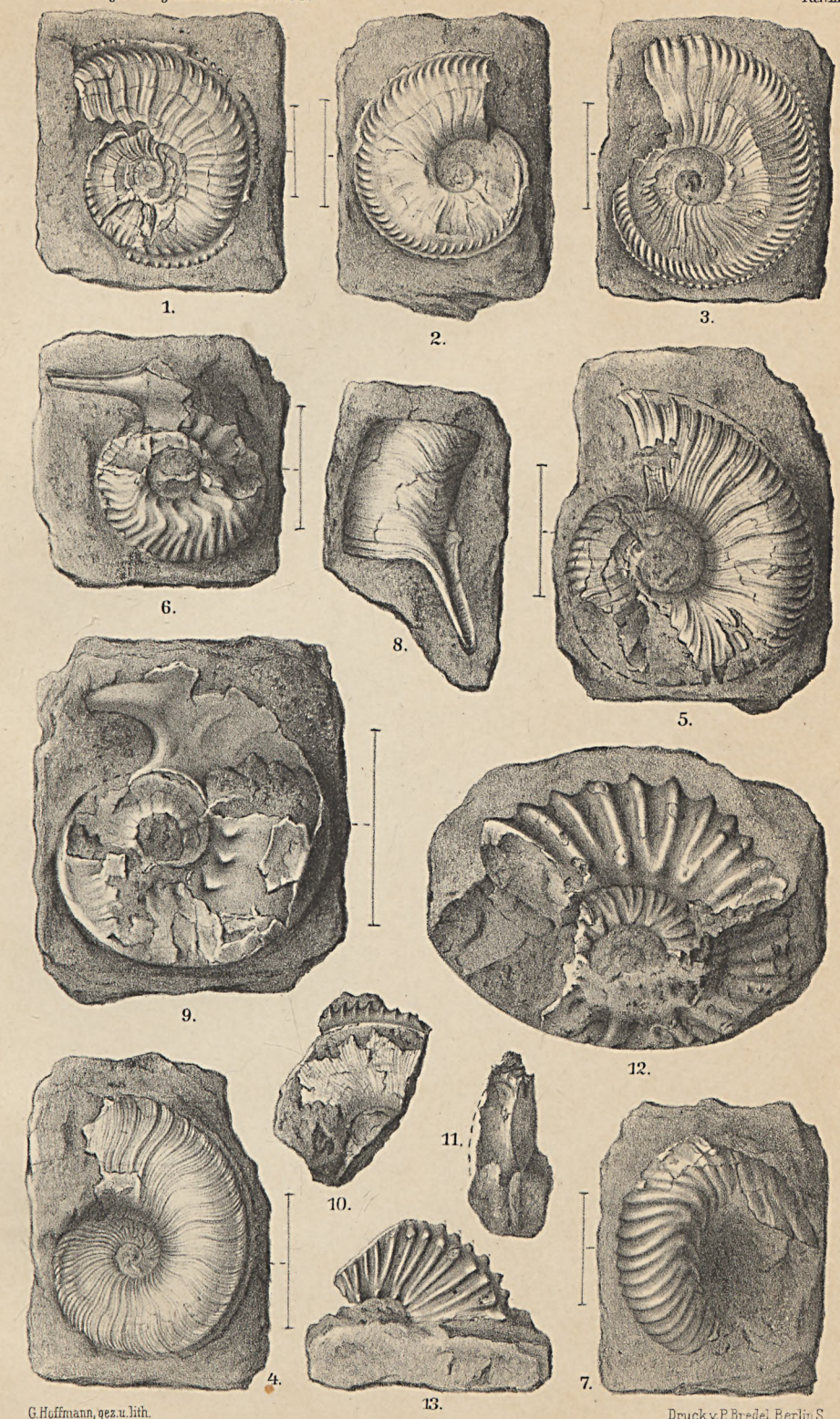
Fig. 10. *Hoplites pristiophorus* sp. nov. Ansicht von der Seite. Natürliche Größe . . . . . S. 244

Fig. 11. *Hoplites pristiophorus* sp. nov. Dasselbe Stück spitz von vorn gesehen. Natürliche Größe . . S. 244
Aus 573/574 m Teufe.

Fig. 12. *Hoplites subundorae* PAVLOW. Größeres Exemplar mit weiter stehenden Rippen. In natürlicher Größe . . . . . S. 243
Aus 613/14 m Teufe.

Fig. 13. *Hoplites subundorae* PAVLOW. Kleineres Stück mit engerer Rippenstellung. In natürlicher Größe S. 243
Aus 565/66 m Teufe.

Die Originale zu dieser und den folgenden Tafeln (3 — 8) befinden sich in der Sammlung der Geologischen Landes-Anstalt zu Berlin.



1. 2. 3. 6. 8. 5. 9. 12. 10. 11. 4. 13. 7.

G. Hoffmann, gez. u. lith.

Druck v. P. Bredel, Berlin S.

Tafel 4.

Fossilien aus dem Kimmeridge von Heilsberg.

Fig. 1. *Pecten procerus* GALL. Der Umriß ist etwas ergänzt. 2 : 1 . . . . . S. 255
Aus 573/574 m Tiefe.

Fig. 2. *Pecten procerus* GALL. Der Umriß ist gleichfalls ergänzt. Schwach vergrößert . . . . . S. 255
Aus 566/567 m Tiefe.

Fig. 3. *Pecten procerus* GALL. Kleines Exemplar in natürlicher Größe . . . . . S. 255
Aus 574,5/576 m Tiefe.

Fig. 4. *Pecten ex aff. comati* GOLDF. In doppelter Größe S. 253

Fig. 4a. *Pecten ex aff. comati* GOLDF. Ein Teil der Schalenskulptur vergrößert von demselben Stück.
Aus 565/566 m Tiefe.

Fig. 5. *Pecten (Camptonectes)* sp. nov.? Rechte Klappe 2 : 1 S. 255

Fig. 5a. *Pecten (Camptonectes)* sp. nov.? Dasselbe Stück, ein Teil der Schale (6 fach) vergrößert.
Aus 564/565 m Tiefe.

Fig. 6. *Pecten gothicus* sp. nov. Kleines Exemplar. Etwa 1 : 1,5 vergrößert . . . . . S. 256
Aus 576/577 m Tiefe.

Fig. 7. *Pecten gothicus* sp. nov. Großes, unvollständiges Stück. Etwa 1 : 1,5 vergrößert . . . . . S. 256
Aus 564/565 m Tiefe.

Fig. 8. *Anomia densestriata* sp. nov. Eine Oberschale, dreimal vergrößert . . . . . S. 258
Aus 579/580 m Tiefe.

Fig. 9. *Anomia discus* sp. nov. Oberschale, doppelschaliges Stück. Natürliche Größe . . . . . S. 258
Aus 579/580 m Tiefe.

Fig. 10. *Placunopsis patelliformis* sp. nov. Die Figur ist aus 2 Stücken des Originals (rechte Schale) ergänzt S. 260
Aus 568/569 m Tiefe.

Fig. 10a. *Placunopsis patelliformis.* Stück der Skulptur vergrößert.

Fig. 11. *Opis pulla* sp. nov. Linke Schale, Ansicht von der Seite. 2 : 1 . . . . . S. 266

Fig. 11a. *Opis pulla* sp. nov. Dasselbe Stück, schräg im Profil, 2 : 1.

Aus 574/574,5 m Tiefe.

Fig. 12. *? Corbis* sp. Linke Schale mit zum größten Teil entfernter Oberschicht in natürlicher Größe S. 267

Aus 583/584 m Tiefe.

Fig. 13. *Protocardium intermedium* sp. nov. Steinkern einer rechten Schale in natürlicher Größe . . S. 270

Aus 567/568 m Tiefe.

Fig. 14. *Protocardium borussicum* sp. nov. Steinkern einer rechten Schale. 1 : 1 . . . . . S. 270

Aus 568/569 m Tiefe.

Fig. 15. *Anomia inflata* sp. nov. Oberschale (linke) etwas vergrößert . . . . . S. 259

Aus 570/571 m Tiefe.

Fig. 16. *Lima alaeformis* sp. nov. Rechte Klappe. 1 : 1 S. 253

Aus 610/611 m Tiefe.

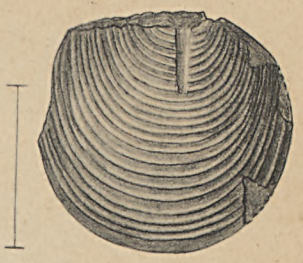
Fig. 17. *Avicula remiformis* sp. nov. Linke Klappe (Steinkern). 1 : 1 . . . . . S. 249

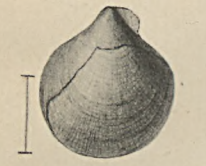
Aus 595/596 m Tiefe.


1


2


6


7


4

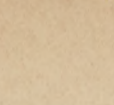

4a

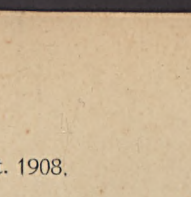

3

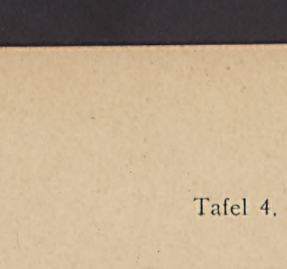

5a


5


8


11


10a


10

9


11a


12

13

14


15


16

17

E. Dallmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Tafel 5.

Fossilien aus dem Kimmeridge von Heilsberg.

Fig. 1. *Lucina?* sp. Einzelne linke Klappe mit nur teilweise erhaltener Oberschale. 2 : 1 . . . . S. 268
Aus 600/602 m Tiefe.

Fig. 2. *Lucina?* sp. Einzelne linke Klappe mit größtenteils zerstörter Oberschale. 2 : 1 . . . . . S. 268
Aus 577 m Tiefe.

Fig. 3. *Tellina?* sp. Steinkern einer einzelnen, rechten Klappe mit dünner Lage der inneren Schalenschicht bedeckt . . . . . S. 272
Aus 577/578 m Tiefe.

Fig. 4. *Lucina?* sp. Doppelklappiger Steinkern mit innerer Schalenschicht. 1 : 1 . . . . . S. 268

Fig. 5. *Lucina?* sp. Linke Klappe desselben Stückes von der Innenseite. 1 : 1 . . . . . S. 268
Aus 597/598 m Tiefe.

Fig. 6. *Lucina? scaphoidea* sp. nov. Doppelschaliges Exemplar von der rechten Seite. 1,5 : 1 . . S. 269

Fig. 7. *Anisocardia alta* sp. nov. Linke Schale. 2,5 : 1 S. 271
Aus 579/580 m Tiefe.

Fig. 8. *Nucula aff. Calliope* d'Orb. Rechte Schale. 1,5 : 1 S. 264
Aus 581/582 m Tiefe.

Fig. 9. *Pholadomya baltica* sp. nov. Rechte Klappe, Steinkern. 1 : 1 . . . . . S. 273
Aus 595/596 m Tiefe.

Fig. 10. *Solen radiatus* sp. nov. Steinkern einer linken Schale. 2 : 1 . . . . . S. 272
Aus 603/604 m Tiefe.

Fig. 11a. *Rhynchonella uncinatocostata* sp. nov. Ansicht der Oberschale. 2 : 1 . . . . . S. 275

Fig. 11b. Dasselbe Stück vom Stirnrande. 2 : 1.

Fig. 11c. Dasselbe im Profil. 2 : 1.
Aus 564/565 m Tiefe.

Fig. 12a. *Serpula rotundoquadrata* sp. nov. In doppelter Größe . . . . . S. 276

Fig. 12b. Dasselbe Stück in natürlicher Größe.

Fig. 12c. Mündung desselben Stückes in 2 : 1.
Aus 574/574,5 m Tiefe.

Fig. 13a. *Serpula rotundoquadrata* sp. nov. In doppelter Größe . . . . . S. 276

Fig. 13b. Dasselbe Stück in natürlicher Größe.

Fig. 13c. Mündung desselben Stückes in 2 : 1.
Aus 573/574 m Tiefe.


1


7


8


2


11b


11a

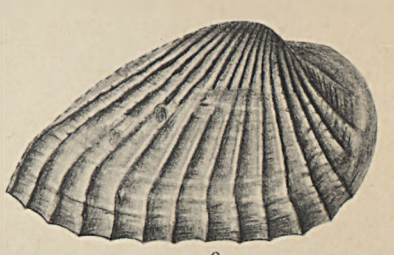

11c


3


12c


12b

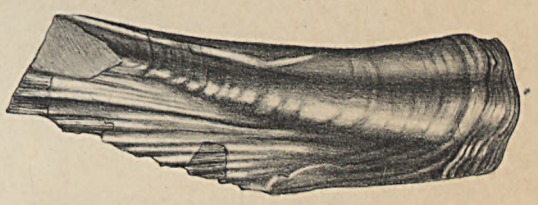

12a

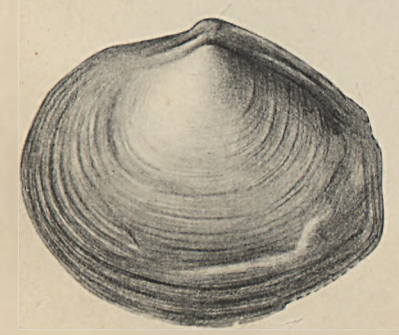

9

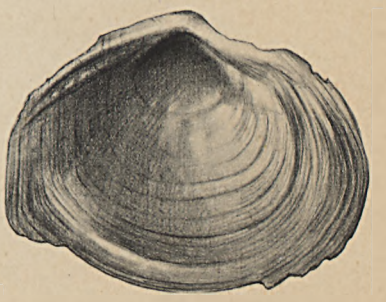

13c


13a
13b


6


10


4


5

E. Dallmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Tafel 6.

Fossilien aus dem Kimmeridge und Unteren Oxford von Heilsberg.

Fig. 1. *Ostrea* sp. Unterschale 2 : 1 . . . . . S. 261
Aus 583/584 m Tiefe.

Fig. 2. *Avicula* (*Oxytoma*) sp. Linke Klappe 3 : 1 . . S. 252
Aus 565/566 m Tiefe.

Fig. 3. *Avicula* (*Oxytoma*) sp. *aff. inaequivalvis* var. *Münsteri* Bronn. Linke Schale 2 : 1 . . . . . S. 251
Aus 593/594 m Tiefe.

Fig. 4. *Avicula tenuis* sp. nov. Doppelschaliges Stück von der rechten Seite 2 : 1 . . . . . S. 250
Aus 583/584 m Tiefe.

Fig. 5. *Lucina? scaphoidea* sp. nov. Zweiklappiges Stück von oben gesehen. Ungefähr 2 : 1 . . . . . S. 269
Aus 582/583 m Tiefe.

Fig. 6. *Lucina? scaphoidea* sp. nov. Ein anderes Stück von oben gesehen 2 : 1 . . . . . S. 269
Aus 592/593 m Tiefe.

Fig. 7. *Thracia declivis* sp. nov. Steinkern eines doppelschaligen Stückes von der rechten Seite, etwas vergrößert . . . . . S. 274
Aus 568/569 m Tiefe.

Fig. 8. *Perisphinctes* sp. cfr. *virguloides* Waag. Etwas schief gedrücktes Exemplar in schwacher Vergrößerung . . . . . S. 242
Aus 610/611 m Tiefe.

Fig. 9. *Peltoceras arduennense* d'Orb. Kleines Exemplar mit Ohr. Etwa 1,5 : 1 . . . . . S. 293
Aus 753/754 m Tiefe.

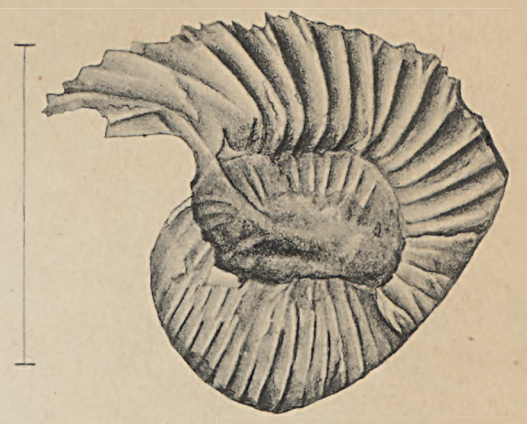
Die Originale zu Fig. 1—8 sind aus dem Kimmeridge.
Das Original zu Fig. 9 ist aus dem Unteren Oxford.



1



2



8



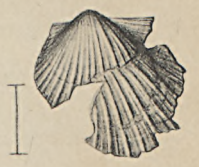
7



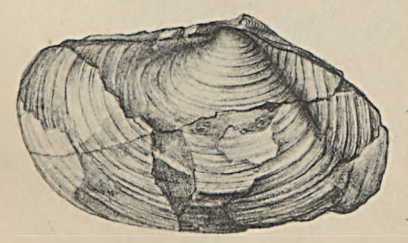
9



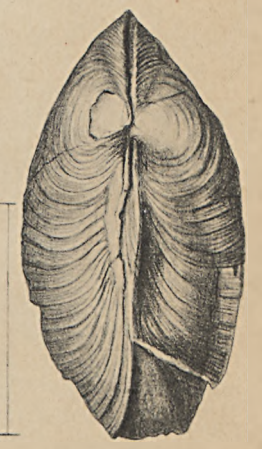
4



3



5



6

E. Dallmer gez.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

Tafel 7.

Fossilien aus dem Unteren Oxford und Kelloway von Heilsberg.

Fig. 1. *Haploceras* sp. Perlmutterschalen-Exemplar. Aus dem Unteren Oxford . . . . . S. 291
Aus 724/725 m Tiefe.

Fig. 2. *Nautilus* sp. Ansicht von der Seite. $1^1/_2$ mal vergrößert . . . . . S. 309

Fig. 2a. *Nautilus* sp. Dasselbe Exemplar. Externseite. $1^1/_2$ fach vergrößert. Aus dem Kelloway.
Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 3. *Trochus borussicus* sp. nov. Kleines Exemplar. Seitenansicht in etwa dreifacher Vergrößerung . S. 312

Fig. 3a. *Trochus borussicus* sp. nov. Seitenansicht desselben Stückes auf die Mündung. Dieselbe Vergrößerung.

Fig. 3b. *Trochus borussicus* sp. nov. Blick auf die Basis desselben Gehäuses. Aus dem Kelloway.
Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 4. *Trochus borussicus* sp. nov. Größeres Exemplar. Seitenansicht in dreifacher Vergrößerung.

Fig. 4a. *Trochus borussicus* sp. nov. Dasselbe Stück von der Basis gesehen in gleicher Vergrößerung. Aus dem Kelloway.
Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 5. *Trochus balticus* sp. nov. Ansicht von der Seite ungefähr $3^1/_2$ fach vergrößert . . . . . S. 311

Fig. 5a. *Trochus balticus* sp. nov. Ansicht der Basis in gleicher Vergrößerung. Aus dem Kelloway.
Aus 760 m Tiefe.

Fig. 6. *Alaria gothica* sp. nov. Ansicht von der Seite unter Weglassung des Gesteins in doppelter Vergrößerung. Aus dem Unteren Oxford . . . . S. 295
Aus 700,6/711,65 m Tiefe.

Fig. 7. *Perisphinctes* (*Grossouvria*) sp. *aff. curvicosta* Opp. Ansicht von der rechten Seite in natürlicher Größe S. 307

Fig. 7a. Dasselbe Stück von der linken Seite in natürlicher Größe. Aus dem Kelloway.
Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 8. *Belemnites* sp. Phragmocon mit Resten des Rostrum in doppelter Vergrößerung. Aus dem Kelloway . . . . . S. 305
Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 9. *Lima (?) clathrata* sp. nov. Steinkern einer rechten Schale in anderthalbfacher Vergrößerung. Aus dem Unteren Oxford . . . . . S. 295
Aus 754/755 m Tiefe.

Fig. 10. *Placunopsis* sp. Rechte Klappe, Steinkern mit dünner Schalenschicht. In natürlicher Größe. Aus dem Kelloway . . . . . S. 317
Aus 756/760 m Tiefe.

Fig. 11. *Phaenodesmia cuneiformis* sp. nov. Ansicht der linken Klappe von außen. 3 mal vergrößert . S. 296

Fig. 11a. Dasselbe Stück von oben gesehen in gleicher Vergrößerung.

Fig. 11b. Dasselbe Stück. Im Profil gesehen, Vergrößerung die gleiche. Aus dem Unteren Oxford.
Aus 742/743 m Tiefe.

Fig. 12. *Phaenodesmia cuneiformis* sp. nov. Eine linke Klappe dreifach vergrößert unter Weglassung des Gesteins. Aus dem Unteren Oxford
Aus 727/728 m Tiefe.

Fig. 13. *Scrobiculariidarum*? sp. Linke Schale in doppelter Vergrößerung. Aus dem Unteren Oxford . S. 297
Aus 743/744 m Tiefe.

Fig. 14. *Nucula* sp. Steinkern einer linken Klappe in natürlicher Größe. Aus dem Unteren Oxford . S. 297
Aus 753/754 m Tiefe.

Fig. 15. *Lima (Limatula) praedispersa* sp. nov. Steinkern einer rechten Schale. $1^1/_2$ mal vergrößert, in den Umrissen nach dem Gegendruck ergänzt. Aus dem Kelloway . . . . . S. 314
Aus 761 m Tiefe.

Fig. 16. *Calianassa subtilis* sp. nov. Einzelnes Propodit in doppelter Vergrößerung ohne Gestein. Aus dem Unteren Oxford . . . . . S. 288
Aus 752/753 m Tiefe.

Fig. 17. *Calianassa subtilis* sp. nov. Einzelnes Propodit in doppelter Vergrößerung ohne Gestein. Aus dem Unteren Oxford.
Aus 717/718 m Tiefe.


1


2


2a


3


3a


3b

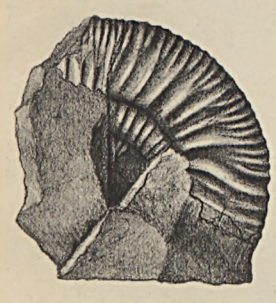

4

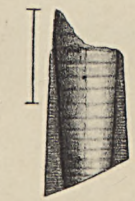

5

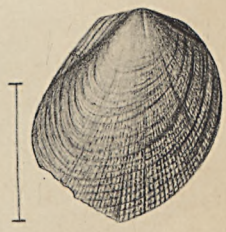

5a


6


4a


7


8


9


10


11


11a

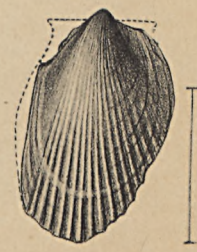

13


7a


11b


16


17


15


12


14

E. Dallmer gez.

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W. 35.

Tafel 8.

Fossilien aus dem Kelloway von Heilsberg.

Fig. 1. *Ctenostreon* sp. Bruchstück einer linken Schale von der Innenseite. In natürlicher Größe ohne Gestein . . . . . S. 315

Aus 761 m Tiefe.

Fig. 1a. *Ctenostreon* sp. Steinkern des vorigen Stückes mit daraufhaftender Schicht von innerer Schale. Wie voriges.

Fig. 2. *Lima* (*Radula*) sp. Steinkern einer rechten Klappe S. 313

Fig. 2a. *Lima* (*Radula*) sp. Steinkern einer linken Klappe.

Fig. 2b. *Lima* (*Radula*) sp. Steinkern der rechten Klappe im Profil gesehen.

Aus 759/60 m Tiefe.

Fig. 3. *Anisocardia exporrecta* sp. nov. Steinkern von der Seite gesehen, etwa $1/_2$ mal vergrößert . . S. 319

Fig. 3a. Derselbe von der Vorderseite.

Fig. 3b. Derselbe von der Rückseite.

Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 4. *Anisocardia elatior* sp. nov. Steinkern einer rechten Klappe mit abgebrochenem Wirbel. Etwa $1^1/_2$ mal vergrößert . . . . . S. 320

Aus 759/760 m Tiefe.

Fig. 5. *Anisocardia grandis* sp. nov. Steinkern einer linken Klappe mit einigen Schalenfetzen. In natürlicher Größe . . . . . S. 318

Fig. 5a. *Anisocardia grandis* sp. nov. Dasselbe Stück von oben gesehen.

Aus 759/60 m Tiefe.

Fig. 6. *Exogyra serrata* sp. nov. Steinkern mit Schalenresten von oben gesehen. In doppelter Vergrößerung . . . . . S. 317
(NB. die linke, steil abfallende Seite ist in der Zeichnung perspektivisch zu breit geworden.)

Fig. 6a. *Exogyra serrata* sp. nov. Dasselbe Stück im Profil gesehen.

Aus 759/760 m Tiefe.



1

2b

1a

2

3

2a

6

3a

4

6a

3b

5

5a

E. Dallmer gez.

Lichtdruck von A. Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Die Diluvialterrassen und Kieseloolithschotter im rechtsrheinischen Neuwieder Becken.

Maßstab 1:100 000.

1 0,5 1 2 3 4 5 6 km

Farbenerklärung.

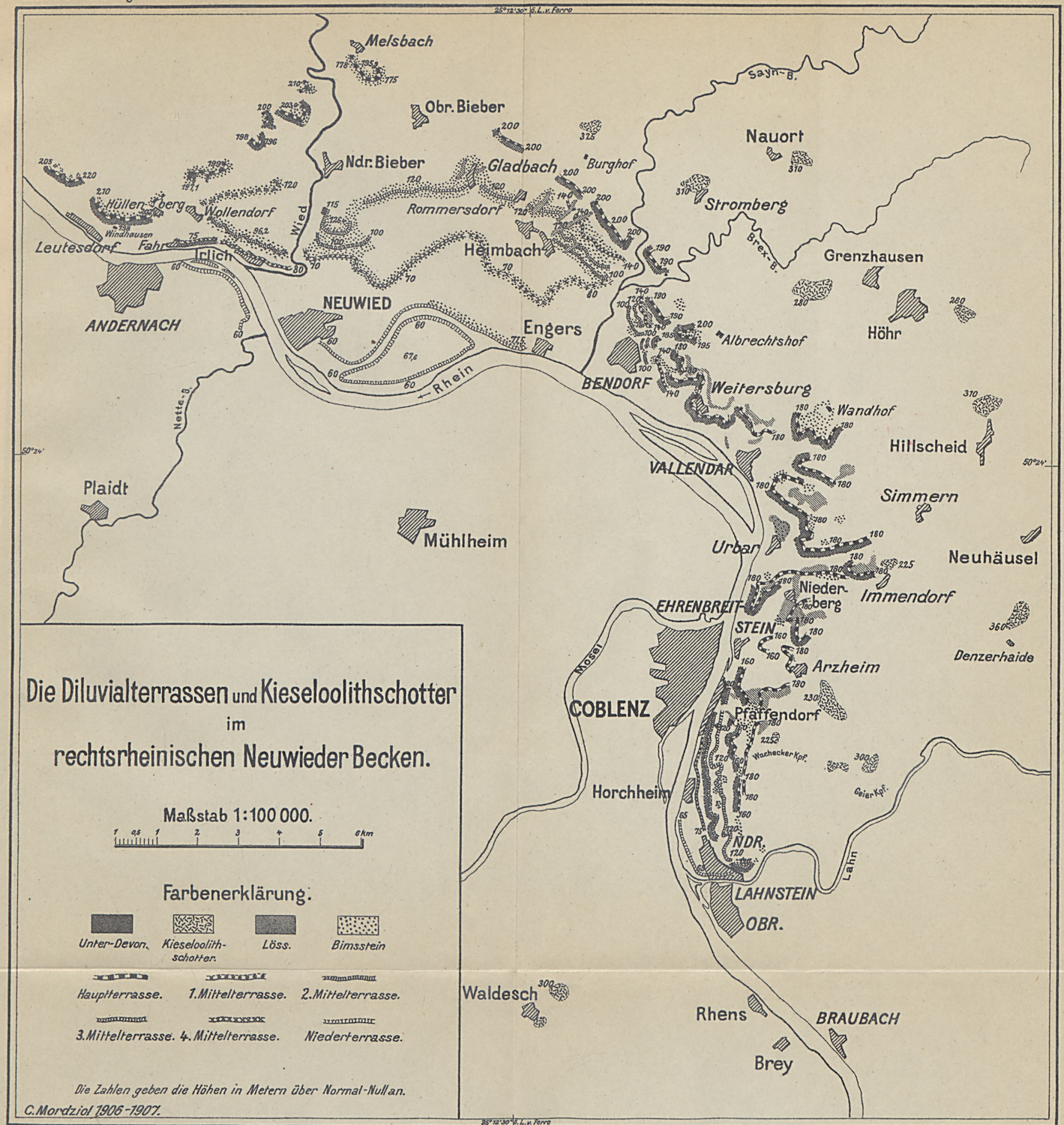
Unter-Devon. | Kieseloolith-schotter. | Löss. | Bimsstein

Hauptterrasse. | 1. Mittelterrasse. | 2. Mittelterrasse.

3. Mittelterrasse. | 4. Mittelterrasse. | Niederterrasse.

Die Zahlen geben die Höhen in Metern über Normal-Null an.

C. Mordziol 1906-1907.



Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.

gez. E. Young.

Die Pseudo-Cannel-Kohle.

Von Herrn **O. Barsch** in Berlin.

Hierzu Tafel 10 u. 11 und 3 Figuren im Text.

Der Name Pseudo-Cannel-Kohle stammt von Muck. Er findet sich zuerst in der I. Auflage seines Werkes »Chemie der Steinkohlen« (vom Jahre 1881)[1]), und zwar als Bezeichnung für eine Kohlenart, die der Cannelkohle äußerlich im wesentlichen gleicht, ihrer chemischen Beschaffenheit nach aber vollkommen verschieden davon ist. In der II. Auflage seines Werkes (vom Jahre 1891)[2]) hat er diese Kohle nach ihren äußeren Merkmalen und ihrer chemischen Zusammensetzung eingehender beschrieben.

Chemische Zusammensetzung und äußere Beschaffenheiten einer Kohle genügen aber nicht, um in bezug auf ihre Genesis und Natur Klarheit zu verschaffen.

Diese zu erhalten, versuchte ich die Hülfsmittel, die uns Chemie und das Mikroskop an die Hand geben, in Anwendung zu bringen, ohne jedoch im wesentlichen auf die Fragen über die chemische Natur der Substanzen näher einzugehen.

Um einen Vergleich der Pseudo-Cannel-Kohle mit den beiden Hauptarten der Steinkohlen, den Glanz- und Mattkohlen, anstellen zu können, habe ich diese auf gleiche Art wie die Pseudo-Cannel-Kohle untersucht und lasse ihre typischen Merkmale folgen.

Die Glanzkohle[3]) ist tiefschwarz, zeigt lebhaften Glanz und besitzt große Sprödigkeit. Ihre Spaltrichtung ist meist eine ebene

[1]) Muck, Chemie der Steinkohlen, I. Aufl., S. 43.
[2]) Muck, II. Aufl., S. 45 ff.
[3]) Muck, II. Aufl., S. 39.

und zur Schichtfläche senkrecht stehende; sie ist im allgemeinen aschenärmer als andere Kohlenarten. Entstanden ist sie aus Humuslagern[1]), also aus Land- (und Sumpf-) Pflanzen, die dann den Vertorfungsprozeß und den Inkohlungsprozeß durchgemacht haben. Die Hauptmasse der Steinkohlenflöze wird von ihr gebildet.

Die Mattkohle[2]) ist grau- bis sammetschwarz, erinnert im Bruch an Ebenholz. Sie besitzt viel größere Festigkeit, wie die meist sehr spröde und bröckelige Glanzkohle und ist leichter wie diese. Der Bruch ist beinahe ebenflächig oder muschelig. In chemischer Beziehung hat sie weniger Gehalt an Sauerstoff, dagegen höheren Wasserstoffgehalt als Glanzkohle. Angezündet brennt sie mit lebhafter Flamme fort.

Unter dem Namen Cannelkohle ist sie allgemein bekannt. Auch sie bildet, wenn auch selten, selbständige Flöze; gewöhnlich trifft man sie aber im Zusammenhange mit Glanzkohle, jedoch in geringerer Mächtigkeit als diese. Tritt die Mattkohle mit Glanzkohle vergesellschaftet auf, so bildet sie im Hangenden oder Liegenden, selten in der Mitte des Flözes, einen schmalen Packen, oder — und das ist ihr häufigstes Auftreten — sie bildet in innigster Verwachsung mit Glanzkohle mehr oder weniger dünne Zwischenlagen. In dieser Form wird sie häufig übersehen und nicht als Mattkohle erkannt.

Die betreffenden Flöze erhalten durch sie ein gestreiftes Aussehen, was Schondorf Veranlassung gegeben hat, diese Kohle mit dem Namen »Streifenkohle« zu bezeichnen. Boghead- sowie böhmische Plattelkohle sind Cannelkohlen mit mehr oder weniger erheblichem Schiefertongehalt.

Ihre Entstehung verdanken die Mattkohlen wesentlich den Resten der im Wasser lebenden, vielfach fett- und ölhaltigen Organismen tierischer und pflanzlicher Natur, die nicht dem Verwesungs-, sondern dem Fäulnisprozeß unterlagen. Die Organismenreste, aus denen die Mattkohlen bestehen, bildeten am Grunde stagnierender oder halbstagnierender Gewässer einen Schlamm,

[1]) H. Potonié, Entstehung der Steinkohlen, S. 13 ff.
[2]) Muck, S. 42. Runge, Das Ruhrsteinkohlenbecken, S. 278.

den Faulschlamm[1]) (das Sapropel), der bei weiterer Fossilisierung nicht die Verkohlung, sondern die Bituminierung im Sinne Potonié's durchgemacht hat. Wird nun ein Moor periodisch von Wasser überschwemmt, so entsteht der Streifentorf (Torf mit stark sapropelhaltigen Zwischenlagen), da infolge der Überschwemmung sich Sapropel bildet, während nach Zurückweichen des Wassers die Moorpflanzenvegetation wieder Platz greift.

Die Cannelkohle, die als reinste Art der Mattkohle bezeichnet wird, ist also aus reinem Sapropel entstanden. Jedoch wird man bei mikroskopischer Untersuchung fast immer Reste höherer Pflanzen in der Cannelkohle finden, wie das auch bei rezenten oder subfossilen Faulschlammbildungen stets der Fall ist. Diese Beimengungen rühren zum Teil von der Vegetation an den Ufern des Gewässers, in dem sich das Sapropel bildete, zum Teil von den im Wasser lebenden höheren Pflanzen her.

Auf die Pseudo-Cannel-Kohle wurde Dr. Muck von einigen Zechen Westfalens aufmerksam gemacht. Letztere hatten in der Nähe der Flözstörungen eine Strukturveränderung der normalen Glanzkohle in der Art beobachtet, daß Glanz und Spaltbarkeit der Kohle zurücktrat; daher glaubte man später, daß die Pseudo-Cannel-Kohle an Flözstörungen gebunden sei. Bald jedoch beobachtete man immer häufiger das Auftreten dieser Kohlenart an Abbauorten, wo entschieden keine Störungen vorhanden waren.

Muck hat nun die Pseudo-Cannel-Kohle zuerst untersucht und fand, daß sie — abgesehen von ihrer stofflichen Zusammensetzung — ziemlich spröde war, daß größere Stücke, im Gegensatz zur Cannelkohle, leicht in kleinere zerbröckelten, die durchaus nicht einen glatten oder muscheligen Bruch aufwiesen; ihrem Äußeren nach ähnelt sie sonst der Cannelkohle.

Den größten Unterschied im Vergleich zur Cannelkohle fand er in der prozentischen Zusammensetzung sowie in dem Verhalten beim Erhitzen. Die Koksausbeute war größer als bei der Cannelkohle.

---

[1]) H. Potonié, Entstehung der Steinkohle, S. 13. (Vergl. Literaturverzeichnis am Schluß.)

Über ihre Entstehung habe ich mir auf mikroskopischem Wege Klarheit zu verschaffen gesucht. Um die Kohlen für mikroskopische Untersuchungen geeignet zu machen, müssen sie erst maceriert werden, das heißt so weit zersetzt werden, bis ihre einzelnen Bestandteile durchscheinend geworden sind. Die Chemie gibt Mittel zu dem obigen Zweck, von denen ich drei benutzt habe:

1. rauchende Salpetersäure,
2. Chromsäure (d. h. eine Lösung von $K_2Cr_2O_7 + H_2SO_4 + H_2O$),
3. Kaliumchlorat und konzentrierte Salpetersäure (Schulze-sches Reagens)[1]).

Letzteres ist ein von Botanikern viel benutztes Reagens, das Franz Schulze in Rostock auch auf die Untersuchung von Steinkohlen mit gutem Erfolge übertragen hat.

Schulze hat empfohlen, die zerkleinerte Steinkohle mit einem Gemisch von $KClO_3$ und mäßig konzentrierter HNO_3 zu behandeln und aus dem hierdurch erhaltenen Produkt die dunkelfärbende Substanz durch Ammoniak zu entfernen; die zurückbleibenden Reste seien nun zur mikroskopischen Untersuchung geeignet.

von Gümbel hat die Schulze'sche Methode dahin abgeändert[2]), daß er die Anwendung von NH_3 zunächst unterließ, weil sich zeigte, daß NH_3 in dem Rückstande eine große Menge strukturzeigender Kohlensubstanz vollständig auflöst und vollkommen zerstört. v. Gümbel fand es daher nötig, die erste Untersuchung vor Anwendung von NH_3 vorzunehmen; da aber hierbei die tiefbraune Färbung der Substanz störend wirkt und das Erkennen der feinen Pflanzentextur sehr häufig erschwert, benutzte er absoluten Alkohol zur Entfernung der braunen Färbung. Diese Änderung Gümbel's an dem Schulze'schen Verfahren habe ich vielfach ausprobiert, habe aber im allgemeinen schlechtere Resultate erzielt als mit NH_3. Es zeigt sich zwar

[1]) Vergl. Gümbel, Sitzungsberichte der k. b. Akademie der Wissenschaften, München, Bd. XIII, Jahrg. 1883, S. 113.

[2]) Sitzungsberichte der k. b. Akademie der Wissenschaften, München, Bd. XIII, Jahrg. 1883, S. 114.

hier und da, aber äußerst selten, daß Alkohol auf die feinen Gewebe nicht so zerstörend einwirkt als Ammoniak; dasselbe kann man aber erreichen, wenn man nur soviel NH_3 anwendet, daß die Neutralisation der Säure nicht ganz erreicht wird, jedenfalls kein überschüssiges Alkali in Lösung ist. Die zerstörende Wirkung, die Alkohol auf das Macerationsprodukt ausübt, stammt wohl von der Oberflächenspannung her, die durch das Hinzufügen von Alkohol eine außerordentlich große wird und der die äußerst zarten, zersetzten Gewebefetzen nicht mehr standhalten können. Ammoniak hat aber Alkohol gegenüber noch einen äußerst bedeutenden Vorteil. Im Überschuß zu dem Macerationsprodukt hinzugesetzt, löst es sämtliche Landpflanzenfetzen auf, sofern diese nicht, wie man in Cannelkohle häufig beobachtet, eine eigentümliche, wie es scheint, »holzkohlige« Beschaffenheit angenommen haben, bezw. aus anderen Gründen chemisch resistenter sind (Wachsgehalt bei Pollen und Sporen), während es auf die Bestandteile der Cannel-Kohlen-Grundmasse[1]) keine sichtbare Wirkung ausübt. Deshalb darf man nie versäumen, trotz der für das Mikroskop schädlichen Säuredämpfe, ohne Neutralisierung mit NH_3 die Kohle einer eingehenden mikroskopischen Kontrolluntersuchung zu unterwerfen. Die Wirkung von NH_3 auf macerierte Kohle zeigt in bezug auf Auflösung der Reste höherer Pflanzen ein ähnliches Verhalten wie auf rezenten Torf, was auch aus näherer Betrachtung erhellt.

Kohle ist ein Reduktionsprodukt und wird durch die Behandlung mit den Säuren wieder oxydiert, ähnelt also dann in chemischer Beziehung wieder dem Urmaterial, dem Torf, der noch nicht so weit wie Steinkohle reduziert ist. Oxydiert man also die Kohle wieder, bis sie in chemischer Beziehung das Stadium des Torfes erreicht hat, so kann man sie auch wie Torf behandeln.

[1]) In dem rezenten Faulschlamm, wie überhaupt in allen reinen Sapropelablagerungen bemerkt man eine mehr oder weniger homogene Grundmasse, in der die figurierten Bestandteile eingebettet sind. Diese Grundmasse setzt sich zusammen aus unendlich feinem Detritus aller möglichen, das Sapropel bildenden Organismenreste. Eine solche Grundmasse ist bei der Cannelkohle ebenfalls vorhanden; es ist das, was wir oben als Cannel-Kohlen-Grundmasse bezeichnet haben.

Da die Herstellung von Proben, die zur mikroskopischen Untersuchung brauchbar sind, bei Anwendung der angeführten Chemikalien wesentlich von dem eingehaltenen Verfahren abhängig sind, muß ich die hier eingeschlagenen Behandlungsweisen etwas näher erörtern.

Die stark zerkleinerte oder zerriebene Kohle wird in einem Reagensglase mit rauchender Salpetersäure übergossen; rauchende Salpetersäure wirkt sehr schnell und stark auf die Kohlen ein, besonders heftig aber auf Glanzkohlen und genetisch diesen entsprechende jüngere Bildungen (Torf).

Es ist deshalb zu raten, die Salpetersäure zu verdünnen, wenn die Maceration zu schnell vorschreitet. Auch muß man bei diesem Reagens die Substanz sehr häufig Kontrolluntersuchungen unterwerfen, um den Zeitpunkt nicht zu versäumen, der sich am besten zum Mikroskopieren eignet.

Als zweites Reagens habe ich konzentrierte Chromsäure verwendet (vergl. S. 434), die ebenso wie rauchende HNO_3 benutzt wird. Doch empfiehlt es sich, wegen der schwachen Wirkung der Säure in der ersten Zeit Wärme zu Hülfe zu nehmen und im Falle der dann noch zu schwachen Wirkung die Chromsäure zu erneuern. Es hat sich aber gezeigt, daß manche Kohlen der Zersetzung durch die Chromsäure einen so starken Widerstand entgegensetzen, daß sie selbst nach 8-wöchentlicher Maceration zur mikroskopischen Untersuchung noch nicht taugen. Dies betrifft hauptsächlich die Glanzkohlen.

Am besten geeignet zur Maceration der Kohlen ist im allgemeinen eine gesättigte Lösung von Kaliumchlorat und konz. Salpetersäure (spez. Gew. 1,47). Bei zu energischer Wirkung — das ist aber nur bei Kohlenarten von noch nicht steinkohligem Charakter angebracht — kann man diese Mischung beliebig verdünnen. Eine besonders starke Wirkung dagegen erzielt man, wenn das Kaliumchlorat in Substanz mit der pulverisierten Kohle vermischt und dann mit konz. Salpetersäure übergossen wird. Doch ist hierbei große Vorsicht notwendig, da bei manchen feinpulverisierten Kohlen heftige Explosionen erfolgen können, wodurch die Flüssigkeit aus dem Reagensglase herausgeschleudert wird.

Von großem Vorteil ist eine langsam fortschreitende Maceration; man muß sich also hüten, hier Wärme zur Beschleunigung des Prozesses anzuwenden, weil durch einen derartigen Eingriff die Kohle leicht zu stark zersetzt wird. Außerdem kommt es beim Erwärmen infolge der Bildung von Chlorstickstoff zuweilen zu Explosionen, wie überhaupt wegen der Entwicklung von Chlorgas bei der eben geschilderten Methode größte Vorsicht geboten ist.

Leistet die Kohle aber dieser Bleichflüssigkeit, wie von Gümbel[1]) sie genannt hat, sehr großen Widerstand, selbst bei Anwendung von $KClO_3$ in Substanz, so muß man die aufgegossene Macerationsflüssigkeit durch eine neue ersetzen. Sollten jedoch die Kohlen immer noch der Einwirkung der erneuerten Säure widerstehen, so kann man sie durch vorheriges Kochen in konz. Schwefelsäure oder nur durch vorheriges trocknes Erhitzen dem Schulze-schen Reagens zugänglicher machen. Der Hitzegrad darf aber keinesfalls so hoch gesteigert werden, daß die Kohle sich deformiert oder aufbläht (kokt).

Die Einwirkung der Säuren kann für eine weitere Behandlung als genügend erachtet werden, sobald die verwendeten Kohlenstücke lichtbraun sich zeigen; ist dies bemerkbar, so muß man sofort die Untersuchung vornehmen, da die Kohle sich dann sehr schnell weiter zersetzt und zur Untersuchung untauglich wird.

Nicht ratsam ist es, die über der macerierten Kohle stehende (öfters bräunliche) Flüssigkeit zur Abstumpfung der Säure mit Wasser zu verdünnen, weil in den meisten Fällen sofort eine Ausscheidung von Humusflocken erfolgt, die teilweise die zersetzten Kohlenstücke umhüllen oder sich ihnen auflagern und sie so für mikroskopische Untersuchungen unklar machen.

Eine weitere Schwierigkeit zeigt sich, wenn man die macerierten Kohlenfetzen, die durch die starken Säuren derartig angegriffen sind, daß sie ein Hin- und Herbewegen in der Flüssigkeit auf dem Objektträger und das Aufsetzen des Deckglases kaum

[1]) v. Gümbel, Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen (a. a. O.) 1883, S. 115.

vertragen, aus dem Reagensglas unbeschädigt herausbekommen will. Mit der Pinzette ist dies in vielen Fällen unmöglich. Ich habe hierzu eine nach unten zugespitzte Glasröhre verwendet, auf die oben ein Gummischlauch aufgesetzt ist. Schließt man nun durch Zusammendrücken den Schlauch und führt die Röhre in das Reagensglas bis auf die Kohlenteilchen ein, so kann die Flüssigkeit nicht in die Röhre eintreten, da die in dieser befindliche Luftsäule nicht entweichen kann. Nun öffnet man den Schlauch, die Luft kann entweichen, und die Flüssigkeit steigt in die Röhre, die kleinen Kohlenteilchen mit sich hineinreißend. Man hat jetzt nur wieder den Schlauch zu schließen und die Röhre, aus der der Inhalt infolge des Luftabschlusses nicht ausfließen kann, aus dem Reagensglase zu entfernen. Die Kohlenteilchen läßt man nun erst am unteren offenen Ende des Röhrchens sich sammeln, und kann sie dann leicht auf den Objektträger bringen.

Ein Übelstand bei dieser Methode der mikroskopischen Untersuchung von Kohlen ist der, daß das Mikroskop durch die ungemein stark wirkenden Säuren leicht angegriffen wird, besonders da die Flüssigkeit bei der ersten Untersuchung nicht verdünnt oder neutralisiert werden sollte. Zweckdienlich ist es daher, von dem Objektträger die Flüssigkeit behutsam mit einer Kapillarröhre oder Fließpapier abzuziehen und dann ein Deckglas zu benutzen.

Großen Vorteil bietet es, die Maceration der zu untersuchenden Kohle auf alle drei oben beschriebene Arten vorzunehmen, da die verschiedenen Säuren ganz verschieden auf die Substanz einwirken, so daß bei der einen Maceration vielfach Pflanzenreste vollkommen zerstört sind, die bei Anwendung der anderen Säure noch gut erhalten sind. Ich habe deshalb, um ein vollkommenes Bild über die Textur der von mir untersuchten Kohlen zu erhalten, stets die betreffende Kohle auf alle drei Arten maceriert und dabei häufig Gelegenheit gehabt, die verschiedenen Wirkungen der Macerationsflüssigkeiten zu beobachten. Zu erwähnen ist noch, daß nach der ersten mikroskopischen Untersuchung der genügend macerierten Substanz ohne NH_3 man sofort eine zweite in Gegen-

wart von NH_3 anschließen muß. Da NH_3 alle oxydierten Pflanzenreste vollständig auflöst, so hat man gleich ein klares Bild, ob die Sapropel-Bestandteile oder die Reste höherer Pflanzen überwiegen, also ob die Kohle, abgesehen von den sedimentären Bestandteilen, mehr cannel- oder glanzkohligen Charakter besitzt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der macerierten Kohlen trat durchweg die auffallende Erscheinung zu Tage, daß die Reste höherer Pflanzen, die in Cannelkohlen eingelagert sind, sich viel besser erhalten haben als in der Glanzkohle. Sie sind für die Macerationsflüssigkeiten teilweise fast unzerstörbar und erinnern in dieser Form beinahe an Holzkohle. Diese holzkohligen Pflanzenreste werden durch NH_3 nicht aufgelöst, sind aber unter dem Mikroskop leicht durch ihre vollständige Undurchsichtigkeit und splitterige Beschaffenheit von den übrigen Bestandteilen zu unterscheiden.

Jeder Untersuchung einer Kohlenart habe ich eine Verkokungsprobe folgen lassen. Hierzu benutzte ich die Methode, die H. Potonié angegeben hat in seiner Schrift: »Klassifikation und Terminologie der rezenten Humus- und Sapropel- usw. -Gesteine«. Diese Abhandlung lag mir zur Zeit der Ausführung dieser Untersuchungen in der Korrektur vor.

Potonié benutzt zu seinen Untersuchungen einen mit einem Porzellandeckel bedeckten Platintiegel, der durch einen Bunsenbrenner erhitzt wird. Durch diese einfache Methode erhält man ein ungefähres Urteil über den Gehalt an brennbaren Destillationsprodukten, die gasförmig zwischen Deckel- und Tiegelrand entweichen und mit leuchtender Flamme dort verbrennen. Den Tiegelrückstand habe ich in Koks, Halbkoks, Koksschiefer und Koksschieferstaub unterschieden, wobei ich unter Koks den bei diesem Experiment entstandenen stark aufgeblähten, innen porösen Rückstand verstehe. Als Halbkoks bezeichne ich den etwas aufgeblähten Destillationsrückstand, der aber durch das Bleiben mancher scharfen Ecken und Kanten den hohen Schiefergehalt sofort erkennen läßt. (Der Rückstand sieht wie eine kleinstückige Breccie aus.) Koksschiefer dagegen ist ein Destillationsrückstand, welcher

gar nicht porös oder aufgebläht ist, seine Form beim Erhitzen nicht verändert hat, also keine Ähnlichkeit mit Koks mehr besitzt. Koks-Schieferstaub ist der Destillationsrückstand gewisser Kohlen, der ohne weiteres in kleine staubartige Partikel zerfällt.

Ich lasse nun die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen der verschiedenen Kohlenarten im macerierten Zustande folgen.

Von Glanzkohle habe ich die unter (der ebenfalls untersuchten) Pseudo-Cannelkohle liegende Glanzkohle von der Zeche »Rhein-Preußen« verwendet.

Bei rauchender HNO_3 zeigte sich schon nach 3 Tagen die ganze Masse sehr stark homogen zersetzt. Das meiste hatte das Aussehen flockiger Humussubstanz; zahlreiche Gewebefetzen höherer Pflanzen waren noch zu unterscheiden, jedoch erwies sich bei näherer Untersuchung dieses Reagens als zu heftig auf die Glanzkohle wirkend. Ein viel besseres Resultat ergab das Schulzesche Reagens. Hierbei konnte man bei fast jedem Fetzen die Zellstruktur klar erkennen; teilweise war schon mit bloßem Auge bemerkbar, daß es sich in den macerierten Kohlenteilchen um Gewebefetzen handelte. Eine homogene Grundmasse wie bei der Cannelkohle fehlte vollständig.

Mineralogische Sedimente waren nur in ganz geringer Menge vorhanden. NH_3 löste bis auf die Mineralbestandteile alles auf und zeigte eine wolkige braune Flüssigkeit (Humus). Beim Hinzufügen einer Säure schlug sich am Boden des Reagensglases die Humussäure nieder, so daß die überstehende Flüssigkeit wasserhell war.

Viel schwächer wie diese beiden Säuren wirkte Chromsäure auf die Glanzkohle ein. Nach 50-tägiger Maceration war eine Wirkung auf die Substanz nur an den Rändern, die schwach durchscheinend geworden waren, zu bemerken. Die trockne Destillation mit Luftabschluß ergab Koks.

Für das zweite Präparat benutzte ich die Glanzstreifen einer westfälischen Streifenkohle, in rauchender HNO_3 maceriert. Es zeigte sich unter dem Mikroskop eine meist wolkige,

humose Substanz, dazwischen aber noch erkennbare Zellenreste. Ebenso wie bei der reinen Glanzkohle war die Wirkung des Reagens zu kräftig.

Dagegen zeigte sich auch hier wieder das Schulze'sche Reagens von besserer Wirkung und ließ zum größten Teile dieselben Bestandteile wie bei der reinen Glanzkohle erkennen, jedoch mit dem Unterschiede, daß die vielen Reste höherer Pflanzen mit einigen wenigen Sapropelbestandteilen (wahrscheinlich Algen usw.) vermengt waren. Diese Beobachtung würde ja auch der Genesis der Streifenkohle[1]) entsprechen. NH_3 ließ nur geringe Reste von Sapropel- und solche von Mineralnatur als figurierte Bestandteile zurück. Analog dem Verhalten bei reiner Glanzkohle ließ die Chromsäure auch hier nach 8-wöchentlicher Maceration bei häufigem Erhitzen der Flüssigkeit nur ein Zersetzen an den Rändern der Substanz erkennen.

Deutlich zu sehen waren nur die verhältnismäßig geringen Mineralsedimente. Das Verkokungsprodukt war dasselbe wie bei Glanzkohle, also Koks.

Anschließend an diese Untersuchung habe ich die der Mattkohlenstreifen derselben westfälischen Streifenkohle vorgenommen.

Rauchende HNO_3 ergab ein Macerationsprodukt, das zum größten Teil aus flockiger Grundsubstanz (ähnlich dem der reinen Cannelkohle), vermischt mit vielen Gewebefetzen höherer Pflanzen, Sporen und auch anderen sporenartigen Körpern (vielleicht Algen), bestand. Die Gewebefetzen der Landpflanzen zeigten häufig ausgeprägte Skulptur, teils perforiert (getüpfelt) oder mit leiterförmiger Verdickung. Nicht selten waren Haufwerke von runden Zellen in organischem Zusammenhang miteinander (wahrscheinlich auch Algen), dazwischen einige nicht zu bestimmende Reste umstehenden Aussehens (Fig. 1, S. 442).

Bei der Untersuchung dieser Kohle zeigte es sich zuerst, daß die Gewebefetzen höherer Pflanzen in Mattkohle eigentümlich gut konserviert waren, viel besser als in der Glanzkohle. Dies bewies

[1]) Potonié: Entstehung der Steinkohle, S. 15 u. ff.

auch der Zusatz von NH_3, der die so vorzüglich erhaltenen Gewebefetzen erst nach längerer Zeit unter Anwendung von Wärme aufzulösen vermochte. Das Schulze'sche Reagens ergab kein so gutes Macerationsprodukt wie rauchende HNO_3; man erkannte zwar deutlich die cannelkohlenartige Grundmasse und daneben viele Fetzen höherer Pflanzen, doch habe ich zufällig bei keinem Fetzen Zeichen von Skulptur entdecken können; die Maceration mit Chromsäure, die erst nach 7 Wochen vollständig durchgeführt war, bestätigte die obigen Beobachtungen, ohne jedoch etwas Neues zu ergeben.

Die Mattkohle würde also ungefähr dem rezenten Dopplerit-Sapropel[1]) entsprechen, wozu auch die Lagerungsweise als Mattstreifen in Steinkohle völlig paßt.

Figur 1.



Unbestimmbarer, eigentümlicher figurierter Rest aus dem Mattstreifen einer Streifenkohle aus dem Ruhrrevier.

ca. $\frac{300}{1}$.

Bei trockner Destillation ohne Luftzutritt ergab sich Koks als Rückstand.

Da diese Kohle sich bedeutend gasreicher als Glanzkohle erwies, habe ich eine genaue Verkokungsprobe gemacht und fand, daß dabei der Mattkohlenstreifen 36 pCt. brennbares Gas ergab, während der Glanzkohlenstreifen bei demselben Prozeß nur 21,6 pCt. Gase entwickelte. Auf die organische Substanz bezogen, lieferte die Mattkohle 43 pCt., die Glanzkohle dagegen nur 28 pCt. brennbarer Destillationsprodukte.

Von Bildungen der Cannelkohlengruppe (Sapanthrakonen)

---

[1]) H. Potonié: Zur Frage nach den Urmaterialien der Petr., S. 354. H. Potonié: Terminologie, S. 32.

habe ich den Kerosin-Schiefer (Kerosene-shale) aus Australien und die Cannelkohlen von Zeche »Schlägel und Eisen« untersucht.

Ersterer war bei 3-tägiger Einwirkung von HNO_3 außerordentlich gut maceriert. In großer Menge waren Algen in homogener Grundmasse deutlich erkennbar; dazwischen einige Gewebefetzen höherer Pflanzen, die durchscheinend, zum Teil aber auch undurchsichtig schwarz geblieben waren; außerdem viele Hautfetzen, wahrscheinlich Cuticula-Fetzen, dann schwarze Kugeln, die den Anschein von Sporen hatten; besonders schön zu erkennen waren die massenhaft eingelagerten Sporen mit gekörnelter Oberfläche, die, tetraedrisch gestaltet, mehrfach nach der Tetraederspitze aufgesprungen waren.

Im Verhältnis zum Mattstreifen besitzt diese Cannelkohle viel weniger Landpflanzenreste, dagegen weit mehr mineralische Sedimente. Die Verkokung ergab auch, wie vorauszusehen, Koksschiefer bei außerordentlich hohem Gasgehalt. $KClO_3 + HNO_3$ zeigte ebenfalls Sporen in hervorragender Menge, daneben Haufen sehr kleinzelliger Algen, wenigstens dürfte es sich wahrscheinlich um Reste solcher handeln.

Die Maceration mit dem Schulze'schen Reagens dauerte 40 Tage.

Während die Glanzkohlen mit rauchender HNO_3 und $KClO_3 + HNO_3$ weit schneller zersetzt werden als Cannelkohle, verhält sich Chromsäure umgekehrt wie die beiden oben erwähnten Macerationsmittel. Sie zersetzt Cannelkohle leichter als Glanzkohlen; nach 50-tägiger Einwirkung hatte sie die Glanzkohlen kaum anzugreifen vermocht, während die Cannelkohlen sich zur mikroskopischen Untersuchung vollkommen eigneten. Mit außerordentlicher Klarheit waren Algen in großer Menge, tetraedrische Sporen mit und ohne Skulptur, Sporenhäufchen und wenige Landpflanzenreste zu erkennen.

Bei dieser Kohle zeigte es sich wiederum, daß die Gewebefetzen in der Cannelkohle aus derartig stabilen Verbindungen bestehen, daß sie selbst für unsere kräftigsten Reagenzien nicht angreifbar

sind; sie machen einen »holzkohligen« Eindruck. Dies habe ich auch später mehr oder weniger bei allen Cannelkohlen beobachten können.

Die australische Cannelkohle hat den Typus einer absolut reinen Cannelkohle, die mit mineralischen Sedimenten vermischt ist. Ein Zusatz von NH_3 ändert an dem Macerationsprodukt nichts.

Ein ähnliches Bild gibt die Cannelkohle von »Schlägel und Eisen«; jedoch wirkte bei ihr rauchende HNO_3 etwas zu heftig ein. Die Untersuchung zeigte sehr viel homogene kleinflockige Grundsubstanz, die den Typus der Cannelkohle aufwies; eingelagert darin erkannte man Gewebefetzen höherer Pflanzen, aber in stärkerem Maße wie im Kerosinschiefer, daneben vereinzelt Sporen; eine sehr gleichmäßig perforierte Haut (s. Ab-

Figur 2.



Perforiertes Häutchen (pflanzlich?)
aus der Cannelkohle der Zeche Schlägel und Eisen (Ruhrrevier).
ca. $\frac{300}{1}$.

bildung 2) war besonders gut erhalten; NH_3 löste nur die wenigen oxydierten Landpflanzenfetzen auf.

Das Schulze'sche Reagens hatte die Kohle nicht so stark zersetzt wie die erste Säure, so daß man deutlicher als bei der ersten Untersuchung die vielen Algen und sonstigen Reste niederer Vegetation, die gut erhaltenen Fetzen höherer Pflanzen beobachten konnte. Chromsäure zeigte dasselbe Macerationsprodukt, ließ aber gleichzeitig erkennen, daß diese Cannelkohle ihr mehr Widerstand als die australische entgegengesetzt hatte, indem in derselben Macerationszeit die Cannelkohle von »Schlägel und Eisen« lange nicht so gut zersetzt war, wie der Kerosin-Schiefer. Mineralschiefer war so gut wie nicht vorhanden. Dies bewies auch die Verkokung, die eine außerordentliche Gasmenge und als Rückstand Koks ergab.

Anschließend hieran folgte eine Boghead-Kohle aus New-Castle.

Alle drei Macerationsflüssigkeiten ließen in völliger Übereinstimmung eine Grundmasse von gallertartiger Beschaffenheit erkennen mit Landpflanzenresten von dem gewöhnlichen schwarzen Aussehen derjenigen in Cannelkohlen. Bei dem mit rauchender HNO_3 behandelten Material fand ich eine sehr schön erhaltene Pteridophyten-Treppenhydroide und Pflanzenreste nebenstehender Form (s. Abbildung 3), möglicherweise Algen.

Bei einem Färbeversuch mit Azur-Eosin-Farbstoff erwies sich die Färbung unkontrollierbar, da sich alles gefärbt hatte. NH_3 hatte auf diese Kohle keine Wirkung; in besonders großer Menge waren mineralische Beimengungen vertreten, deshalb ergab sie bei trockener Destillation unter Luftabschluß auch Koksschiefer bei großem Gasgehalt.

Figur 3.



Figurierter Bestandteil aus Boghead von New Castle (?Algen?).

ca. $\frac{150}{1}$.

Die Böhmische Plattelkohle war durch rauchende HNO_3 sehr stark homogen zersetzt, so daß eine Untersuchung der Substanz sich als erfolglos erwies; dagegen zeigte das Schulze'sche Reagens den Typus der Cannelkohle; eine homogene Grundmasse, wie alle Cannelkohlen aufweisen, mit äußerst vielen Algen und Sporen.

Besonders deutlich sah man hier wiederum das Verhalten der Reste höherer Pflanzen, die so »holzkohlig« in der Cannelkohle geworden sind, daß sie der Maceration nicht mehr zugänglich sind. Daher war es auch vorauszusehen, daß NH_3 keine auflösende Wirkung mehr hervorbringen würde. Das Mikroskop, sowie die Verkokung zeigte einen großen Gehalt von Mineralsubstanz; der Destillationsrückstand war dementsprechend Koks-

schiefer; die dabei entweichende Gasmenge jedoch sehr hoch. Da ich diese Kohle später als die übrigen zur Maceration angesetzt hatte, konnte ich die Wirkung der Chromsäure nicht mehr abwarten.

Nachdem ich die Untersuchung der oben beschriebenen Kohlen beendet hatte, ging ich zur Pseudo-Cannelkohle über. Es stehen mir Proben dieser Kohlenart von Zeche Massen, zwei von Rheinpreußen, zwei von Consolidation, sowie eine Originalprobe einer westfälischen Steinkohle, die Dr. Muck selbst als Pseudo-Cannelkohle der Geologischen Landesanstalt überwiesen hat, und außerdem eine von ihm als typisch bezeichnete von der Zeche Minister Stein (bei Dortmund) zur Verfügung.

Ich beginne mit der Pseudo-Cannelkohle der Zeche Rheinpreußen.

Rauchende HNO_3 läßt einzelne homogene Fetzen unklarer Herkunft erkennen, die wahrscheinlich die Grundmasse bilden, daneben aber auch zahlreiche Fetzen höherer Pflanzen. Wegen des recht unklaren Bildes, das dieses zu stark zersetzend wirkende Reagens auf diese Kohlenart uns liefert, kann man einen bestimmten Schluß auf die Genesis nicht ziehen.

Hier zeigten sich die langsamer wirkenden Säuren dem ersten Reagens weit überlegen. Sowohl $KClO_3 + HNO_3$, wie auch Chromsäure ließen die Bestandteile der Kohlenart in voller Klarheit erkennen.

Deutlich sah man eine cannelkohlige Grundmasse mit vielen Fetzen höherer Pflanzen vermengt, daneben Mineralsubstanz, insbesondere Schwefelkies; diese akzessorische Beimengung ist wohl auch der Grund dafür gewesen, daß die Kohle sehr stark klüftet, so daß sie den Anschein einer weniger harten Kohle hatte. Untersucht man jedoch ein nicht mit Schwefelkies durchsetztes Stückchen (die aber wegen der überaus zahlreichen Schwefelkieslagen meist sehr klein ausfallen) auf seine Festigkeit hin, so zeigt sich die Kohle keineswegs bröckelig oder weniger hart als Cannelkohle. Ein Zusatz von NH_3 zu dem Macerationsprodukt ließ eine hellbraune Flüssigkeit, in der die cannelkohlige Grundmasse und die Mineralbestandteile eingelagert waren, zurück. Die Rhein-

Preußener Pseudo-Cannel-Kohle muß man als ein Gemisch von Glanzkohle und Sapanthrakon mit einem Zusatz von Mineralsedimenten bezeichnen. Es würde also eine Streifenkohle maceriert das ungefähre Bild der organischen Bestandteile der Rhein-Preußener Pseudo-Cannelkohle ergeben.

Bei trockener Destillation liefert sie einen Koks, der wegen seiner ziemlich bedeutenden Mineralbeimengungen ein Zwischending zwischen Koks und Halbkoks ist. Über die beim Verkoken entweichende Gasmenge habe ich eine genauere Probe angestellt. Es ergab sich die geringe Menge von 17,4 pCt. verbrennbarer Gase.

Die andere Pseudo-Cannelkohle von Rhein-Preußen, die ebenfalls im Hangenden über Glanzkohle liegt, zeigt eine ähnliche Zusammensetzung.

Rauchende HNO_3 ließ zahreiche Gewebefetzen höherer Pflanzen erkennen, in eine homogene Grundmasse eingelagert, die aber nicht den Typus derjenigen der Cannelkohlen zeigte. Diese Beobachtung erwies sich aber nachher als Täuschung. Das Schulze'sche Reagens nämlich zeigte unter dem Mikroskop die durchaus cannelkohlige Grundmasse, bei der Algen die Hauptmenge gebildet haben. In 9 Präparaten habe ich nur 1 Spore gefunden. Auch hier waren Landpflanzenreste in größerer Anzahl vorhanden, die aber, ähnlich wie in der anderen Pseudo-Cannelkohle von Rhein-Preußen, zum größten Teil noch keinen holzkohligen Charakter angenommen hatten. Deshalb löste NH_3 die Bestandteile auch fast vollständig auf, die beträchtlichen Mineralmengen in der cannelkohlenartigen Grundmasse zurücklassend. Auch Chromsäure ließ bei durchaus vollkommener Maceration (nach 8 Wochen) eine homogene Grundmasse, die den Charakter der Cannelkohle hat, daneben in ungefähr gleicher Menge Landpflanzenreste und große Mineralmengen klar erkennen.

Wie vorauszusehen, war das Destillationsprodukt Koksschiefer. Diese Kohle hat anscheinend denselben Charakter, wie die vorhin beschriebenen, mit dem einzigen Unterschied, daß die organische Substanz in größerer Menge vorhanden ist.

Es folgt die Untersuchung der Pseudo-Cannelkohle von Zeche Consolidation bei Gelsenkirchen.

Die erste Probe von Flöz ϱ ($16^1/_2$) durch rauchende HNO_3 maceriert, zeigte unter dem Mikroskop eine cannelkohlige Grundmasse mit außerordentlich vielen mineralischen Sedimenten.

Die Landpflanzenfetzen treten im Verhältnis zu den beiden oben beschriebenen Kohlenarten zurück; eine Probe mit NH_3 bestätigt dieses Resultat; das Schulze'sche Reagens sowie Chromsäure zeigen dasselbe. Wegen des reichlichen Mineralgehaltes ergab die trockene Destillation Halbkoks. Die Menge der bei der Verkokung entweichenden brennbaren Gase berechnete ich auf 19,6 pCt. (nur auf organische Substanz bezogen 41,8 pCt.).

Die Pseudo-Cannelkohle des Flözes ϱ ($16^1/_2$) ist also eine Boghead-Kohle, die mit Landpflanzenresten, aber nicht in bedeutendem Maße, verunreinigt ist.

Einen ganz anderen Typus, ähnlich dem der Rhein-Preußener, weist die Pseudo-Cannelkohle vom Flöz C der Zeche Consolidation auf.

Bei geringen mineralischen Sedimenten, deren einzelne Partikel aber von außergewöhnlicher Größe sind, zeigt diese Kohle den ausgesprochenen Charakter einer zwischen Glanz- und Cannelkohle stehenden Art. Sämtliche 3 Macerationsflüssigkeiten lassen klar die cannelkohlige Grundmasse mit vielen Fetzen höherer Pflanzen erkennen. NH_3 ergibt auch hier wieder eine lichtbraune Flüssigkeit, in der die gallertartigen, zum Sapropel zu rechnenden, hellgelb-grünlichen Flocken schwimmen, und auf deren Grunde die großen Mineralstückchen liegen. Entsprechend dieser Untersuchung verhält sich die Kohle bei trockner Destillation; sie kokt vorzüglich, dabei eine Gasmenge von 29 pCt. abgebend.

Bei der Pseudo-Cannelkohle der Zeche Massen hatte rauchende Salpetersäure wieder so stark auf die Substanz eingewirkt, daß man unter dem Mikroskop nicht mehr beurteilen konnte, ob die Humus- oder Sapropelbestandteile vorherrschend vertreten waren. $KClO_3 + HNO_3$ zeigte hier wiederum den Typus der Rhein-Preußener Pseudo-Cannelkohle: Zahlreiche große

Gewebefetzen höherer Pflanzen, aber weit weniger als bei Glanzkohle, daneben in fast ebenso großer Menge Algen in homogener Grundmasse. Der Wert dieser Kohle ist durch die äußerst fein verteilte Mineralbeimengung sehr verringert worden. Chromsäure ergab nach 50-tägiger Maceration dasselbe Bild; ein Zeichen von Struktur war in den einzelnen Fetzen dieser Kohle nicht zu erkennen. Nach Auflösung der Landpflanzenreste durch NH_3 hatte der Rückstand durchaus ein »cannelkohliges« Aussehen, durch Mineralsedimente verunreinigt.

Hier unterliegt es keinem Zweifel, daß es sich um ein Zwischending zwischen Glanz- und Mattkohle, oder besser zwischen Glanz- und Boghead-Kohle handelt.

Es bleibt noch zu erwähnen, daß diese Kohle am schnellsten von sämtlichen Pseudo-Cannelkohlen zersetzt wurde. Die Ursache liegt wahrscheinlich in der reichlichen Mineralbeimengung, die die Kompaktheit der Kohle lockert und so der Säure eine größere Angriffsfläche bietet.

Beim Verkokungsprozeß erhielt ich bei geringer Gasmenge Koks-Schiefer.

Eine von Dr. Muck hierher überwiesene Pseudo-Cannelkohle zeigte eine von den vorhin beschriebenen Pseudo-Cannelkohlen abweichende Beschaffenheit.

Alle drei Macerationsmittel ließen über den glanzkohligen Charakter keinen Zweifel. Allerdings waren auch Sapropel-Beimengungen, aber nur in geringer Menge, vorhanden. NH_3 löste fast alle organischen Bestandteile auf. Hier scheinen die matte Farbe nur die Mineralsedimente bewirkt zu haben, die in Menge vertreten sind.

Chromsäure bestätigte dieses Resultat, zeigte aber auch wiederum, daß die cannelkohlenartigen Fetzen von ihr viel eher angegriffen werden als die Reste höherer Pflanzen. Infolge des hohen Gehaltes an mineralischen Sedimenten liefert die Verkokungsprobe Koks-Schiefer bei reichlicher Gasmenge; letzteres ist übrigens von Muck für das Material auch angegeben worden.

Zuletzt habe ich noch die von Muck als »typisch« bezeich-

nete Pseudo-Cannelkohle von Minister Stein untersucht. Sie stammt aus Flöz 1, 125 m über dem Flöz Präsident.

Auch hier findet sich der Packen Pseudo-Cannelkohle über Streifenkohle unter dem hangenden Bergemittel. Diese Kohle hat einen verschiedenen Charakter, je nachdem man sie mehr vom Hangendsten oder aus den Partieen über der Streifenkohle hernimmt.

Übereinstimmend zeigen alle drei Macerationsmittel, daß die Pseudo-Cannelkohle, die direkt auf der Streifenkohle liegt, ein Zwischending zwischen Glanz- und Mattkohle ist; häufig sind Sporen und Algen, neben schönen großen Fetzen höherer Pflanzen, teils mit Struktur, zu erkennen. Mineralsedimente sind kaum vorhanden. Dahingegen läßt die direkt am Hangenden sitzende Kohle den durchaus »cannelkohligen« Charakter, bei dem Landpflanzen nur noch eine Seltenheit sind, nicht verkennen. In beiden Fällen bestätigt die NH_3-Probe das obige Resultat.

Bei diesen Untersuchungen habe ich die Bedeutung des trockenen Erhitzens der Kohle vor ihrer Maceration feststellen können. Bei rauchender HNO_3 und dem Schulzeschen Reagens kann man von einem sichtbaren Erfolge nicht sprechen; jedoch ist das vorherige Erhitzen bei Chromsäure von ganz bedeutendem Vorteil; schon nach 8 Tagen war die Maceration so weit vorgeschritten, daß sie zur mikroskopischen Untersuchung vollkommen geeignet war, während bei anderen Pseudo-Cannelkohlen keine unter 6 Wochen als genügend maceriert bezeichnet werden konnte. Durch das Erhitzen werden die flüchtigen Bestandteile der Kohle herausgetrieben und dadurch die Kohle stark zerklüftet, sodaß sie der Macerationsflüssigkeit eine bedeutend größere Angriffsfläche bietet.

Wegen der geringen Mineralsedimente liefert die Kohle bei sehr großer Gasmenge guten Koks. Eine genaue Gasprobe läßt sich schwer anstellen, da die Kohle ihren Charakter, wie schon oben erwähnt, nach dem Hangenden zu verändert; es sei nur noch erwähnt, daß sie dicht über der Streifenkohle eine geringe Gasmenge, dafür aber eine große Koksausbeute liefert. Je weiter man nach dem Hangenden zu geht, desto mehr verringert sich die Koksmenge, und der Gasgehalt wird größer.

Der Aufbau dieser Kohle liegt klar vor uns. Wir haben es im Liegenden mit einer Streifenkohle zu tun, also einer abwechselnden Schichtung von Glanz- und Mattkohle. Nach dem Hangenden zu wird die Mischung der Glanz- und Mattkohle dann inniger, sodaß man eine Streifung nicht mehr wahrnehmen kann, die Kohle also dann das Aussehen einer Mattkohle erhält. Hier ist die Grenze für Pseudo-Cannelkohle. Nach dem Hangenden zu gewinnt die Mattkohle allmählich Überhand, bis sie die Glanzkohle ganz verdrängt und am Hangendsten reine Cannelkohle bildet.

Zur besseren Übersicht stelle ich die Ergebnisse meiner Untersuchungen der Pseudo-Cannelkohle noch einmal kurz zusammen. Es ergab sich für die Pseudo-Cannelkohlen von

Rhein-Preußen: Ein Mittelding zwischen Glanz- und Mattkohle mit wenigen Mineralsedimenten.

Rhein-Preußen (über Glanzkohle): Eine Kohle, die ebenfalls zwischen Glanz- ued Mattkohle steht, aber mit großen Mineralmengen verunreinigt.

Consolidation (Flöz $\varrho = 16^1/_2$): Eine Boghead-Kohle, durch wenig Glanzkohle verunreinigt.

Consolidation (Flöz C): Ein Mittelding zwischen Glanz- und Mattkohle, fast ohne Gesteinssedimente.

Massen: Ein Gemisch von Glanz- und Mattkohle mit wesentlichen Tonsedimenten.

Pseudo-Cannelkohle (von Muck an die Geol. Landesanstalt überwiesen): Glanzkohle mit sehr vielen Tonbeimengungen und geringen Cannelkohlenbestandteilen.

Minister Stein (von Muck als typisch bezeichnet): Eine Streifenkohle, die nach dem Hangenden zu in ein Mittelding zwischen Glanz- und Cannelkohle, dann in reine Cannelkohle übergeht.

Ergebnisse.

Man sieht aus dem Vorhergehenden, daß der Name Pseudo-Cannelkohle im allgemeinen für ein Gemenge

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

von Glanz- und Mattkohle gebraucht ist; die mineralischen Sedimente kommen dabei nicht in Betracht, weil sie für die Genesis und die Natur der Kohle keine Bedeutung besitzen und nur zufällige sind. Wenn die von Zeche Consolidation Flöz ϱ ($16^1/_2$) und die von Dr. Muck selbst so bezeichnete den oben beschriebenen Typus der Pseudo-Cannelkohle nicht aufweisen, so ist das so zu erklären, daß einige Zechen wohl alle Kohlenarten, die nicht reine Cannelkohle sind, trotzdem aber mehr oder weniger das Aussehen einer solchen haben, mit Pseudo-Cannelkohle bezeichnen. Dr. Muck hat aber zwei ihrer Entstehung nach vollkommen verschiedene Kohlenarten unter denselben Namen gebracht, sie also als gleichartig angesehen. Dies ist auch leicht verständlich, da er sie nur chemisch und auf ihre äußeren Beschaffenheiten hin untersucht hat. Auf ganz verschiedenem Wege können aber chemisch gleiche Produkte erzielt werden; daher kann auch die von Dr. Muck untersuchte Kohle mit der Pseudo-Cannelkohle von Minister Stein in ihrer heutigen Beschaffenheit chemisch gleichwertig sein, obwohl ihre Entstehung eine andere ist.

Da der Begriff Pseudo-Cannelkohle offenbar Irrtümer veranlaßt hat, indem man manches als Pseudo-Cannelkohle bezeichnete, was auch nach der Muckschen Definition nicht als Pseudo-Cannelkohle hätte bezeichnet werden dürfen (vergl. S. 449, 450), so ist eine genaue Begrenzung des Begiffs »Pseudo-Cannelkohle« geboten.

Nach meinen Untersuchungen sind nur diejenigen Arten als Pseudo-Cannelkohlen zu bezeichnen, die nicht nur nach ihren chemischen Eigenschaften, sondern auch nach ihrer Genesis zwischen Glanz- und Mattkohle stehen.

Die Definition der Pseudo-Cannelkohle läßt erkennen, daß die Zusammensetzung dieser Kohle im allgemeinen die der Streifenkohle ist; ihr von dieser abweichendes Aussehen kommt nur von der innigeren Mischung beider Kohlenarten her, hängt allerdings auch von etwaigen Ton- und Feinsandbeimengungen ab. Letztere bewirken den unebenen Bruch.

Als rezentes Analogon der Pseudo-Cannelkohle ist anzusehen,

was von Potonié[1]) als Sapropel-Torfe (Torf-Sapropele, Dopplerit-Sapropele) bezeichnet wird; es sind Kaustobiolithe, die in auffälliger Weise Sapropel und Torfbestandteile enthalten.

Eine solche Bildung kann vor sich gehen:

1) indem durch zeitweise Überschwemmungen der Humuslager sich auf diesen Sapropel bildet; tritt das Wasser zurück, so greift eine Moorvegetation Platz, bis bei der nächsten Überschwemmung sich wieder Sapropel absetzt. Die so entstandenen Torfe haben ein gestreiftes Aussehen und sind als Urmaterialien der Streifenkohle anzusehen;
2) indem Sapropel- und Torfbildung gleichzeitig einhergeht; zuerst bildet sich in dem Gewässer immer Sapropel; infolge der Verlandung entsteht aber neben Sapropel Torf, dessen Bildner zum Teil das Sapropel als Substrat benutzen;
3) auf Mooren, die auch zeitweise Sapropelbildungen zuließen (Sumpftorfe, z. B. Erlensumpftorf, Röhrichttorf);
4) als Dopplerit-Sapropel: Aus einem im Hangenden einer Sapropel-Ablagerung befindlichen Torfflötz diffundieren Humusstoffe in das liegende Sapropel (oder werden infiltriert); dies ist aber für Pseudo-Cannelkohle nicht beobachtet, da diese bisher immer nur im Hangenden angetroffen ist.

Im zweiten und dritten Falle sind sowohl die Humus- wie die Sapropelbestandteile autochthon.

Da die organische Zusammensetzung und Struktur der Sapropeltorfe (resp. Torf-Sapropele) mutatis mutandis dieselbe ist wie bei der Pseudo-Cannelkohle, so kann man aus dem häufigen Auftreten der Pseudo-Cannelkohle im Hangendsten der Steinkohlen oder im Hangenden zwischen Streifenkohle (Liegendes) und Cannelkohle, den Schluß ziehen, daß Pseudo-Cannelkohle im allgemeinen aus Torf-Sapropel entstanden ist, bei dem die Sapropel- wie die Torfbestandteile autochthon sind.

---

[1]) Potonié: Zur Frage nach den Urmaterialien, S. 354. Terminologie, S. 32. Protokoll der Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten der Deutschen Bundesstaaten, Eisenach, 24. September 1906.

Versuche zur Demonstration der Beziehungen zwischen Torf- und Glanzkohle, wie Sapropel- und Cannelkohle.

Schon bei der Maceration kann man erkennen, ob man es mit einem Sapropelit- oder einem Humus-Gestein zu tun hat, oder ob beide Arten zusammen vertreten sind. Am deutlichsten zeigt dies das Schulze'sche Reagens.

Nimmt man nämlich gleiche Mengen Substanz und maceriert diese mit ebenfalls gleichen Mengen $KClO_3 + HNO_3$, so zeigt bei erfolgter Maceration der Farbenton deutlich die Kohlenart an, aus der die macerierte Substanz besteht.

Wie Tafel 10 vor Augen führt, wird die über der Kohle stehende Flüssigkeit bei Cannelkohlen nur hellgelb, während sie, je mehr Glanzkohle vorhanden ist, immer mehr rötlich-braun sich färbt, bis sie schließlich tiefbraun bei reiner Glanzkohle wird; die Farbe rührt von der in Lösung gebrachten Humussäure her. Noch deutlicher und genauer ist jedoch eine Probe der macerierten Substanz mit NH_3.

Da dieses Alkali die Fähigkeit besitzt, alle oxydierten — ebenso wie rezenten — Humussäuren aufzulösen, während es auf Sapropelbestandteile keinen sichtbaren Einfluß ausübt, so kann man es vorzüglich zu einer Farbenprobe für Humusgesteine verwerten, um ein approximatives Urteil über deren Gehalt an Humussäuren zu gewinnen.

Man nimmt zu diesem Zwecke von jeder Kohlenart gleiche Mengen macerierter Substanz und übergießt sie in einem Reagensglase mit gleichen Mengen NH_3, jedoch so, daß das Alkali in großem Überschuß vorhanden ist. Erwärmt man nun diese Flüssigkeit und läßt sie längere Zeit (1—2 Tage) stehen, so zeigt sich, daß bei humusarmen Gesteinen die Flüssigkeit sich hellgelb gefärbt hat, während bei stärkerem Humusgehalt der Farbenton rotbraun wird. Aus der Intensität der rotbraunen Färbung kann man sich dann ein ungefähres Urteil über die Humusmenge bilden, die in den betreffenden Gesteinen enthalten ist. Vergl. Tafel 11.

Auch Chromsäure gibt uns durch Farbenreaktion Aufschluß über die Urmaterialien der Kohlen. Läßt man gleiche Mengen

Chromsäure längere Zeit auf gleiche Mengen pulverisierter Kohlen einwirken, so bemerkt man, daß bei gewissen Kohlenarten die Chromsäure sich grün färbt, während sie bei anderen Arten ihre rotbraune Färbung beibehält; grün wird dieses Reagens bei Cannelkohlen oder stark sapropelhaltigen Gesteinen. Die grüne Färbung rührt offenbar von Chromoxyd her. Die Bildung dieses niederen Oxyds läßt sich dadurch erklären, daß die Cannelkohlen (gleich den rezenten Sapropelgesteinen) stärker als Glanzkohlen (resp. Torf) reduziert sind, daher auch eine stärkere Oxydierbarkeit oder Reduktionsfähigkeit besitzen und diese betätigen, indem sie der Chromsäure mehr Sauerstoff entziehen als die weniger reduzierte Glanzkohle.

Durch Entziehung von O wird nun die Chromsäure $K_2Cr_2O_7$ (also das Anhydrid Cr_2O_6 = Chromtrioxyd) teilweise zu grünem Chromsesquioxyd Cr_2O_3 (Chromioxyd) reduziert.

Ein Übelstand hierbei ist es, daß die intensiv rotbraune Farbe der noch nicht reduzierten Chromsäure die grüne der Chromoxydverbindungen zunächst verdeckt, resp. die grünen Strahlen absorbiert.

Diese Unannehmlichkeit fällt jedoch fort, wenn man durch Zusatz von $BaCl_2$ schwefelsauren Baryt ausfällt, wodurch man die Flüssigkeitsfarbe in auffallendem Licht sehr bequem betrachten kann, wenn man den Niederschlag in Suspension erhält. Sobald sich der Niederschlag zu Boden setzt, werden die Farbenunterschiede der überstehenden Flüssigkeit sogleich wieder undeutlicher.

Bei großer Undurchsichtigkeit der Macerationsflüssigkeit kommt man ohne diese Methode überhaupt nicht aus, da man zunächst keine Farbenunterschiede sieht. Die Methode der Sichtbarmachung der Farben ist um so wichtiger, als sie eine etwaige Verdünnung der Flüssigkeit zur Erzielung größerer Durchsichtigkeit überflüssig macht. Abgesehen davon, daß man mit der Verdünnung den gewünschten Erfolg gar nicht erreicht, muß sie aus dem Grunde schon vermieden werden, weil sie die Hydrolyse der Chromsäure fördert, was zu unangenehmen Täuschungen führen kann.

Tabellarische Übersicht der Beziehungen zwischen Humussteinkohlen[1]) und Sapropelsteinkohlen[2]).

	$KClO_3 + HNO_3$	$KClO_3 + HNO_3 + NH_3$[3])	$K_2Cr_2O_7 + H_2SO_4$	Verkokung		Mikroskopische Untersuchung zeigt
	Die überstehende Flüssigkeit wird			Gas	Koks	
I. Humussteinkohle	deutlich braun	dunkelbraun	bleibt rotbraun	wenig bis viel	viel (stark aufgebläht)	vorwiegend oder fast ausschließlich Fetzen höherer Pflanzen
II. Pseudo-Cannelkohle bezw. Streifenkohle	deutlich braun bis gelb, je nach Überwiegen der Humus- oder Sapropelbestandteile	hellbraun	zwischen I und III	mehr als I, weniger als III	weniger als I, mehr als III	zwischen I und III die Mitte haltend
III. Sapropelsteinkohle	hellgelb	hellgelb	wird grün	außerordentlich viel	wenig (wenig aufgebläht)	vorwiegend homogene flockige Grundmasse, Gewebefetzen höherer Pflanzen untergeordnet, oft »holzkohlig«

[1]) Humussteinkohle ist eine Kohle, die aus Humusstoffen hervorgegangen ist, z. B. die gewöhnliche Glanzkohle.
[2]) Sapropelsteinkohle ist eine Kohle, die zum größten Teil aus Sapropel hervorgegangen ist, z. B. Cannelkohle.
[3]) NH_3 im Überschuß.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

1. Muck: »Chemie der Steinkohlen«. 1. Aufl. 1881, 2. Aufl. 1891.
2. C. W. v. Gümbel: »Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen« in »Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der k. b. Akademie der Wissenschaften zu München«. Bd. XIII, Jahrg. 1883.
3. Wilhelm Runge: »Das Ruhr-Steinkohlenbecken«. 1892.
4. H. Potonié: »Entstehung der Steinkohlen«. 4. Aufl., Berlin 1907.
5. H. Potonié: »Zur Frage nach den Urmaterialien der Petrolea«. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1904. Bd. XXV, 2. Berlin 1905, p. 342—368.
6. H. Potonié: »Klassifikation und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihrer Lagerstätten. Abhandl. Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. N. F. Heft 49. Berlin 1906.
7. H. Potonié: Protokoll über die Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten der deutschen Bundesstaaten. Verhandelt Eisenach, den 24. September 1906.

Der Teutoburger Wald südlich von Osnabrück.

Von Herrn **Wilhelm Haack** in Göttingen.

Hierzu Tafel 12 u. 13.

Vorwort.

Nachdem F. Roemer[1]) und v. Dechen[2]) eine Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Teutoburger Waldes gegeben hatten, sind in neuerer Zeit von Stille[3]), Meyer[4]), Mestwerdt[5]) und Andrée[6]) einzelne Abschnitte bis in die Gegend von Iburg genauer untersucht worden. Der zunächst westlich folgende Abschnitt des Teutoburger Waldes, in dessen Mitte etwa das Dorf Hagen liegt, bietet, wie schon ein Einblick in die v. Dechensche geologische Karte[7]) zeigt, besonders interessante und verwickelte Verhältnisse, welche ich versucht habe aufzuklären.

[1]) F. Roemer, Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine. N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1850, S. 385–417.

[2]) H. v. Dechen, Der Teutoburger Wald. Verhandl. d Nat. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Jahrg. 13, S. 331–410, und N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1857, S. 192–203.

[3]) H. Stille, Der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Berlin 1900. Inaug.-Diss. Göttingen.

[4]) E Meyer, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Berlin 1903. Inaug.-Diss. Göttingen.

[5]) A. Mestwerdt, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

[6]) K. Andrée, Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen 1904.

[7]) H. v. Dechen, Geologische Karte der Rheinprovinz u. Westfalen. 1:80000. Sektion Tecklenburg.

Orographische Übersicht.

Das untersuchte Gebiet, das nahezu rechteckig begrenzt ist, läßt in orographischer Beziehung vier Bezirke erkennen:

1) einen Abschnitt des eigentlichen Teutoburger Waldes im Süden;
2) durch eine Einsenkung hiervon getrennt und im Norden durch das Goldbachtal begrenzt, das Borgberg-Gebiet;
3) die waldigen Bergrücken östlich von Hagen, welche sich an das von ANDRÉE geschilderte Gebiet des Dörenberges anschließen;
4) das Hüggelgebiet im weiteren Sinne.

Der Teutoburger Wald-Abschnitt, dessen Ostgrenze etwa 3 km westlich Iburg, und dessen Westgrenze etwa 5 km ostsüdöstlich von Lengerich liegt, erhebt sich ziemlich steil über die Münstersche Ebene und bildet auch hier einen von OSO. nach WNW. verlaufenden Rücken, welcher durch eine Reihe von Einsenkungen schwach gekerbt erscheint. Seine durchschnittliche Höhe ist etwa 220 m, im Westerbecker Berg steigt sie auf 235,5 m.

Nördlich davon folgt dann eine breite und flache Einsenkung (»Buerstrang« der Einwohner), welche vorwiegend Felder und Wiesen trägt und nach Norden hin, nach dem Goldbach zu, durch Quertäler entwässert wird.

Diese zerschneiden das Borgberg-Gebiet, in welchem mehr isolierte Kuppen auftreten. Unter ihnen erhebt sich der Mittelberg im westlichen Teile bis zu 176 m, der Borgberg bis 225 m und der Heidhornberg (in Mentrup) im Osten bis 200 m.

Östlich vom Dorfe Hagen erheben sich die mehr zusammenhängenden Kuppen der dritten Abteilung, die bis wenig über 240 m ansteigen. Zwischen ihnen und Hagen liegt die als Terrasse erscheinende, gekrümmte Anschwellung des Ellenbergs.

In der Umgebung von Hagen, nach Norden sowie nach Westen auf beiden Seiten des Goldbaches, findet sich niedriges Gebiet mit zahlreichen einzelnen Gehöften. Der Goldbach biegt nach Norden um und begrenzt im Westen das Hüggelgebiet. Den Mittelpunkt bildet in diesem der Hüggel selbst (227 m), welcher nach Westen zum Heidhornberg und Roten Berg absinkt, nach Osten im Domprobst-Sundern seine Fortsetzung findet. Das nördlich sich anschließende wellige Gelände verflacht sich dann ziemlich schnell nach Norden bezw. Nordosten zu.

Im Süden liegt ein mäßig gewelltes Gebiet, aus welchem sich der Silberberg, Heidberg, Jägerberg und Bükersberg herausheben.

Die Entwässerung geschieht durch kleine Bäche, die teils dem Goldbach, einem Nebenbach der Düte, zufließen, teils durch Einschnitte zu beiden Seiten des Domprobst-Sundern direkt in diese münden.

Stratigraphische Übersicht.

In dem von mir untersuchten Gebiet treten folgende Formationen zu Tage: Carbon, Zechstein, Trias, Jura, Kreide, Diluvium und Alluvium.

Das Carbon.

Die Steinkohlenformation tritt am Hüggel, sowie am Heidhorn, Roten Berg und Domprobst-Sundern in Gestalt von Konglomeraten, hellen und roten Sandsteinen und Schiefern auf.

Die hellen, weißen bis bräunlichen Sandsteine sind fast immer grobkörnig, enthalten neben den Quarzkörnern mehr oder minder stark zersetzten Feldspat, häufig auch Tongallen und besitzen meist kieseliges Bindemittel. Manche Sandsteine sind rot gefärbt und haben dann oft ein mehr toniges Bindemittel. Sobald sie feinkörnig werden, enthalten sie in der Regel auch reichlich Glimmerschüppchen. Von Gesteinen des Buntsandsteins unterscheiden sie sich durch ihre mehr bläulichrote Färbung.

In den Sandsteinen treten gelegentlich haselnußgroße Milchquarz- und Kieselschiefergerölle auf, wie sie in den Konglomeraten vorherrschen, worin einzelne eine Länge von gegen 10 cm erreichen. Die Konglomeratlagen schwanken erheblich in ihrer Mächtigkeit und keilen sich öfters aus, wie auch die Zwischenmittel der roten und grauen Schiefertone.

In streichenden Strecken im Liegenden des Kupferschiefers sind mehrfach die Schiefertone aufgeschlossen worden und dann bald in der feuchten Grubenluft aufgequollen.

Die roten Gesteine finden sich sowohl in den höchsten Hüggelsandsteinschichten als auch noch unter den etwa 65 m mächtigen

hellen Sandsteinen und Konglomeraten, die den Kamm des Hüggels bilden.

Nach unten hin treten die roten Sandsteine immer mehr zurück und verschwinden schließlich nach den Ergebnissen eines 1900 in der Nähe des Mathildenschachtes niedergebrachten Bohrloches ganz, während Konglomerate in größerer Mächtigkeit auftreten. Mehrere Kohlenflöze von 0,20—0,50 m Mächtigkeit sind bei 376, 485, 544, 583, 591 und 602 m Tiefe durchbohrt worden mit 25° Einfallen. Unmittelbar unter dem Zechstein finden sich oft helle Sandsteine und Konglomerate, die wohl zum Teil als entfärbte rote Gesteine anzusehen sind, wie dies in ähnlicher Weise in dem Sandsteinbruche auf der Südseite des Heidhornberges nahe den dortigen Tagebauen zu beobachten ist, sowie an dem konglomeratischen Sandstein an der Straße Osnabrück-Lengerich. Die rote Farbe eines Teiles der Sandsteine hat vielfach Veranlassung gegeben, sie für Rotliegendes zu halten, während von manchen Autoren die hellen Gesteine für Steinkohlengebirge, z. T. aber ebenfalls für Rotliegendes, von anderen die Gesamtheit der Hüggelsandsteinschichten für Steinkohlengebirge angesprochen wurde.

So hielten das Ganze für Rotliegendes: 1826 Hoffmann[1]), 1856 v. Dechen[2]), 1857 Banning[3]), 1894 Stockfleth[4]); mit Vorbehalt für Rotliegendes: 1861 Heine[5]); das Ganze für Steinkohlengebirge: 1895 Leo Cremer[6]), 1900 Lienenklaus[7]); für

---

[1]) Fr. Hoffmann, Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück. Karstens Archiv f. Bergbau und Hüttenkunde Bd. 13, S. 3—34.

[2]) H. v. Dechen, loc. cit. S. 339.

[3]) J. F. Banning, De Hueggelo, Guestphaliae monte inter oppida Monasterium Osnabrugumque sito. Inaug.-Diss. Breslau 1857, S. 10.

[4]) Stockfleth, Das Eisenerzvorkommen am Hüggel bei Osnabrück. Verhandl. d. Nat. Ver. f. Rheinl. und Westf. Jahrg. 51, S. 159.

[5]) Th. Heine, Geognost. Untersuchung d. Umgegend von Ibbenbüren. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 13, 1861, S. 157.

[6]) Leo Cremer, Die Steinkohlenvorkommnisse von Ibbenbüren und Osnabrück etc. Zeitschrift »Glückauf«, Essen 1895, Nr. 8 u. 9, S. 3.

[7]) E. Lienenklaus, Über das Alter der Sandsteinschichten des Hüggels. 14. Jahresber. d. Naturw. Ver. zu Osnabrück f. 1899 und 1900. Osnabrück 1901.

Kohlengebirge und Rotliegendes: 1853 Castendyck[1]), 1857 F. Roemer[2]), 1884 v. Dechen[3]), den obersten Teil eventuell für letzteres 1906 Bödige[4]).

In den Sandsteinen finden sich ziemlich selten Steinkerne von *Calamites* und *Lepidodendron*. Am Südrand des östlich von Kielmannseggeschacht gelegenen Tagebaues fand ich nun im unmittelbaren Liegenden des Zechsteins in grünlich-grauem Schieferton und sandigen Schiefertonen, unter denen ein weißer Letten und rote glimmerige Sandsteine folgen, zahlreiche, leidlich erhaltene Pflanzenreste, welche Herr Prof. Potonié gütigst untersuchte, und unter welchen er folgende Formen erkannte:

Eusphenopteris spec.
Pecopteris abbreviata Brongn.
» spec.
Desmopteris (Pecopteris) unita Brongn. spec.
Neuropteris rarinervis Bunbury.
Linopteris cf. *Münsteri* (Eichwald) Potonié.
Sphenophyllum emarginatum Brongn.
Calamites spec.
Annullaria sphenophylloides (Zenker) Gutbier.
Lepidodendron-Zweige.
Lepidophyllum majus Bongn.
Lepidostrobus spec.
Sigillariostrobus spec.
Stigmarien.
Cordaites borassifolius Sternberg spec.
» *principalis* Germar spec.
Cordaianthus spec. (mit sehr langen Bracteen).

---

[1]) W. Castendyck, Geognost. Skizze aus dem nordwestl. Deutschland (Ibbenbüren und Hüggel). N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1853, S. 36.

[2]) F. Roemer, Die jurassische Weserkette. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 9, S. 674 und 675 u. Taf. XVII.

[3]) H. v. Dechen, Erläuterungen zur geolog. Karte der Rheinprovinz und Westf. II. Bd. Bonn 1884. S. 278 u. 308.

[4]) N. Bödige, Hüggel u. Silberberg, Osnabrück 1906, S. 41.

Diese Flora stimmt, wie auch Herr Prof. Potonié hervorhob, durchaus mit der des Piesbergs und der von Ibbenbüren überein, ebenso wie die aus den unteren Schichten der erwähnten Tiefbohrung. Die aus den Bohrkernen von ihm gesammelten Pflanzenreste hat Herr Bergreferendar E. Haarmann freundlichst dem Göttinger Museum zur Verfügung gestellt. Es sind dies nach seinen Bestimmungen:

Sphenopteris rutaefolia Gutbier.
(= *Sph. Laurentii* Andrä).
Pecopteris abbreviata Brongn.
Alethopteris lonchitica Schloth.
Neuropteris rarinervis Bunbury.
» *ovata* Hoffmann.
» *Scheuchzeri* Hoffmann.
Cyclopteris spec.
Linopteris Münsteri (Eichwald) Potonié, häufig!
Sphenophyllum spec.
Calamites Suckowi Brongn.
Annullaria sphenophylloides (Zenk.) Ung.

Es gehört also die ganze mächtige Schichtenfolge dem Steinkohlengebirge an und zwar, wie die des Piesbergs und Schafbergs, den Oberen Saarbrücker Schichten[1]).

Der Ausdruck Weißliegendes, der am Hüggel vielfach für die obersten hellen, resp. gebleichten, Sandsteine angewandt wurde, ist somit unzutreffend.

Die Dyasformation.

Zechstein.

Die Dyas ist nur durch ihren oberen Teil, den Zechstein, vertreten, und dieser läßt sich in 3 Teile zerlegen, wie das auch sonst der Fall ist.

---

[1]) Leo Cremer, loc. cit. S. 4.

Unterer Zechstein.

Zechsteinkonglomerat. Seinem transgredierenden Verhalten gemäß beginnt der Untere Zechstein, der im übrigen nur am Hüggelzuge, nicht im Gebiete des Silberberges vorkommt, mit einer mehr oder minder konglomeratischen Bildung, die in Beschaffenheit und Mächtigkeit manchen Schwankungen unterliegt. In einem Einschnitte der früheren Schleppbahn am Westende des Heidhornberges liegt auf dem groben, hellen Steinkohlensandstein gleichsinnig zunächst 0,10 m mürbes, braunes Konglomerat von bis walnußgroßen Milchquarz- und Kieselschiefergeröllen, darüber folgt 0,25 m etwas plattiger, graubrauner, bituminöser Kalk, der noch ganz vereinzelt Gerölle und von Fossilien *Gervillia ceratophaga* v. Schl. und *Pleurophorus costatus* Brown. enthält. Bedeckt wird er von Kupferschiefer (0,32 m), und schließlich folgen noch 8 m plattiger, klüftiger, graubrauner Stinkkalk des eigentlichen Zechsteins mit rundlichen Kalkspat- und Schwerspatdrusen und *Productus horridus* Sow. (gleich in der tiefsten Lage), *Lingula Credneri* Gein., *Fenestella retiformis* v. Schl., sowie Echinodermenresten, von denen man freilich nur Durchschnitte findet.

Die Grenze zwischen Carbon und Zechstein ist früher vor allem an der Chaussee von Osnabrück nach Lengerich am Roten Berge aufgeschlossen gewesen, doch sind die Aufschlüsse nicht mehr so vollständig, wie sie sich in der Literatur angegeben finden[1]). Immerhin sieht man einer Stelle des verlassenen Steinbruchs auf der Ostseite der Chaussee über graugrünen Schiefertonen 0,10 m Quarzkonglomerat (das nach Osten zu schnell dicker wird), darüber 0,15 m löcherigen, kalkigen Brauneisenstein mit Hornsteinausscheidungen, darüber 0,60 m Kupferschiefer und ein wenig Zechsteinkalk. Es stimmt dieses Profil einigermaßen mit dem von Banning[2]) unter b angeführten überein.

[1]) Hoffmann, loc. cit., S. 283.
Banning, loc. cit., S. 11.
v. Dechen, loc. cit., S. 314.
Stockfleth, loc. cit., S. 161.
[2]) Banning, loc. cit., S. 11.

Weiter liegt in dem verlassenen Tagebau am Kielmannseggeschacht unmittelbar über den oben erwähnten steilgeneigten, pflanzenführenden Schiefertonen des Carbons in gleichsinniger Lagerung mürbes, bräunliches, grobes Quarzkonglomerat von sehr wechselnder Dicke, darauf 0,14 m sehr weicher, plattiger Brauneisenstein mit undeutlichen Bivalvenresten. An einer Stelle der Tiefbausohle, etwa 40 m tiefer, ist das 10 cm starke Konglomerat fest, dunkel gefärbt und besitzt kalkiges Bindemittel; darüber folgt, mit dem Konglomerat verwachsen, 0,30 m dunkler, bituminöser, splittriger Kalk mit Steinkernen von *Gervillia ceratophaga* v. Schl., *Schizodus* cf. *truncatus* King., *Schizodus* spec. und *Pleurophorus costatus* Brown. Hohlräume und kleine Klüfte im Gestein sind größtenteils von Bleiglanz, weniger von Schwefelkies erfüllt. 400 m weiter östlich im Tagebau Ib W fehlt die Kalkbank, vielmehr liegt der Kupferschiefer unmittelbar auf dem Konglomerate und in einem Tagebau am Augustaschacht auf dem hellen Carbonsandstein. Auf der Höhe des Domprobst-Sundern endlich liegt der Kupferschiefer wieder auf hartem Stinkkalk mit undeutlichen Bivalvenresten.

Wir haben hier also eine ganz ähnliche Ausbildung des untersten Zechsteins wie bei Gera, wo »das eigentliche Weißliegende« (Geinitz, Dyas, S. 204) dem Kalk entspricht. Auch wird von dort aus dem Zechsteinkonglomerate eine ganz ähnliche Fauna angeführt: Nach Liebe[1]) kommen hier in den südlichen Partieen des Geraer Zechsteinbeckens fast nur *Pleurophorus costatus* und *Gervillia ceratophaga* vor, während die durch *Strophalosia Leplayi* charakterisierte Brachiopodenfauna eine andere Verbreitung besitzt. Ähnliches führten auch Beyschlag[2]), Liebe[3]) und Zimmermann[4]) aus der Saalfelder Gegend für das Zechsteinkon-

[1]) Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte von Preußen, Sektion Gera, S. 13.

[2]) Beyschlag, Die Erzlagerstätten der Umgebung von Kamsdorf in Thüringen. Jahrb. der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1888, S. 334.

[3]) Liebe, Notizen über den konglomeratischen Zechstein, Zeitschr. der D. geol. Gesellsch. 1857, S. 414.

[4]) Liebe und Zimmermann, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte von Preußen, Blatt Saalfeld, S. 31.

glomerat an. Beiläufig sei hier bemerkt, daß HEINE[1]) an der Ibbenbürener Bergplatte im Liegenden des Kupferschiefers »sandigen, bituminösen, dunkelgefärbten Kalkstein, welcher nach unten noch bis haselnußgroße Quarzgeschiebe enthält« und unter ihm eine »kalkfreie Breccie aus Sand, Quarzgeschieben und mehr oder weniger vorherrschendem eisenschüssigem Bindemittel« beschrieb.

Der Kupferschiefer ist ähnlich dem von Eisleben; seine Mächtigkeit schwankt, beträgt am Domprobst-Sundern nur 2 bis 5 cm und steigt bis zu 70 cm, so z. B. auf der Tiefbausohle zwischen Kielmannsegge- und Mathildenschacht, nach MÜLLER[2]) sogar bis zu 75 cm. Dort, wo der Kalk des Zechsteinkonglomerates oder auch des Zechsteins im Hangenden völlig in Brauneisenocker übergeführt ist, ist der Kupferschiefer in einen dunklen Letten umgewandelt. Stellenweise enthält er auf Klüften, sowie in haselnußgroßen Knoten Bleiglanz; ein wesentlicher Kupfergehalt fehlt, dagegen sollen ganz geringe Mengen von Silber vorhanden sein. Außer dem nicht seltenen *Palaeoniscus Freieslebeni* AG. und der seltenen *Nucula Beyrichi* v. SCHAUROTH führt er undeutliche Pflanzenreste; BANNING führte davon *Walchia piniformis* STERNBERG an.

Der Zechstein selbst ist vielfach stark verändert, so daß es oft schwer hält, ihn als solchen zu erkennen, so namentlich in jenen Brauneisenerzlagern, die seit 1856 vom Georgs-Marien-Bergwerks- und Hüttenverein auf der Nord- und Südseite des Hüggel ausgebeutet werden.

Ähnlich wie an der erwähnten Stelle an der Schleppbahn am Heidhornberg ist der untere Teil des eigentlichen Zechsteins auch noch am östlichsten Punkte seiner Verbreitung, in dem alten Steinbruche auf der Höhe des Domprobst-Sundern, entwickelt, wo er ebenfalls nicht selten *Productus horridus* führt.

Zwischen diesen beiden Aufschlüssen hat er teilweise ein anderes Aussehen; so ist in einer Strecke westlich des Kielmannseggeschachtes ein dichter, schwarzer Kalk mit Bleiglanz in Knoten

[1]) HEINE, loc. cit., S. 169.

[2]) H. MÜLLER, Der Georgs-Marien-Bergwerks- und Hüttenverein, Osnabrück 1896.

und auf Klüften und mit bräunlich-grauer Verwitterungsrinde vorhanden; auf der tiefsten Sohle des Tagebaues am Augustaschacht ein sehr dickbankiger, 8 m mächtiger Kalk, der auf den flachmuscheligen Bruchflächen matten Glanz zeigt und schon bis etwa 10—12 pCt. Fe enthält, von kleinstylolithischen, schwarzen Ablösungen durchzogen wird und eine braun gefärbte Verwitterungsrinde besitzt. So findet er sich an mehreren Stellen auf der Nord- und Südseite des Hüggel und stellt den Übergang zum grobkristallinen Spateisenstein, dem »Blankstein« der Bergleute dar, der wesentlich gerade diesem unteren Teil des eigentlichen Zechsteins anzugehören scheint und höheren Eisengehalt aufweist. Von Fossilien fanden sich in ihm nur die schon aus normalem Stinkkalk erwähnten Echinodermenreste, so z. B. in einer 4 m über dem Kupferschiefer gelegenen Bank im Tagebau Ia W.

Im Tagebau Ib W treten im eisenspathaltigen, schwarzen Stinkkalk mehrere dünne tonige Lagen auf; im Schleppbahneinschnitt am Heidhornberg findet sich auf der Grenze zum oberen Teil des eigentlichen Zechsteins eine Kupferschiefer-ähnliche, schwarze Lage.

Der obere Teil des eigentlichen Zechsteins ist am besten in den älteren und neueren Tagebauen auf der Nordseite des Heidhorns in Gestalt von eisenhaltigen, dolomitischen Kalken aufgeschlossen, die als Zuschlag für die Verhüttung kieselsäurereicher Erze benutzt werden. Herr Dr. Henrichsen auf Georgs-Marienhütte teilte mir freundlichst folgende Analyse des Zuschlagkalkes mit:

Glühverlust	37,12 pCt.	
SiO_2	0,56 »	
Al_2O_3	0,51 »	
FeO	10,30 »	Fe = 8,01
MnO	1,07 »	Mn = 0,83
CaO	31,23 »	
MgO	10,65 »	
P_2O_5	0,02 »	
SO_3	0,26 »	
ZnO	0,18 »	
H_2O hygrosk.	8,10 »	
	100,00 pCt.	

Das braune Gestein ist dickbankig, porös, ziemlich mürbe und enthält nicht selten Kalkspatdrusen; nach oben wird es meist heller, weniger eisenhaltig und zum Teil Rauchwacke-ähnlich. Ganz helle zerreibliche Partieen können auch mitten im Zuschlagkalk auftreten und erinnern dann sehr an ähnliche Gesteine des Oberen Zechsteins, so im Tagebau IV an der Südseite des Heidhorns. Auf der Nordseite desselben Berges sind diese Kalke gegen 32 m mächtig. Der Tagebau IIb, der zur Zeit stark betrieben wurde, lieferte folgende Fossilien:

Serpula Planorbites Münster.
Fenestella retiformis v. Schl.
Phyllopora Ehrenbergi Gein.
Acanthocladia anceps v. Schl.
» *dubia* v. Schl.
Streptorhynchus pelargonatus v. Schl.
Productus horridus Sow.
Strophalosia Morrisi King.
Spirifer undulatus Sow.
» *cristatus* v. Schl.
Camarophoria Schlotheimi v. Buch.
Terebratula elongata v. Schl.
Pseudomonotis speluncaria v. Schl.
Avicula pinnaeformis Gein.
Gervillia ceratophaga v. Schl.
» *antiqua* Münst.
Arca striata v. Schl.
Schizodus obscurus Sow.
Edmondia elongata Howse.
Turbo helicinus v. Schl.
» *obtusus* Brown.
Cythere sp.

Am häufigsten sind *Strophalosia Morrisi* und *Productus horridus*, welcher sowohl tiefer, als auch höher vorkommt als jene und sich zuweilen dem *Productus Geinitzi* de Kon. nähert. Nur in

den obersten 6 m ist *Productus horridus* noch nicht beobachtet[1]), freilich vielleicht nur deshalb, weil diese Bänke zurzeit nicht gebrochen wurden. Die höchste mürbe, helle Bank lieferte nur kleine Exemplare von Bivalven und Gastropoden, nämlich *Turbo helicinus*, *Turbo obtusus* und *Gervillia antiqua*.

Über das im Unteren Zechstein auftretende Eisenerzlager hat schon Stockfleth zutreffende Mitteilungen gemacht, so daß ich mich hier auf wenige Bemerkungen beschränken kann.

Vermutlich ist der dem Zechstein-Kalk eingelagerte Spateisenstein durch Umwandlung des Kalkes entstanden, wie Beyschlag[2]) dies für die ebenfalls an Zechstein gebundenen Spateisenlager von Kamsdorf in Thüringen nachwies. Freilich fehlen am Hüggel Gänge dieses Minerals, wie sie in Kamsdorf auftreten. Der Spateisenstein (und die spateisenreicheren Kalke) finden sich nur da, wo der Zechstein in verhältnismäßig größerer Tiefe[3]) liegt und zwar in verschiedenem Abstand vom Kupferschiefer; oft wird auch die Absonderung in einzelne Bänke weniger deutlich, ähnlich wie bei der Umwandlung von Kalk in Dolomit. Die kristallinischen Echinodermenreste sind auch in noch ziemlich reinem Spateisenstein als Kalkcarbonat erhalten. Die Brauneisenerze, Stückerz und Ocker sind jedenfalls durch Umwandlung aus eisencarbonathaltigen Gesteinen entstanden. Übergänge von dem einen zum andern finden sich z. B. im Tagebau am Augustaschacht, wo der mit 27° nach NNO. einfallende spateisenhaltige Kalk schon bis zu 35 m hinab in Brauneisenocker umgewandelt ist, und zwar finden sich zunächst rundliche, nicht umgewandelte Knollen von Kalk, die nach dem Einfallen an Größe zunehmen, bis endlich frischer Kalkeisenstein mit rundlich knolliger Oberfläche folgt. Die Umwandlung geht von Schichtflächen und Klüften aus. Vielleicht hängt sie hier mit einer annähernd streichenden Verwerfung von 2 m

[1]) Das am höchsten hinaufreichende Exemplar hatte als Begleiter *Terebratula elongata*, *Arca striata* und *Gervillia ceratophaga*.

[2]) Beyschlag, loc. cit.

[3]) So zeigt der untere Teil des Zechsteinkalkes auf der Höhe des Dompropst-Sundern normale Beschaffenheit, steht dagegen im Tagebau am Augustaschacht auf der tiefsten Sohle als spateisenreicher Kalk an.

Sprunghöhe zusammen, die seinerzeit im Kupferschiefer sichtbar war.

Auf Klüften ist oft genug (?Diluvial-) Sand ziemlich tief zwischen die festen Bänke hinabgelangt und bildet dann auch Nester im Brauneisenocker. Wo tonige Lagen in dem Eisenkalkstein eingeschaltet sind, trifft man diese als schwarze, taube Massen im Ocker wieder. In diesem treten ferner kleine Pyrolusitdrusen auf, sowie auch recht scharfe, glänzende Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Eisenspat, ferner als lästige Verunreinigung blättriger Schwerspat, der im unzersetzten Kalk in Drusen und Ausfüllungen von Klüften vorkommt, letzteres z. B. in der Querverwerfung, an der nahe dem Ostende des Hüggel eine Partie des Zechsteins um wenige Meter nach Osten abgesunken ist; höher hinauf vor allem im Oberen Zechstein, als Umwandlungsprodukt des dolomitischen Kalks. Schwefelkies findet sich in größerer Menge besonders im Spateisenstein und Zuschlagkalk und selbst im Brauneisenstein des Tagebaues Ib O. Als Zersetzungsprodukt von Schwefelkies trifft man gelegentlich Eisenvitriol- und Gipskriställchen.

Herr Dr. Henrichsen teilte mir freundlichst folgende Analyse von Brauneisenocker aus dem Tagebau Ia mit.

Im Feuchten:

Glühverlust	7,86 pCt.	
SiO_2	11,98 »	
Al_2O_3	3,74 »	
Fe_2O_3	32,43 »	Fe = 22,63
Mn_2O_3	4,27 »	Mn = 2,71
CaO	1,25 »	
MgO	0,27 »	
P_2O_5	0,11 »	P = 0,049
SO_3	0,10 »	
ZnO	0,25 »	
Wasser hygrosk.	37,60 »	
	99,86 pCt.	

Im Trocknen.

Glühverlust	12,60 pCt.	
SiO_2	19,20 »	
Al_2O_3	5,99 »	
Fe_2O_3	51,97 »	Fe = 36,24
Mn_2O_3	6,85 »	Mn = 4,35
CaO	2,00 »	
MgO	0,43 »	
P_2O_5	0,18 »	P = 0,078
SO_3	0,16 »	S = 0,066
ZnO	0,40 »	
	99,78 pCt.	

Mittlerer Zechstein.

Über dem Zuschlagkalk ist wohl die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Zechstein zu ziehen. Im Tagebau IIb liegen hier in einer Mächtigkeit bis zu 2 m Quarzsande mit faustgroßen, bläulichen Hornsteinknollen und weiche, dünngeschichtete, sandige Mergel (beide wohl diluvial). Der Mittlere Zechstein ist besonders in den Tagebauen IIa und IIb auf der Nordseite des Hüggel aufgeschlossen und besteht aus mindestens 10 m mächtigem Zellenkalk, der im frischen Zustande zahlreiche eckige Bruchstücke einer aschgrauen, löcherigen Rauchwacke, sowie eines hellen, dünnplattigen Stinkkalkes von kaum Erbsengröße bis zu über 1 m Durchmesser enthält, die durch einen sinterähnlichen Kalk miteinander verkittet sind. Dazu kommen in untergeordnetem Maße mergelige, weiche Kalke, braunrote und grünliche Schiefertone und endlich glimmerhaltige, feinkörnige, etwas kalkhaltige Sandsteine. Die Schiefertone weichen durch ihre Farbe und geringeren Saudgehalt von solchen des Buntsandsteins ab. Die Entstehung dieser Breccie dürfte darauf zurückzuführen sein, daß einstmals Gips resp. Anhydrit hier Einlagerungen bildete, der dann ausgelaugt wurde unter Hereinspülung von Sand, so daß die darüber liegenden Schichten nachbrachen. In der Tat sind bei Wersen, ca. 10 km vom Nordhang des Hüggel entfernt,

Anhydrit, Gips, Steinsalz und Sole in nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit mit einem Tiefbohrloch angetroffen worden[1]).

Ein Teil der Gesteine dieser Breccie könnte aus dem Oberen Zechstein herrühren, in den sie stellenweise allmählich übergeht; so z. B. jener plattige Stinkkalk, die Schiefertone und Sandsteine, wovon die beiden letzteren dann dem »Unteren Letten« des thüringisch-hessischen Zechsteins entsprechen würden, dem lokal ebenfalls sandige Gesteine eingelagert sind[2]).

Oberer Zechstein.

Der Obere Zechstein ist am besten am Silberberge, sowie auf der Hochfläche östlich von diesem bis über Großheide hinaus zu beobachten; er beginnt im Steinbruche am Westende des Silberbergs sowie nördlich von Hartmeier mit plattigem, kurzklüftigem, hellem, dolomitischem Stinkkalk mit Kalkspatdrusen und Mangandendriten auf Klüften und Schichtflächen. Am Silberberg enthält er im oberen Teile einige oolithische Schichten und geht nach dem Hangenden zu in hellen, feinporigen, mürben Dolomit, bez. dolomitischen Kalk über, der durch schiefe Klüfte in scharfkantige Stücke zerlegt wird (wohl Banning's »Dolomitbreccie«). Den obersten Teil des Zechsteins nimmt eine meist über 1 m mächtige, feste, helle, großporige Rauchwacke ein oder, wie in einem Steinbruch am Nordhang des Silberberges, oolithischer Kalk, der durch Zersetzung ebenfalls porös wird. Häufig geht der unterste Teil dieser Rauchwacke in Dolomitasche über, welche zuweilen dünne Bänder von klüftigem, dolomitischem Stinkkalk enthält und früher vielfach zur Bereitung von Tennen gewonnen wurde. Namentlich der feinporige Dolomit führt *Myalina Hausmanni* Goldf., *Schizodus* cf. *Schlotheimi* Gein. und *Dentalium Speyeri* Gein.

---

[1]) F. Hoernecke, Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und Zechsteins an der Ibbenbürener Bergplatte. Inaug.-Diss. Gießen 1901. S. 8.

[2]) Liebe, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte von Preußen usw., Blatt Ziegenrück, S. 29.

Liebe und Zimmermann, Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte von Preußen, Blatt Saalfeld, S. 34.

Siehe auch Stille, Erläuterungen, Blatt Kleinenberg, S. 5.

Am Hüggel selbst ist der Obere Zechstein über Tage schlecht aufgeschlossen, doch sieht man die oberste Rauchwacke in tieferen Einschnitten, viel besser jedoch unter Tage in einzelnen Strecken, wo sie ganz mit dem des Silberberges übereinstimmt. Stellenweise fehlt scheinbar der Obere Zechstein ganz, indem er stark zertrümmert ist und in eine dem Mittleren Zechstein ähnliche Breccie übergeht. Im unteren Teil des Mathildenschachtes ist anscheinend selbst noch Buntsandstein mit jenem zu einer Breccie verbunden.

Der Obere Zechstein ist häufig stark barytisiert, enthält öfters auch Bleiglanz mit einem geringen Silbergehalt. Wie alte Pingen auf der Höhe des Silberberges sowie an der Ostseite des Dompropst-Sundern erkennen lassen, ist vor längerer Zeit Bergbau darauf getrieben worden[1]). Von der Höhe des Silberberges nach Westen hin wird allmählich zunehmend der plattige, dolomitische Stinkkalk verkieselt, enthält aber in dem Steinbruch am Westende dieses Berges nur in Drusen Quarzkristalle und Bleiglanz neben Kalkspat und Schwerspat, während wenig nördlich davon das ganze Gestein kieselig ist.

Stark verkieselt ist auch der sehr stark zertrümmerte, Schwerspat und Galmei führende Obere Zechstein an der Nordseite des Rotenberges westlich der Straße Osnabrück-Lengerich, wo sich auch helle und braune Quarzsande und Bohnerzstücke finden. Doch sind gute Aufschlüsse nicht vorhanden, so daß das nähere Verhältnis dieser möglicherweise nicht diluvialen, sondern tertiären Sande zu jenem umgewandelten Zechstein sich nicht klarstellen ließ.

Die plattigen, dolomitischen Kalke des Oberen Zechsteins im Hüggelgebiete sind jedenfalls vergleichbar dem sogenannten Plattendolomit Thüringens, der auch oft dieselben Fossilien enthält; es fehlen aber die Zechsteinletten Thüringens und des Harzrandes, oder sie sind zum mindesten stark reduziert (s. S. 20).

---

[1]) N. Bödige, loc. cit. S. 10–14. F. Roemer, loc. cit. S. 676.

Trias.

Buntsandstein.

Der Buntsandstein findet sich in größerer Ausdehnung im Gebiet des Hüggel, außerhalb desselben nur in einer kleinen Scholle am Krusenpaß östlich von Hagen.

In einem kleinen Steinbruche an der Südseite des Silberberges liegen über der Rauchwacke des Zechsteins zunächst einige Centimeter unebenplattigen, gelben, sandigen Kalkes, dann roter Schieferton mit dünnen Bänken von bräunlichem Sandstein. An anderen Punkten, z. B. in einem verlassenen Steinbruch nahe dem Kamm des Silberberges, ferner am Fahrweg, der von Planthold nach Süden führt, sowie im Einschnitte der Hüggelbahn am Ortenbrink, fehlt dieser Kalk, und häufig ist an der Grenze der beiden Formationen der Buntsandstein in schmierigen Letten mit regellos darin liegendem, gebleichtem Sandstein umgewandelt, so in der Nähe des Tagebaues IIb auf der Nordseite des Hüggel.

Eine Gliederung in unteren oder feinkörnigen und mittleren oder grobkörnigen Buntsandstein ließ sich nicht durchführen, wenn auch eine schwache Andeutung von dem Einsetzen gröberen Kornes vielleicht darin zu erblicken ist, daß auf der Nordseite des Ortenbrink Sandsteine mit etwas größeren Quarzkörnern vorkommen als näher dem Zechstein.

Die Aufschlüsse sind durchweg schlecht, da technisch verwertbare Gesteine fehlen. Frisches Gestein in größerer Menge fand sich auf der Halde südwestlich vom Einschnitt der Bahn Osnabrück-Münster bei Niehaus in Hasbergen, und zwar bröckeliger, roter, seltener gelber, feinsandiger Ton, festerer roter Schieferton oft mit runden, weißlichen Flecken auf den Schichtflächen und endlich grünlich-grauer Schieferton z. T. mit geringem Kalkgehalt. Viel kalkreicher sind harte, feinkörnige Kalksandsteine von rötlich-grauer, bläulicher bis zu fast schwarzer, nicht aber roter Farbe. Rote Sandsteine sind immer stark tonig und führen wenig Calciumcarbonat. Häufig finden sich Wellenfurchen und Tongallen in den Sandsteinen. Infolge Auslaugung des Kalkgehaltes tritt öfters eine

feine, manchmal diskordante Parallelstruktur hervor, durch sehr dünne Lagen von dunklen Poren, gefärbt von Zersetzungsprodukten von Eisen- und Mangancarbonat. Ganz zersetztes Gestein ist meist hellfarbig.

Der im verwachsenen Einschnitt anstehende Sandstein bildet bis zu 30 cm starke plattige Bänke, getrennt durch Ton- und Schiefermittel, die bis zu 70 cm dick werden, und ähnliche Wechsellagerung zeigen fast alle übrigen Aufschlüsse.

Derartige Kalksandsteine finden sich u. a. auch in dem Einschnitt der Straße Osnabrück-Hagen, südlich vom Bahnhof Holzhausen und überhaupt dort, wo einigermaßen frisches Gestein ansteht, während sie sonst meist stark zersetzt, bräunlich gefärbt und in diesem Zustande mehrfach mit Wealdensandstein verwechselt worden sind, so von Banning, der vom Südhang des Silberberges Wealden anführt. Auf der Südseite des verlassenen Tagebaues Vb zwischen Hüggel und Jägerberg walten dunkle Gesteine sehr auffallend vor, die anscheinend von Stockfleth als Posidonienschiefer des Lias gedeutet wurden. Die betreffende Buntsandsteinpartie liegt unmittelbar auf Unterem Zechstein, von dem beim Abbau seiner Erze nur Klötze von festem Brauneisenstein und eisenspathaltigem Kalk stehen blieben. In einer muldenförmigen Einsenkung im Ausstrich der Buntsandsteinscholle liegt hier über ihr noch der unterste Neocomsandstein, der hier ebenfalls, wie überhaupt am Heidberg und Jägerberg, dunkel gefärbt ist und zahlreiche Kohlestückchen führt, welche dem Buntsandstein gänzlich fehlen Im westlichen Teil des Aufschlusses zeigt der Buntsandstein von oben nach unten folgendes Profil:

	z. T. von Abhangschutt verdeckt:
	Lebhaft roter, weicher, glimmeriger Schieferton mit dünnen Sandsteinlagen.
3 m	Schmutzig-gelber Ton und hellgrüner Schieferton.
ca. 3 »	Graugrüner und fast schwarzer Schieferton mit festem Kalksandstein.
1 »	Blauschwarzer, in 10 cm dicke Lagen geschichteter Kalksandstein mit dünnen Zwischenlagen von sandigem Schiefer.
	Glänzender, schwarzer Schieferton.

Auf Klüften und Schichtflächen findet sich hier Schwefelkies, im Kalksandstein auch Kalkspat. Etwas hellere Kalksandsteine

sind mit dem neuen Querschlag zum Südhüggel durchfahren worden. Auch der im Wasserriß westlich von Otte aufgeschlossene Buntsandstein ist vorwiegend dunkel und dem neben ihm liegenden Wealden nicht unähnlich. An der schmalsten Stelle der Buntsandsteinscholle im Tagebau Vb sind die ursprünglich roten oder dunklen Schiefertone zu hellgrünen, gelben und weißen Letten umgewandelt worden, z. T. vielleicht infolge Zersetzung des Schwefelkieses, und die darin liegenden Sandsteinbrocken sind weiß, während die sonst verwitterten Kalksandsteine eher gelbe bis braune Farbe zeigen. Solcher umgewandelter Buntsandstein findet sich ferner als Teil der Kluftausfüllung zwischen Carbon und Zechstein im Tagebau Va. Im Tagebau IIa liegt in einer breiten, sich nach unten in mehrere Spitzen verengenden Kluft des Zechsteins vorwiegend weißer und hellgrüner Letten mit einzelnen Stücken roten Schiefertons, der dieselbe Entstehung haben dürfte, aber wie die ebengenannten leicht mit Tertiärtonen verwechselt werden könnte. Es finden sich in ihm aber auch seltene schwarze Schiefertonbrocken und häufiger Brocken von Neocomsandstein, z. T. von gewaltiger Größe, in welchen ich *Lima Ferdinandi* WEERTH und *Belemnites* spec. fand. Solche Blöcke trifft man außerdem in der harten Breccie des Mittleren Zechsteins, soweit sie der Kluft benachbart ist.

Der Buntsandstein bildet niemals scharfe Kanten, sondern nur immer sanft gerundete Kuppen, die auf der Nordseite des Hüggel teils nahe an den Zechstein herantreten, wie der Steinbrink und Ortenbrink, teils durch eine breitere Einsenkung von ihm getrennt sind, wie der Dicknerberg. Sie sind vielfach beackert, tragen sonst aber Nadelholz.

Von Fossilien fand sich nur einmal ein Knochenrest in einem kalkhaltigen Schieferton des Einschnittes südlich von der Station Holzhausen.

Der Röt oder Obere Buntsandstein ist nirgends aufgeschlossen, dürfte aber in Einsenkungen zwischen dem eigentlichen Buntsandstein und dem Muschelkalk zu finden sein, wie sie an der Nordgrenze des Gebietes auftreten.

Die Gesamtmächtigkeit mag auf 450 m zu veranschlagen sein.

Muschelkalk.

Muschelkalk tritt nur in einigen kleinen Schollen im Hüggelgebiete zu Tage.

Unterer Muschelkalk.

Dem Unteren Muschelkalk oder Wellenkalk gehören dünnwellige Kalke mit *Myophoria orbicularis* und *Terebratula vulgaris* an, die sich am Bükersberg in einer kleinen zwischen Oberem Zechstein und Heersumer Schichten eingeklemmten Scholle finden. Ebenfalls zum Wellenkalk gehört der schon von Stockfleth aus dem Querschlag zwischen den Tagebauen Va und Vb südlich vom Hüggel erwähnte Muschelkalk, der auch in dem neuen »Querschlag zum Südhüggel«, 300 m weiter östlich, angefahren wurde, ferner nördlich vom Hüggel ein kleiner Rücken an der Bahnlinie Holzhausen-Hasbergen.

Dickbankige, ebenflächige Kalke, vielleicht aus der Oolithbankzone, stehen, ebenso wie in den beiden Querschlägen, in einem verlassenen kleinen Steinbruch südwestlich Ober-Holthaus an.

Mittlerer Muschelkalk.

Mittlerer Muschelkalk war nur in den kleinen Steinbrüchen nördlich Wilxmann sichtbar in Gestalt von mürben, gelblichen und grauen, dünnschichtigen Mergeln, von denen 2 m aufgeschlossen waren.

Oberer Muschelkalk.

Hier folgt dann in überkippter Lagerung mit 60° nördlichem Einfallen gegen 8 m Trochitenkalk, der zum Chausseebau ausgebeutet wird. Im frischen Zustande ist er blau, an der Grenze zum Mittleren Muschelkalk gelblich gefärbt. Etwas höher, also im scheinbaren Liegenden, finden sich noch Kalke erfüllt mit *Terebratula vulgaris*, die vielleicht schon den Ceratitenschichten angehören. Außer im oben erwähnten Steinbruch südwestlich Ober-Holthaus findet er sich noch im Hofe selbst, wo er von zahlreichen Kalkspatschnüren durchzogen wird.

Als Scholle zwischen Zechstein und Buntsandstein tritt er

in Form einer schwachen Anschwellung am Südhang des Roten Berges auf.

Bödige[1]) gibt Muschelkalk noch von der Südseite des Jägerberges an, wo ich ihn nicht beobachtet habe. Es sei hier bemerkt, daß die Landleute sowohl den Trochitenkalk, die dunklen Kalksandsteine des Buntsandsteins und des Wealden, als auch die blauen Kalke der Gigas-Schichten als »Lippelöhr« bezeichnen.

Keuper.

Zum Keuper, möglicherweise zum Gipskeuper, gehören braunrote, bläulichrote und manchmal grüngefleckte steinmergelartige Tone, die sich in einem Wasserrisse auf der Südseite des Hüggel 350 m östlich Nieberg finden, sowie südlich von den erwähnten Muschelkalkschollen bei Wilxmann und Ober-Holthaus, wo sie freilich nur durch Handbohrungen nachgewiesen werden konnten. Im übrigen ist der Keuper, der sonst in der Gegend von Osnabrück in so großer Ausdehnung zu Tage tritt, wohl durch Diluvium verhüllt.

Jura.

Die Juraformation ist wenig zusammenhängend, aber doch in einer größeren Zahl von Zonen vertreten.

Lias.

Die ältesten Schichten des Lias, die nachzuweisen waren, sind die Capricornu-Schichten, die in Gestalt von schwarzen Tonen am Nordende der dem Krusenpaß vorgelagerten Liasscholle auftreten, und denen ich in einem kleinen Graben längs des zum Paß führenden Weges *Aegoceras capricornu* v. Schl. entnehmen konnte. Demselben Horizont dürften Stücke von oolithischem Brauneisenstein angehören, die sich im südlichen Teil der größeren Lias-Partie nordwestlich vom Silberberg in einer flachen Tongrube fanden. Sie enthielten folgende Fossilien:

[1]) Bödige, loc. cit. S. 32.

Belemnites paxillosus v. Schl.
Amaltheus cf. *margaritatus* Montf.
Venus spec.
Cypricardia spec.
Astarte spec.
Cucullaea spec.
Myoconcha decorata Münster.
Plicatula spinosa Sow.
Pecten aequivalvis Sow.
» *lunaris* Römer.
Limaea acuticosta Goldf.
Avicula inaequivalvis Sow.
» *cygnipes* Young and Bird.
Trochus aff. laevis v. Schl.
Trochus spec.
Turbo cyclostoma Ziet.
Turbo spec.

Ähnliches oolithisches Gestein, aber ohne bestimmbare Fossilien, findet sich an der Südböschung der Straße Hagen-Georgs-Marienhütte südöstlich vom Holzhauser Berg.

Der eigentliche Amaltheenton, blaugrauer bis schwärzlicher, oft feinsandiger Ton mit Toneisensteingeoden, tritt in größerer Ausdehnung zu Tage, so namentlich nordwestlich vom Silberberg, wo er mehrfach in flachen Gruben zu Ziegeleizwecken gewonnen wird und nicht selten *Amaltheus margaritatus* enthält. In frischerem Gestein, das aus einem Brunnen südlich von Lammers stammte, fanden sich neben *Amaltheus margaritatus Gresslya Seebachi* Brauns, *Cucullaea Münsteri* Ziet., zahlreiche Foraminiferen-Steinkerne (*Dentalina* und *Cristellaria*), sowie winzige Gastropoden.

Im Bereich der Schollen auf der Südseite des Hüggel tritt der Amaltheenton zwischen Wellenkalk und Zechstein auf, wie dies vom Querschlag zwischen den Tagebauen Va und Vb schon Stockfleth erwähnte. In der Halde des neuen Querschlages zum Südhüggel, in welchem er in derselben Lagerung angetroffen wurde, fand ich:

Belemnites paxillosus v. Schl.
Amaltheus spinatus Bruguière
Amaltheus cf. *magaritatus* Montf.
Gresslya spec.
Cucullaea Münsteri Goldf.
Pecten aequivalvis Sow.
Limaea acuticosta Goldf.
Pentacrinus basaltiformis Qu.

Da *Amaltheus margaritatus* sehr zurücktritt, so scheinen hier die oberen Amaltheentone durchfahren zu sein, die auch in einem Wasserriß südlich vom Heidhorn auftreten und *Amaltheus spinatus* nebst *Limaea acuticosta* führen.

Schlechte Aufschlüsse finden sich noch mehrfach an der Südseite des Hüggel und des Roten Berges, sowie auf der Nordseite des Heidberges.

Im Bereiche der westlichen Dörenberggruppe sind dieselben Schichten in kleinen Schollen vertreten, ferner am Südwestvorsprunge des Ellenberges, kaum 1 km südöstlich von Hagen, wo sie durch eine Verwerfung von oberem Braunen Jura getrennt werden, endlich am Nordosthange des Heidhornberges (Mentrup), wo sie ganz nahe dem Neocomsandstein durch Brunnengrabung aufgeschlossen wurden. Vielfach dürften sie und andere Schichten des Jura noch unter dem Diluvium vorhanden sein, namentlich auch im Bereiche der Goldbachniederung, in der sie 600 m südlich von Hagen am Bache sichtbar werden.

Der Posidonienschiefer, ein dunkler, bituminöser Schiefer mit Stinkkalken, liegt vielfach über dem Amaltheenton, so nordwestlich vom Silberberge, wo 500 m südsüdöstlich Lammers in ihm nach Kohlen geschürft wurde und sich in den Stinkkalken *Pseudomonotis substriata* Goldf. und *Inoceramus amygdaloides* Goldf. fanden. Südlich vom Hüggel wurde er mit *Posidonia Bronni* in dem neuen Querschlage hinter den Amaltheenschichten durchfahren und ist über Tage in einer Schlucht nahe dem Tagebau V b und in Schurflöchern zwischen Hüggel und Jägerberg sichtbar; stärker verwittert, mit *Inoceramus* cf. *dubius* Sow., in einem Hohlwege am

Westfuße des Holzhauser Berges und mit Stinkkalken an der Südböschung der Straße Hagen-Georgsmarienhütte, 650 m südwestlich von der Spitze dieses Berges, ferner in dem Wasserrisse, der vom Krusenpaß nach Südwesten verläuft, wo sich in ihm *Inoceramus* cf. *dubius* Sow., *Discina papyracea* Roem. und Onychiten fanden. Am Nordosthang des Heidhornberges (Mentrup) traf man ihn beim Abteufen eines Brunnenschachtes (auch hier führt er Onychiten), während er über Tage auch im Wasserriß nordnordwestlich vom Wirtshaus am Urberg sichtbar wird. Weiter talabwärts entblößt der Wasserriß weichere, blaugraue Schiefertone mit *Posidonia* spec. und Brauneisensteingeoden.

Brauner Jura.

Vom Braunen Jura ließen sich nur die obersten Schichten nachweisen, während F. Roemer[1]) aus einem Brunnen 800 m südöstlich der damaligen Beckeroder Hütte »*Pholadomya Murchisoni*, *Belemnites canaliculatus*, *Ammonites Parkinsoni* und *Ammonites coronatus*« anführt[2]). Von Banning, F. Roemer und Trenkner wurden dann einzelne Vorkommen von »*Ammonites Parkinsoni*« erwähnt. Ich kann aber nicht entscheiden, ob die echte *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. oder nicht vielmehr eine verwandte Form beobachtet wurde. Nur gewisse blaugraue, ziemlich fette Schiefertone, die in einem Graben an der Südseite des Silberberges und einem Wasserrisse am südlichen Ende des Ellenberges anstehen, könnten füglich den Parkinsoni-Schichten angehören. Sicher ließen sich die Schichten mit *Parkinsonia Württembergica* nachweisen, dunkelgraue, feinsandige, glimmerhaltige Tone mit Toneisensteingeoden. Am Südhange der östlich des Bükersberges gelegenen Kuppe (welcher der Name Bükersberg eigentlich zukommt, siehe Bödige, loc. cit., S. 4) werden sie in einer flachen Grube ausgebeutet. Hauptsächlich den Geoden entnahm ich:

---

[1]) F. Roemer, Die jurassische Weserkette, loc. cit., S. 692.

[2]) Der *Amm. coronatus* ist wohl als *Stephanoceras Blagdeni* Sow., der *Amm. Parkinsoni* als *Parkinsonia Garantiana* d'Orb. aufzufassen.

Parkinsonia Württembergica Oppel.
» cf. *ferruginea* Oppel.
Alaria spec. (? = *Turritella Eimensis* Brauns)
Corbula cucullaeaeformis Dkr. u. Koch.
Lucina tenuis Dkr. u. Koch.
Protocardia concinna v. Buch.
Isocardia leporina Kloeden.
Astarte pulla Roemer.
Trigonia costata Sow.
» spec.
Cucullaea concinna Phill.
» *subdecussata* Münst.
Leda lacryma Sow.
» *aequilatera* Dkr. u. K.
Nucula aff. *ornati* Qu.
» *variabilis* Sow.
Modiola pulchra Phill.
Ostrea Knorri Voltz.
Pecten lens Sow.
Pinna spec.
Posidonomya Buchi Roem.
Pseudomonotis echinata Sow.
Rhynchonella varians v. Schl.

Dieselben Schichten sind gelegentlich am Bükersberg und Martiniberg schlecht aufgeschlossen, ferner am Ellenberge, seltener in dem Jurazuge, der sich von der Nordseite des Heidhorn (Mentrup) bis nördlich vom Butterberg erstreckt, worin die dunklen Tone beim Abteufen eines Brunnens, 350 m südlich der Gellenbecker Schule, zum Vorschein kamen. In den harten, zinkblendehaltigen, blaugrauen Geoden fanden sich nur *Pecten lens* Sow. und *Leda* spec. In Sudenfeld lieferte ein Anschnitt des Fahrweges von der Sudenfelder Schule nach Klein-Wördemannshof:

Oppelia spec.
Alaria spec. (? = *Turritella Eimensis* Brauns).
Corbula cucullaeaeformis Dkr. u. Koch.

Astarte cf. *depressa* Münst.
Cucullaea concinna Phill.
Leda aequilatera Dkr. u. Koch.
Leda spec.
Nucula spec.
Pecten lens Sow.

Bruchstücke von Ammoniten, die ich in Ton und sandigen Toneisensteingeoden südöstlich Grimmelsmann fand, scheinen *Parkinsonia Württembergica* Opp. anzugehören.

Der Cornbrash ist in seinem untersten Teil tonig mit festeren, taubeneigroßen, sandigen Geoden, in denen sich nicht selten Fisch- und Krebsreste finden. Die Halde eines Brunnens an der Nordseite des Ellenbergs lieferte:

Eryma aff. *elegans* Oppel.
Belemnites subhastatus Zieten.
Oppelia cf. *fusca* Qu.
Parkinsonia spec.
Cerithium echinatum v. Buch.
Dentalium spec.
Corbula cucullaeaeformis Dkr. u. Koch.
Pholadomya cf. *Württembergica* Opp.
Goniomya angulifera Sow.
Astarte striato-costata Münster.
Cucullaea subdecussata Münster.
Posidonia Buchi Roem.

Hierüber folgen harte, blaue, sandige Kalke, die zu mürben, braunen, feinkörnigen Sandsteinen verwittern und in diesem Zustande die Fossilien leichter erkennen lassen. Zwischen ihnen liegen meist grünliche und graue, sandige Schiefertone, die z. T. bei der Verwitterung braun werden und häufig auch noch kleine Knollen, ähnlich den oben genannten, führen. Grobkörnige Kalksandsteine, wie sie Mestwerdt[1]) noch am Beutling bei Welling-

[1]) Mestwerdt, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen 1904. S. 15.

holzhausen fand, habe ich nicht beobachtet. Die Mächtigkeit des ganzen Cornbrash dürfte 10 m nicht übersteigen.

Folgende Fossilien fanden sich in diesen Schichten:

I = Bükersberg und Kuppe östlich von diesem;
II = Ellenberg;
III = Chaussee Hagen-Iburg an dem von Wellenbrock herabkommenden Wasserlauf.

Fischreste I.
Eryma aff. *elegans* Oppel I.
Belemnites spec. I.
Perisphinctes cf. *tenuiplicatus* Brauns I.
? *Perisphinctes* III.
Cerithium echinatum v. Buch I. II.
Natica cf. *Crithea* d'Orb. I.
Trochus monilitectus Phill. I. II. III.
Pholadomya acuticosta Sow. I.
» *Murchisoni* Sow. II.
Pleuromya donacina Roem. II.
Unicardium depressum Phill. II.
» *gibbosum* Morris and Lycett II.
Tancredia spec. II.
Lucina spec. III.
Astarte depressa Münst. I.
Trigonia interlaevigata Qu. I.
» *imbricata* Sow. I. III.
Modiola spec. II.
Mytilus spec. I.
Ostrea Knorri I. II.
» cf. *eduliformis* v. Schl. I.
Lima duplicata Münst. I.
Pecten cf. *ambiguus* Münst. I.
» *inaequicostatus* Phill. I.
» *lens* Sow. I.
Pinna rugosa Roemer I.
Pseudomonotis echinata Sow. I. II. III.
Rhynchonella varians v. Schl. I. II.
Terebratula spec. I.
Serpula cf. *convoluta* Gf. I.

Besonders häufig sind *Pseudomonotis echinata, Rhynchonella varians* und *Ostrea Knorri.*

Die Macrocephalenschichten sind durch Tone, ganz ähnlich denen der *Württembergicus*-Schichten, vertreten, meistens bräunlich, auf der Nordseite des Heidhornberges (Mentrup), wo sie ein Brunnen aufschloß, schwärzlich und mit oolithischen, schwach schwefelkieshaltigen Kalkknauern. Am Südwestvorsprung des Ellenberges südöstlich von Hagen liegt in dem Ton noch eine stellenweise 0,5 m mächtige Bank von braunem, feinkörnigem Kalksandstein. Die Mächtigkeit dürfte etwa 8 m betragen.

Im ganzen fanden sich folgende Fossilien:

I = Tongrube am SW.-Vorsprung des Ellenberges;
II = Wasserriß 400 m nordwestlich Kollage;
III = Brunnenhalde an der Nordseite des Heidhornberges (Mentrup), 650 m östlich Sprengelmeyer.

Onychites spec. II.
Belemnites subhastatus Ziet. I. III.
? *Cosmoceras* II.
Macrocephalites cf. *macrocephalus* v. Schl. II. III.
Perisphinctes cf. *funatus* Oppel III.
» spec. spec. I. II.
Pholadomya Murchisoni Sow. III.
Goniomya spec. III.
Gresslya abducta Phill. III.
Pleuromya donacina Roem. II.
Trigonia cf. *imbricata* Sow. II.
Cucullaea concinna Phill. II.
Nucula variabilis Sow. II.
Ostrea spec. III.
Gryphaea spec. I.
Modiola cuneata Sow. I. II.
Pinna Buchi Dkr. u. Koch II.
Pseudomonotis echinata Sow. II.
Avicula Münsteri Bronn I. II.
Posidonomya ornati Qu. II.
» spec. II.

Pseudomonotis echinata tritt nur selten in den Macrocephalenschichten auf, um so häufiger *Avicula Münsteri*, u. a. auch in dem genannten Kalksandstein.

Die Angaben von Brauns[1]) und Trenkner[2]) über das Vorkommen dieser Schichten in einem Eisenbahneinschnitte am Hüggel habe ich nicht bestätigt gefunden. Sonst werden die Macrocephalenschichten nur noch von 2 Stellen des Teutoburger Waldes angeführt: Heine[3]) erwähnt eine schwach oolithische Bank mit »*Amm. macrocephalus* (var. *compressa* Qu.) und *Amm. triplicatus* Qu.« von einem Aufschluß in der Nähe des Kreuzkruges zwischen Kirchdornberg und Werther, und Brauns[4]) fand bei Velpe »*Ammonites funatus* und *Gowerianus*«.

Weißer Jura.

Zum Ornatenton stelle ich glimmerhaltige, bräunliche Tone, die an der Nordböschung der Straße von Hagen nach Iburg unmittelbar unter den Heersumer Schichten anstehen und *Cosmoceras* cf. *Jason* Rein., *Pinna Buchi* Dkr. u. Koch und *Rhynchonella* spec. führen.

Die Heersumer Schichten sind wesentlich durch Sandsteine mit sandigen Tonen vertreten, wechseln aber in Gesteinsbeschaffenheit und Mächtigkeit sehr erheblich. In einem verlassenen kleinen Steinbruche an der Südseite des Martiniberges sieht man nahe über den Macrocephalenschichten steil nach Süden einfallende, schwarze, sandige Schiefertone mit Toneisensteinknollen, dann dunkle, tonige, schiefrige Sandsteine, dunklen Sandstein mit zahlreichen Kohlestückchen; ferner 0,65 m schwarzen, sandigen Schieferton mit Kohleschmitzen und einem 0,05 m dicken Sandsteinstreifen, darüber 1,20 m hellen, ziemlich grobkörnigen,

---

[1]) Brauns, Der mittlere Jura im nordwestlichen Deutschland. Kassel 1869. S. 78.

[2]) Trenkner, Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Osnabrück. Osnabrück 1881. S. 38.

[3]) Heine, loc. cit., S. 225.

[4]) Brauns, Der obere Jura im Westen der Weser. Verhandl. d. naturh. Vereins f. Rheinl. u. Westf. 1873. Jahrg. 30. S. 36.

z. T. kieseligen, stark zerklüfteten Sandstein. Es folgen dann anscheinend ähnliche Sandsteine mit hellen Letten. Die Gesamtmächtigkeit mag 10 m betragen.

In den dunklen, schlecht aufgeschlossenen Schichten an der Basis fand ich hier *Cardioceras cordatum* Sow. Banning[1]) führt von hier aus einer, dunklen Tonen entnommenen Toneisensteinknolle *Ammonites Lamberti* Sow. an, so daß diese möglicherweise noch den oberen Ornatentonen zuzuzählen sind. Am Bükersberg liegt zu unterst ein mürber, brauner Sandstein, ebenfalls mit *Cardioceras cordatum* Sow., über ihm sehr feste, quarzitische, gelbe Sandsteine, die nur Pflanzenreste enthalten. Am Ellenberg finden sich ähnliche Schichten wieder, aber meist in geringerer Mächtigkeit. Ein kleiner Steinbruch, nicht weit vom früheren Schachte der Zeche Ellenberg, 1 km östlich von Hagen, zeigte vom Liegenden zum Hangenden (der unterste Teil, anscheinend etwa 2 m Sandstein, war mit Schutt bedeckt):

1,25 m feinkörnigen, hellgrauen Sandstein,
0,10 » grauen Letten,
0,10 » ziemlich groben, kohlehaltigen Sandstein,
0,05 » hellgrauen Letten,
0,25 » gelblichen, feinkörnigen Sandstein,
0,25 » braunen, grobkörnigen Sandstein,
0,10 » grünlichen Letten.

An anderen Stellen des Ellenberges finden sich an der Basis der Sandsteine Schurflöcher, an welchen noch Schiefertone mit Toneisensteinstückchen liegen, die z. T. wenigstens den Ornatentonen angehören dürften.

In der Nähe des obigen Steinbruchs steht der in den Sandsteinen angesetzte, zugeschüttete Schacht der früheren Zeche Ellenberg, in welcher noch in den neunziger Jahren Eisenstein für die Georgs-Marienhütte gewonnen wurde. Herr Betriebsführer Heidersdorf stellte mir freundlichst einen Bericht aus dem Jahre 1895 über dieses Vorkommen zur Verfügung. Hiernach wurde an zwei benachbarten Stellen von unten nach oben gemessen:

[1]) Banning, loc. cit., S. 26.

a) 0,12 m Eisenstein, 0,05 m Schiefer
0,33 » » , 0,05 » »
0,15 » » , 0,23 » »
0,18 » » ,
b) 0,25 » » , 0,10 » »
0,45 » » , 0,25 » »
0,20 » » .

Auf kleinen Halden nahe dem Schachte und am Fuße des betreffenden Hanges finden sich noch Stücke von Eisenstein. Hiernach ist es ein dichter, fast schwarzer, oft jedoch schwach rötlich oder grünlich gefleckter, kalkhaltiger, kieselsäurereicher Toneisenstein, stellenweise mit hellgrünen Oolithkörnern, seltener Glaukonit und mit Drusen von Eisenspat und Quarz. An Fossilien fanden sich folgende:

Cosmoceras ornatum v. Schl.
» ex aff. *Duncani* Sow.
Aspidoceras perarmatum Sow.
Peltoceras Constanti d'Orb.
Cardioceras cordatum Sow.
» *vertebrale* Sow.
» aff. *Zenaïdae* Ilovaisky.
Quenstedtoceras Lamberti Sow.
» *Sutherlandiae* Murch.
Perisphinctes spec.
Macrocephalites ?
Hecticoceras rossiense Teiss. (= *punctatum* Lahusen).
» cf. *pseudopunctatum* Lahusen.
Nautilus spec.
Pleurotomaria spec.
Pholadomya canaliculata Roem.
» *multicostata* Ag.
Goniomya literata Sow.
Pleuromya ? *Alduini* Brongn.
» *sinuosa* Roemer.
Protocardia intexta Münster.
Isocardia tenera Sow.
Trigonia clavellata Park.

Trigonia papillata Ag.
Nucula cf. *Calliope* d'Orb.
Modiola tulipaea Lam. (= *bipartita aut.*)
Mytilus spec.
Gryphaea dilatata Sow.
Exogyra lobata Roemer.
Pecten subfibrosus d'Orb.
Lima proboscidea Sow.
Lima spec.
Perna cf. *subplana* Etallon.
Pinna lineata Roemer.
Avicula Münsteri Bronn.
Terebratula spec.
» cf. *Stutzi* Haas.
Rhynchonella Thurmanni Voltz (*varians aut.*)
Gänge von Bohrmuscheln.

Diese nur gut 1 m mächtigen Toneisensteine enthalten also Arten der Heersumer Schichten und der Ornatentone; auf letztere weisen *Cosmoceras ornatum*, *Hecticoceras rossiense* und cf. *pseudopunctatum*, *Quenstedtoceras Lamberti* und *Sutherlandiae*. Da sie nicht mehr aufgeschlossen sind, muß ich es dahingestellt sein lassen, inwieweit sich diese beiden Faunen dem Lager nach trennen lassen.

Nach NO. hin scheinen die Sandsteine an Mächtigkeit abzunehmen und zugleich feiner zu werden, und es finden sich in kleinen Schurflöchern sehr feinkörnige, parallelepipedisch abgesonderte, dunkelgrüne, braun gefleckte Sandsteine sowie kieselige mit Schwefelkiesfunken, ferner dunkle, sandige Schiefertone.

Am nördlichsten Ausläufer des Ellenberg-Jura in einem Acker östlich von Gut Altenhagen waren folgende, anscheinend in der angegebenen Reihenfolge übereinander liegende Schichten herausgepflügt worden; von Osten nach Westen, d. h. vom Hangenden zum Liegenden:

1. Kieselige, grünliche und weiße Sandsteine von ziemlich grobem Korn.

2. Olivgrüne bis schmutzig-gelbe feinkörnige Sandsteine.
3. Fetter, dunkelblauer Ton.
4. Fester, schwarzer, glimmeriger Schiefer mit weißen (nicht kalkhaltigen) Oolithkörnern sowie Quarzkörnchen von 1—2 mm Durchmesser. Fossilien: *Trigonia clavellata* PARK., *Modiola* spec., *Ostrea* spec., *Pecten subfibrosus* D'ORB., *Pinna lineata* ROEMER.
5. Mürber, ockergelber, im frischen Zustand grauer und kalkiger Sandstein mit:

   Cardioceras tenuicostatum NIK.
   Pholadomya exaltata AG.
   Protocardia intexta MÜNSTER.
   Ostrea solitaria SOW.
   » spec.
   Pecten subfibrosus D'ORB.
   Pinna lineata ROEMER.
   Astarte aff. multiformis ROEDER.

6. Schwarze Schiefertone.

In dem Jurazuge, der auf gut 2 km Länge die Straße von Hagen nach Iburg begleitet und 400 m östlich Kampmeyer beginnt, sind die Heersumer Schichten noch stärker reduziert: Ziemlich feste, gelblich-weiße Sandsteine, denen des Neocomsandsteins ähnlich, waren nur noch dort zu beobachten, wo der von Wellenbrock herabkommende Wasserriß die Straße schneidet. Weiter westlich verschwindet dieser Sandstein ganz. So folgte an der Nordböschung der Straße über den als Ornatenton angesprochenen Schichten ein harter, blauer, kalkiger Toneisenstein mit brauner Verwitterungsrinde, in dem sich nur der undeutliche Abdruck eines großen *Pecten* fand. Die Mächtigkeit betrug an einer Stelle 0,40 m, 13 Schritte weiter westlich 0,72 m und es zeigte sich darüber an ersterer 0,20 m, an letzterer 1,00 m eines schwarzen, tonigen Gesteins, das dem unter Nr. 4 genannten vom Acker östlich Gut Altenhagen recht ähnlich sieht, nur weniger schiefrig ist, darüber aber schon die folgende Stufe des Weißen Jura. In frischem Zustande ist es hart und kalkhaltig, die Oolithkörner dunkelgrün bis schwarz. Es enthielt außer Holzresten:

Cardioceras cordatum Sow.
Alaria bispinosa Phill.
Natica spec.
Trigonia spec.
Exogyra cf. *lobata* Roemer.
Ostrea solitaria Sow.
Pecten subfibrosus d'Orb.
» cf. *vimineus* Sow.
Perna cf. *subplana* Etallon.
Avicula spec.
Aulacothyris impressa Bronn.

Zwischen Mentrup und Gellenbeck sind die Heersumer Schichten ganz oder fast ganz reduziert. So folgen im Wasserriß 400 m WNW. Kollage über den Macrocephalenschichten (Ornatenton dürfte fehlen) gleich Gesteine des Kimmeridge und 400 m NW. von hier im Steinbruche von Kasselmann finden sich zwischen diesen beiden Stufen nur einzelne Schalen von *Gryphaea dilatata* Sow., die ja sowohl in den oberen Ornatentonen wie in den Heersumer Schichten vorkommt. Die Füllmasse einer derselben bestand schon aus dem Gestein der hangenden Kimmeridgebank. In Sudenfeld sind die Heersumer Schichten aber wieder vorhanden und zwar in Gestalt von weißen, dünnplattigen Sandsteinen, so im Gehölze nördlich der Schule; ferner wurden sie aus einem Graben nördlich von Grimmelsmann herausgefördert. Sie scheinen also in einem Streifen zu fehlen, der dem Teutoburger Wald annähernd parallel läuft.

Ob Korallenoolith in der Gegend von Hagen auftritt, muß ich dahingestellt sein lassen, doch könnte ein Teil der fossilarmen Sandsteine, die ich nach dem Vorgange von Mestwerdt[1]) und E. Meyer[2]) zu den Heersumer Schichten stellte, füglich den Korallenoolith und wohl auch einen Teil des Kimmeridge vertreten, wie dies ähnlich in der westlichen Weserkette der Fall zu sein scheint.

[1]) A. Mestwerdt, loc. cit. S. 15—17.
[2]) E. Meyer, loc. cit. S. 17.

Kimmeridge. Über jenen meist hellen Sandsteinen folgen sehr auffällige, fossilarme, rote, untergeordnet grüne Schichten, dünnplattige und feinkörnige Sandsteine und Letten, die stark an Buntsandstein erinnern. Etwa $4^1/_2$ m dieses Gesteins sind zwischen den Heersumer Schichten und dem Hangenden östlich vom Steinbruch am Martiniberg hinter einem neuen Hause sichtbar; ähnlich treten sie am Bükersberg und der ihm östlich vorgelagerten Kuppe auf, wo sie stellenweise erbsengroße Knöllchen von sandigem Roteisenstein enthalten. In einem schmalen Streifen von zähem, nassem, rotem Boden sind sie vielfach am Ellenberg festzustellen. In dem genannten kleinen Steinbruch (S. 488) sieht man über den Heersumer Schichten noch 2,15 m dieser Schichten anstehen, die hier die ganze Mächtigkeit ausmachen. In Sudenfeld werden sie bei Grimmelsmann durch einen Weg angeschnitten und dürften hier etwa dieselbe Mächtigkeit besitzen wie am Martiniberg. Die Letten und Sandsteine sind meist arm an Fossilien; gelegentlich führen sie aber Einlagerungen, in denen solche häufiger werden: Am Martiniberge findet sich in diesen Schichten mürber, ockergelber Sandstein mit Kohleschmitzen und undeutlichen Bivalven, von denen einigermaßen zu deuten waren: *Corbicella* cf. *Bayani* Lor. und *Cardium* cf. *suprajurense* Contejean. Vermutlich ist der Sandstein ausgelaugter Kalksandstein und entspricht einer 0,85 m mächtigen Bank von braunem, sandigtonigem Kalk, die in dem erwähnten Steinbruch am Ellenberg im unteren Teil dieser Schichten liegt. Dieses Gestein enthält vereinzelte Glaukonitkörner sowie solche von Quarz, deren Durchmesser bis zu 2 mm reicht; auf frischem Bruch sieht man zahlreiche Echinodermenreste, verwittert ist es ockergelb. Ich fand darin:

Nerinea spec.
Cardium suprajurense Contejean
Astarte spec.
Lima minuta Roemer.
Pygurus spec. (Ambulacralfeld).

Im Jurazuge auf der Nordseite der Straße von Hagen nach Iburg sind die roten Schichten im östlichen Teil noch mehrfach

sichtbar, sind aber weiter im Westen, dort wo auch die Sandsteine der Heersumer Schichten fehlen und der schwarze Ton mit Oolithkörnern auftritt, z. T. nur noch als rote, im oberen Teil grüne, sandige Tone, z. T. bloß als grüne Tone ausgebildet. An einer Stelle ist hier die Mächtigkeit 1,30, 12 m weiter östlich nur noch 0,70 m.

Im Jura zwischen Mentrup und Gellenbeck dürften rote Schichten ganz fehlen. So folgen im Wasserriß östlich Kollage über den Macrocephalenschichten (resp. ? Ornatenton):

0,40 m Grünlicher, sandiger Ton, dem von der Straße Hagen-Iburg ähnlich.
0,35 » Gelber Mergel.
0,15 » Grüner, toniger Sandstein.
0,75 » Gelber, unreiner Mergelkalk.
0,50 » Grüner, sandiger Ton.

Im Steinbruch von Kasselmann in Beckerode (S. 492) tritt über sandigen Tonen mit *Avicula Münsteri* (wohl Macrocephalenschichten) an Stelle der sandigen und tonigen Schichten nur noch Kalk von 0,5 m Mächtigkeit auf, der am Westende des Bruches dunkelblau, hart und splittrig ist, sehr ähnlich einem Teil der Kimmeridge-Schichten im Hankenberger Bahneinschnitt, weiter nach Osten stark glaukonitisch und zugleich fossilreicher, vor allem an Echinodermenresten. Es fanden sich:

Pycnodontenzähne.
Eryma spec. (Cephalothorax).
Nerinea aff. *fasciata* Roemer (wohl = *Nerinea* spec. vom Ellenberg).
? *Pholadomya*.
Astarte spec.
Trigonia cf. *Alina* Contejean.
» *papillata* Ag.
Exogyra virgula Defr.
Ostrea multiformis Dkr. und Koch.
Pecten strictus Münster.
» *annulatus* Goldf.
Lima minuta Roemer.

Trichites spec.
Terebratula subsella Leym.
Pygurus jurensis Marcou.
Hemicidaris cf. *hemisphaerica* Roemer.
Knäuel einer weitlumigen *Serpula*.

Diese Fauna deutet ebensowohl wie die vom Ellenberg darauf hin, daß die Kalke und mit ihnen die roten Schichten dem oberen Teil des Kimmeridge angehören.

Auch in Sudenfeld kommen in den roten Schichten kalkige Einlagerungen vor. So liegt in dem Hohlweg bei Grimmelsmann 2 m unter der oberen Grenze der Schichten, deren letztes halbes Meter aus sandigem, grünem Ton mit Pflanzenresten besteht, ein 0,30 m mächtiges Konglomerat, worin neben Quarzkörnern bis höchstens haselnußgroße Gerölle von bräunlichem, seltener rötlichem Kalk und sandigem, gelblichem bis rötlichem Mergel durch Kalk verkittet sind. Außerdem enthält es zahlreiche Fischreste, vor allem von *Lepidotus*, und abgeriebene Ostreidenschalen.

Die rote, sandig-tonige Entwicklung des Kimmeridge stellt durchaus nicht eine auf die Gegend von Hagen beschränkte Erscheinung dar; doch sind diese Gesteine bisher vielfach als Buntsandstein, Keuper oder Münder Mergel angesprochen worden. Letzteres gilt auch von den roten Tonen mit schiefrigen roten Sandsteinen nördlich Bäumker bei Iburg[1]), sowie wenigstens teilweise von den von Dütting[2]) aus dem Hankenberger Bahneinschnitt erwähnten Schichten. Schon Heine[3]) bemerkte, daß rote Gesteine, die den Oberen Jura am Kreuzkruge bei Werther begleiten und von F. Roemer für Keuper gehalten wurden, »der Kimmeridgebildung angehören«. Das Gleiche führte Heine[4]) auch aus der Nähe des Bielefelder Quertales an, ferner westlich von der Hagener Gegend nach Ibbenbüren zu.

---

[1]) Andrée, loc. cit. S. 9.
[2]) Dütting, Geologische Aufschlüsse a. d. Eisenbahn Osnabrück-Brackwede. Jahrb. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1888.
[3]) Heine, loc. cit. S. 226.
[4]) Heine, loc. cit. S. 227—229 und 235.

Die Gigas-Schichten werden wesentlich durch dickbankige dunkle Kalke mit dünneren Mergelzwischenlagen vertreten. Die Kalke zeigen häufig oolithische Struktur, häufig stellen sie Muschelbreccien dar. Die Oolithkörnchen selbst sind nicht selten auffällig plattgedrückt, und da das Innere der Körner dunkel, die Schale weißlich ist, so geben sie durch ihre serpelähnlichen Querschnitte dem Gestein eine große Ähnlichkeit mit Serpulit, mit dem es auch oft verwechselt wurde. Durch Auslaugung der manchmal recht groben Oolithkörner wird das Gestein porös.

Mit am besten waren diese Schichten zur Zeit der Untersuchung im Steinbruch von Kasselmann sichtbar. Von der glaukonitischen Kimmeridgebank (S. 494) werden sie durch ca. 10 cm blaugrünen Lettens getrennt. Darauf folgen dann:

1. 0,30 m Aschgrauer Kalk mit sehr vielen gerundeten Quarzkörnern und vereinzelten Geröllen von glaukonitischem Kalk.
   0,80 » Dichter, splittriger, blaugrauer Kalk.
2. 0,35 » Blauer Kalk.
   5,00 » » » , bei Anwitterung oolithische Struktur zeigend.
   0,40 » Grünlicher Ton mit dünnen Platten von grauem, flaserigem Kalk.
3. 0,15 » Kalkbank mit Austern erfüllt.
   0,35 » Grünlich-graue Mergel.
   0,10 » Dichter, blaugrauer Kalk.

Außer Holzresten, die überall häufig sind, fanden sich hier[1]):

Macrure	3
Cerithium Manselli de Loriol	3
» spec.	3
Turbo spec.	3
Corbula Mosensis Buv.	1
» *inflexa* Roem.	3
» *autissiodorensis* Cotteau	3
» *Dammariensis* Buv.	3
Cyprina cf. *birostrata* de Lor.	3
Cyrena rugosa Sow.	1
Arca catalaunica de Lor.	3

[1]) Die Zahlen weisen auf die betreffenden Schichten des Profiles hin.

Modiola lithodomus Dkr. u. K. . . 1 u. 3
Mytilus Morrisi Sharpe 3
» *membranaceus* Dkr. . . . 3
» cf. *pernoides* Roem. 1
Exogyra bruntrutana Thurmann . . 3
Ostrea multiformis Dkr. u. K. . . 2 u. 3
» *falciformis* Münster . . . 3
Pecten annulatus Gf. 3
Gervillia aff. *tetragona* Roem. . . . 3
Trichites spec. 1

Weiter im Westen, doch demselben Jurazuge angehörig, findet sich in einem kleinen Steinbruche, 400 m südlich von der Gellenbecker Schule, als Hangendstes der dort aufgeschlossenen $4^1/_2$ Meter ein Konglomerat mit fast hühnereigroßen Kalkgeröllen in einer mergeligen Grundmasse; zeitweilig war ein solches Konglomerat auch bei Rethmann sichtbar. Nahe dabei in verlassenen, kleinen Steinbrüchen ist der oolithische Kalk z. T. so mürbe, daß er in die einzelnen Oolithkörnchen zerfällt, zwischen denen dann seltnere kleine Kalkgerölle liegen (nur einmal fand sich noch mit anhaftendem Gestein ein etwa erbsengroßes Milchquarzgeröll), sowie die hier gut mit Kalkspatschale erhaltenen Fossilien, nämlich:

Tornatella Pellati de Lor.
Cerithium cf. *striatellum* Buv.
Chemnitzia paludinaeformis Credner.
Natica suprajurensis Buv.
Nerita Micheloti de Lor.
Corbula Mosensis Buv.
Isodonta Kimmeridiensis Dollf.
Cyprina nuculaeformis Roem.
» *lediformis* v. Seeb.
» aff. *lediformis* v. Seeb.
Cyrena rugosa Sow.
Mytilus Morrisi Sharpe.
» cf. *membranaceus* Dkr.

Ostrea multiformis Dkr. u. K.
» *falciformis* Münster.
Gervillia aff. *tetragona* Roem.

Unter den hier verhältnismäßig häufigen Gastropoden tritt besonders die manchmal noch mit Farbenzeichnung erhaltene *Nerita Micheloti* hervor. Westlich von Rottmann im gleichen Jurazuge fand ich noch eine *Cyrena* aus der Verwandtschaft der *Cyrena Mantelli* Dkr. Die in der Literatur mehrfach erwähnten Steinbrüche an der Nordseite des Heidhorn (Mentrup), aus welchen Serpulit beschrieben wurde, sind stark verwachsen[1]). Das Gestein stimmt ganz mit dem oben geschilderten überein. Auf Gigas-Schichten deutet auch schon das von F. Roemer selbst erwähnte Vorkommen von »*Venus Brongniarti*« hin. Auf der Nordseite der Hagen-Iburger Straße werden dieselben Schichten ebenfalls durch eine Reihe alter Brüche auf lange Erstreckung hin aufgeschlossen. Allerdings sieht man hier nur die zersetzten, bräunlichen Kalke, worin ich namentlich *Corbula Mosensis* Buv., sowie *Cyrena rugosa* Sow. fand, weniger häufig *Modiola lithodomus* Dkr. und *Mytilus Morrisi* Sharpe.

Die tiefsten Lagen sind an der Nordböschung der Straße gleich über den Kimmeridge-Schichten sichtbar als gelber, ziemlich mürber Mergelkalk mit *Corbula Mosensis* Buv., *Corbicella* cf. *Bayani* de Lor. und *Modiola* cf. *lithodomus* Dkr. u. K.

Auch auf der Hochfläche des Ellenberges treten die Gigas-Schichten auf, besonders groboolithische, porös gewordene Kalke. Verlassene flache Steinbrüche lassen erkennen, daß hier die festeren Bänke früher vielfach gewonnen worden sind. Am Nordrande des Ellenberges sammelte ich:

Sericodon Jugleri H. v. M. (Zahn),
Corbula Mosensis Buv.
Cyprina Brongniarti Roem.
» *nuculaeformis* Roem.
Anisocardia cf. *portlandica* Struckm.

---

[1]) F. Roemerr, loc. cit. S. 402.
Trenkner, loc. cit. S. 60.
Andrée, loc. cit. S. 10.

Anisocardia cf. *Legayi* SAUVAGE.
Cyrena rugosa SOW.
Corbicella Bayani DE LOR.
Modiola lithodomus DKR. u. K.
Ostrea multiformis DKR. u. K.
Gervillia aff. *tetragona* ROEM.

Hier tritt, wenn auch nur in geringer Ausdehnung, an der Basis eine dicke, sehr feste Bank von löcherigem, grobkristallinem, kalkigem Dolomit auf, der braun verwittert und Fossilien nicht enthalten dürfte.

Eine schmale Scholle von Gigas-Schichten reicht vom Nordrand des Ellenberges bis nahe an die Straße von Hagen zur Georgs-Marienhütte.

Auch am Südhang des Bükersberges und des Martiniberges legen sich Gigas-Schichten mit südlichem Einfallen auf die älteren Bildungen auf; sie sind am besten aufgeschlossen in den Anschnitten an der Südseite der letzteren Kuppe, wo ihre Mächtigkeit anscheinend gegen 20 m beträgt, wesentlich mehr als weiter im Süden, in Mentrup bis Gellenbeck, wo sie um 7 m herum schwankt. Die Farbe ist hier an der Tagesoberfläche grau und braun; in den untersten Teilen treten auch hier mürbe, gelbe Mergelkalke auf. Austern sind ebenso wie am Ellenberg viel seltener als im Süden. Hier fanden sich *Hemicidaris* cf. *Hoffmanni* ROEM., ferner unbestimmbare Saurierreste und vor allem *Corbula Mosensis* BUV., weniger häufig *Modiola lithodomus* DKR. u. K.

In Sudenfeld treten die Gigas-Schichten wieder in einem langen Streifen mit nördlichem Einfallen vor allem nördlich der Schule auf, wo gelegentlich auch jetzt noch kleine Steinbrüche in austernreichen Kalken betrieben werden.

Nördlich von Grimmelsmann zeigt die Basis gleichfalls gelbe mergelige Kalke.

Nach Osten hin sind die Schichten bis Horstmann zu verfolgen; sie lieferten hier namentlich *Cyprina Brongniarti* ROEM.

Die Gesamtfauna stimmt im wesentlichen mit der sonst aus den norddeutschen Gigas-Schichten bekannt gewordenen über-

ein. *Olcostephanus gigas* Ziet. wurde hier freilich noch nicht gefunden, ist aber auch sonst oft äußerst selten. Mehrere Arten sind wohl noch nicht aus deutschen Gigas-Schichten angeführt worden, wohl aber aus französischem Portland, so *Tornatella Pellati*, *Arca catalaunica* und der für die Hagener Gegend anscheinend charakteristische *Mytilus Morrisi*.

Erich Meyer[1]) und Mestwerdt[2]) haben diese Schichten in weiter östlich gelegenen Teilen des Teutoburger Waldes nachgewiesen, und es ist wohl anzunehmen, daß der Serpulit, der aus dem Gebiet zwischen jenen und der Hagener Gegend angeführt wird, wenigstens z. T. hierher gehört, wie das mit Sicherheit für das Vorkommen am Heidhorn gilt. (S. 498.) So führt Trenkner[3]) aus einem Serpulit südlich vom Musenberge u. a. »*Donax Alduini*« an, unter der wahrscheinlich *Cyprina Brongniarti* zu verstehen sein dürfte.

Vermutlich finden sich weiter im Westen die gleichen Schichten wieder, sind aber auch hier wohl mit anderen Gesteinen verwechselt worden.[3])

Aequivalente der Eimbeckhäuser Plattenkalke waren nirgends nachzuweisen, wie sie ja auch im übrigen Teutoburger Walde sowie in der westlichen Weserkette zu fehlen scheinen.

Die über den Gigas-Schichten folgenden Ablagerungen bis zum Neocomsandstein hinauf sind großenteils von Sandsteinschutt oder Diluvium verhüllt und auch sonst kaum aufgeschlossen, da sie nur in geringem Maße technisch verwendbar sind.

Hauptsächlich in der Gegend des Borgbergs sind aber mehrere kleinere Aufschlüsse in dem Münder Mergel vorhanden. Es sind durchweg graue, grünliche, rötlich gefleckte, selten aber ganz rote Mergel mit Einschlüssen von unregelmäßigen Kalkknauern, Kalkspatdrusen, Zellenkalken, sowie Platten

[1]) Meyer, loc. cit., S. 18.
[2]) Mestwerdt, loc. cit., S. 17—21.
[3]) Trenkner, loc. cit., S. 60.

mit oft großen, gut ausgeprägten Steinsalzpseudomorphosen. Sie sind sichtbar in einem Wasserriß südlich von Rottmann, ferner gleich im Hangenden der Gigas-Schichten im Wasserriß westlich von Kollage und etwas höher den Hang hinauf in einem Hohlweg; weiter in einem Hohlweg nördlich, sowie 300 m nordöstlich von Abkemeyer, dann am Heidhornberg (Mentrup) im Eingang zum Siekmannschen Sandsteinbruch und auf der Südseite des Borgbergs in kleinen Quelllöchern. Die Mächtigkeit scheint verhältnismäßig groß zu sein.

Serpulit. Wenn auch ein Teil der früher für Serpulit angesehenen Schichten zu den Gigas-Schichten gehört, so zeigt doch der Serpulit eine ziemlich große Verbreitung, ist freilich sehr selten aufgeschlossen. In seiner gewöhnlichen Ausbildung als Kalk mit *Serpula coacervata* findet man ihn im Süden des Gebietes in dem Wege, der von Klein-Wördemannshof zum Borgberg hinaufführt. Neben dem serpelführenden Kalk kommen hier, abgesehen von Mergelzwischenlagen, Kalke vor, die fast nur aus verdrückten Cyrenenschalen bestehen, ferner sandige, fossilarme, blaue, sowie grobkristalline, poröse Kalke und endlich bis 10 cm dicke Sinterkalke, die angewittert ganz das Aussehen von Kalkalgen annehmen und aus helleren und dunkleren Lagen mit gekröseartiger Oberfläche bestehen; mindestens an einem Stück ließ sich erkennen, daß es aus Ueberrindung eines Knäuels von Serpula hervorgegangen ist. Aehnliche Kalke führte Wunstorf[1]) aus dem Gebiete des Nesselberges, Stille von Nenndorf an, und ein von Herrn Geh. Rat v. Koenen bei Wallensen gesammeltes Stück im Museum des Geologischen Instituts in Göttingen zeigt sein Vorkommen in der Hilsmulde an[2]). Manche Kalke sind grob oolithisch und einzelne Oolithkörner sind auf einer Seite konkav, auf der anderen Seite konvex und erscheinen daher napfförmig.

[1]) W. Wunstorf, Die geologischen Verhältnisse des kleinen Deisters, Nesselberges und Osterwaldes. Inaug.-Diss. Göttingen. Berlin 1901. S. 20.

[2]) Zu vergleichen ist auch der »Landschaftenkalk« aus den Cuseler Schichten: Reis, Ueber Stylolithen, Dutenmergel und Landschaftenkalk. Geogn. Jahreshefte 1902, Taf. 5, sowie Kalk aus englischem Purbeck: H. Woodward, The jurassic Rocks of Britain. Vol. V, fig. 103 u. 104.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Außer nicht seltenen Resten von Sauriern und Ganoiden enthält der Serpulit an dieser Stelle:

Cypridea granulosa Sow. (non Roemer).
Melania rugosa Dunker.
Bythinia Dubisiensis de Lor.
Paludina spec.
Valvata helicoides Forbes.
» spec.
Corbula inflexa Roem.
Cyrena subtransversa Roem.
» *lentiformis* Roem.
Serpula coacervata Blb.

Am Mittelberg findet sich der Serpulit in ähnlicher Ausbildung wieder, enthält auch hier jenen Sinterkalk.

Es liegen aber hier in Wasserrissen und Mergelgruben zwischen dem Münder Mergel und den festen Bänken noch einige Meter gut geschichtete, bräunlich-graue Mergel, die ihrer Fossilführung wegen wohl besser zum Serpulit zu ziehen sind. In ihnen fanden sich nämlich neben undeutlichen Cyrenen-Steinkernen *Cyprione Bristovii* Jones in zahlreichen Exemplaren (nach Jones, On the Purbeck Ostracoda. Quart. Journal. 1885. S. 344 vom mittleren Purbeck bis in den Wealden verbreitet.) und ein leidlich erhaltener Isopode, welcher sich von dem im englischen Purbeck stellenweise häufig vorkommenden *Archaeoniscus Brodiei* Milne Edwards nur durch größere Dimensionen zu unterscheiden scheint.[1])

---

[1]) H. Woodward, On eocene crustacea from Gurnett Bay, Isle of Wight. Quarterly Journal of the Geological Society of London. 1879. S. 349. Hier wird als grösstes Mass 20 mm angegeben, während das obige Exemplar 25 mm erreicht haben dürfte.

H. Woodward, On a new Isopod (Cyclosphaeroma trilobatum) from the Great Oolite of Northampton. Geological Magazine. 1890. S. 529, Taf. XV, fig. 4.

I. O. Westwood, Contributions to fossil Entomology. Quarterly Journal of the Geological Society of London. 1854. S. 378. Der von ihm Taf. XIV, f. 12 ohne Artangabe abgebildete Archaeoniscus würde auch in der Grösse mit dem obigen Exemplar übereinstimmen.

Dieselbe Stellung dürften gewisse Mergel einnehmen, die beim Neubau eines Hauses auf der Südseite des Borgberges aufgeschlossen waren und *Sphenolepis* spec. enthielten. Weiter im Norden werden die Kalke anscheinend größtenteils durch Mergel vertreten, die sich nicht immer ohne weiteres von dem Münder Mergel unterscheiden lassen. In einem Wasserriss am Westende des Heidberges finden sich im Liegenden des Neocoms dunkelgraue, bläuliche und grünliche Mergel, die im Westen durch Posidonienschiefer abgeschnitten werden. Einzelne dünne, festere Lagen enthalten zwar noch Steinsalzpseudomorphosen, aber auch in kleinen Kalklinsen Cyrenen und *Serpula coacervata*. Ähnlich sehen Mergel aus einem Brunnen an der Nordseite des Heidberges aus, welche größere Steinsalzpseudomorphosen enthalten, sowie solche aus einem Brunnen in Westrup, unter denen einzelne Stücke lagenweise auffällige rundliche Löcher führen.

Ähnliche Mergel treten weiter in einem Wasserriß nördlich vom Krusenpaß bis dicht an den unteren Rand des Neocomsandsteins heran; ferner finden sie sich in einem Wasserriß südwestlich von der Spitze des Baumannsknollen unterhalb weniger Meter von Wealdenschichten. Hier kommen auch leicht zerfallende rötliche sowie rot und grün gefleckte Mergel vor, in denen ich *Valvata helicoides* Forbes und *Physa* cf. *Bristowi* Forbes fand. Erstere findet sich auch im Serpulit des Borgberges, beide führt Koert[1]) außer aus Purbeckkalk aus dem Serpulit von Ammensen in der Hilsmulde an. Weiter südlich waren aus einem Quellloch 750 m nordnordöstlich Völler sandige Kalke und sandige Schiefertone mit zahlreichen Exemplaren von *Corbula inflexa* Roem. sowie verdrückten Ostracoden herausgefördert worden, und aus einem anderen, 250 m südöstlich Völler, das wie jenes nahe der unteren Grenze des Wealden liegt, 3—4 cm starke bituminöse Kalkplatten, die außer *Corbula inflexa* Roem. und *Cyrena lentiformis* Roemer zahlreiche Exemplare einer anscheinend neuen Art von *Melania* in

[1]) W. Koert, Geologische und paläontologische Untersuchung der Grenzschichten zwischen Jura und Kreide auf der Südwestseite des Selter. Inaug.-Diss. Göttingen 1898, S. 18.

guter Erhaltung führen, ferner in geringer Zahl *Melania harpaeformis* Dkr. u. K. und *Actaeonina pusilla* Roem. In grauen, weißlich verwitternden Kalken fanden sich:

Cypridea cf. *punctata* Forbes.
Cyprione Bristowi Jones.
Melania harpaeformis Dkr. u. K.
Auricula spec.
Hydrobia cf. *Chopardi* de Lor.
Cyrena spec.

Die vorliegenden Formen sind im wesentlichen solche, wie sie auch sonst aus Serpulit angeführt werden, zeigen aber z. T. Anklänge an die von Koert von der Südwestseite des Selter angeführte Purbeck-Süßwasserfauna. Die sonst dem Wealden angehörige *Melania harpaeformis* führte auch Wunstorf[1]) aus Serpulit an.

Der Übergang von der kalkigen zur mergeligen Entwickelung erinnert an den Befund Gagel's[2]), der in der Gegend von Borgloh-Oesede eine tonige Entwickelung des Serpulits nachgewiesen hat.

Die Kreide.

Wealden.

Der Wealden zerfällt in eine untere, mehr sandige und eine obere, mehr tonige Abteilung. Die erstere ist am besten in einem Steinbruch am Nordwestende des Nieder-Holthauser Berges[3]) aufgeschlossen, wo vom Liegenden zum Hangenden folgende mit 40° nach Süden fallende Schichten sichtbar waren:

ca. 1 m Dünnplattiger, hellgrauer, feinkörniger Sandstein und Sandschiefer mit wulstigen Oberflächen und dünnem Belag von schwarzem Ton.
ca. 1 » Schwach kalkhaltiger, hellgelber, ziemlich feinkörniger und ebenschichtiger Sandstein.

---

[1]) Wunstorf, loc. cit. S. 20.

[2]) Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh-Oesede. Dieses Jahrb. f. 1893. S. 169.

[3]) Die zwischen Nieder-Holthaus und Stauvermann gelegene Kuppe.

2,7 m Blauer Kalksandstein mit gelblicher Rinde, mit Kreuzschichtung und Lagen von sandigem Cyrenenkalk und bituminösen Platten mit zahlreichen *Corbula alata*.

0,6 » Dunkelblauer, sandiger Kalk mit Kohlenschmitzen und Cyrenensteinkernen.

3,5 » Schiefertone, sandige Tone, dünnplattige, tonige Sandsteine mit Pflanzenresten und *Paludina fluviorum*, *Cyrena orbicularis*, *Cyrena* spec., *Modiola lithodomus*.

In kleinen Schurflöchern im Liegenden jener Schichten fanden sich ebenfalls noch Sandsteine neben Kalksandsteinen, Cyrenenkalken und Schiefertonen. Aber auch nach oben folgen noch Sandsteine, meist hart, weiß und feinkörnig mit brauner Rinde, die *Melania harpaeformis*, *Cyrena* spec. spec. und *Unio* spec. enthalten. Weiter nach Norden finden sich Schurflöcher mit Kohlenresten, und es ist hier vor 50 Jahren von seiten der Georgs-Marienhütte ein gegen 30 cm mächtiges Flöz abgebaut worden mittelst eines südlich von Stauvermann angesetzten Stollens. Neben den Kohlenstücken liegen hier Sandsteine und Blöcke von kalkhaltigem Konglomerat, welches vorwiegend aus erbsengroßen Milchquarzgeröllen, Kohlenschiefer und Kohlenstückchen besteht.

Bis zu diesem Flöz gerechnet würde der untere Wealden bei gleichbleibendem Fallen hier eine Mächtigkeit von mindestens 150 m besitzen.

Unterer Wealden nimmt auch den größten Teil des Holthauser Berges ein. Ferner tritt er im Wasserriß 700 m nordöstlich vom Baumannsknollen sowie in dem Wasserriss südwestlich von diesem Berge auf, wo man ihn nur wenige Meter mächtig über jenen Mergeln des Serpulits (S. 503) anstehen sieht. In einem Hohlweg gut 300 m südöstlich Kleimeyer enthielten hierhergehörige helle, mürbe Sandsteine:

Melania harpaeformis Dkr. u. K.
Paludina fluviorum Sow.
» cf. *scalariformis* Dkr.
Bythinia spec.
Cyrena cf. *obtusa* Roemer.
» spec.

Unio spec.
Mytilus membranaceus Dkr.
Modiola lithodomus Dkr. u. K.

Ähnliche Gesteine finden sich gegen Gigas-Schichten verworfen in einem Hohlweg südlich von Wellenbrock.

Am Heidhornberg (Mentrup) sowie längs des größten Teiles der Nordseite des Borgberges scheint der Wealden im Liegenden des Neocoms ganz zu fehlen; Schürfe auf Kohlen sind hier auch erfolglos geblieben. Erst an der Nordwestecke des Borgberges, etwa 700 m östlich Klein-Wördemannshof liegen zwischen Serpulit und Neocomsandstein einige Meter Unterer Wealden, östlich von Kasselmann ein wirres Haufwerk solcher Gesteine auf Braunem und Weißem Jura, anscheinend eine abgerutschte und dabei völlig zerrüttete Scholle. Auf der Südwestseite des Borgberges nimmt der Wealden bedeutend zu, ist aber wohl nicht in voller Mächtigkeit vorhanden, da er durch Neocomsandstein abgeschnitten wird. Außer unbestimmbaren Cyrenen fanden sich hier *Modiola lithodomus* und *Unio* spec. Am Mittelberg liegen nur etwa 4 m brauner Sandstein des Unteren Wealden zwischen Serpulit und Neocom. In der Hüggelgruppe stehen braune Sandsteine und dunkle Kalksandsteine derselben Schichten auf dem Hofe von Otte an, und in der Schlucht westlich von diesem Hofe finden sich, gegen die Kalksandsteine des Buntsandsteins verworfen, Kalksandsteine, schwarze, sandige Schiefer und dunkle, bituminöse Kalke mit undeutlichen Cyrenen. Auf der Südseite des Heidberges trifft man auf Äckern Stücke von mürbem Sandstein mit Cyrenen, die ebenfalls zum Unteren Wealden gehören dürften, ebenso wie Kalksandsteine und dunkle Kalke, welche östlich von Otte herausgepflügt werden.

Endlich steht in der Gegend des Bobergs Unterer Wealden an, ferner, wieder gegen Buntsandstein verworfen, an der Straße Hagen-Osnabrück 150 m südlich vom Bahnhof Holzhausen und etwa 100 m weiter westlich in einer kleinen Grube.

Der Obere Wealden besteht wesentlich aus dunklen, meist blättrigen, bituminösen Schiefertonen mit zahlreichen verdrückten

Schalen von *Cyclas* und *Cyrena*, sowie aus eingeschalteten, harten Stinkkalkplatten mit häufig unverdrückten Schalen von Cyrenen, seltener mit *Melania strombiformis*. Er tritt an der Südwestecke des Nieder-Holthauser Berges zu Tage, doch sind Kalke nur in losen Blöcken zu finden. Am Holthauser Berg entblößt ein Waldweg an der Südwestecke die Schiefertone und Kalkplatten, die hier folgende Fossilien lieferten:

Hybodus spec. (1 Zahn und 1 Flossenstachel)
Lepidotus spec.
Cyrena subcordata Dkr.
» *elliptica* Dkr.
» *nuculaeformis* Dkr.
» spec.

Die Schiefertone wurden weiter aus einem Brunnen 500 m östlich vom Krusenpaß gefördert, und Tone und Kalkplatten stehen in einem Hohlweg südöstlich von Kleimeyer und in einem Wegeinschnitt östlich von Völler nahe der unteren Kante des Neocomsandsteins an.

In ersterem enthielten die Kalkplatten:

Schuppen von *Lepidotus*
Cyrena dorsata Dkr.
» *ovalis* Dkr.
» *nuculaeformis* Dkr.
» spec. spec.

Die Mächtigkeit des Oberen Wealden dürfte an den bisher erwähnten Stellen, soweit die mangelhaften Aufschlüsse dies beurteilen lassen, schwerlich mehr als 20 m betragen. Gagel[1]) führte aus dem Wealdengebiet von Borgloh-Oesede eine Mächtigkeit bis zu 290 m an.

In den südlichen Bergzügen sowie allem Anschein nach auch am Heidberg-Jägerberg scheint Oberer Wealden ganz zu fehlen. An der Nordseite des Boberges ist er dagegen stellenweise durch kleine Schürfe aufgeschlossen.

[1]) Gagel, loc. cit. S. 167.

Nach Gagel[1]) soll bei Borgloh-Oesede der Wealden transgredierend auf älteren Schichten liegen. In dem hier behandelten Gebiet ließen sich aber für eine Diskordanz des Wealden gegenüber seinen Liegenden keine Anhaltspunkte finden, und ähnlich äußerte sich Andrée[2]) für die Iburger Gegend. Bezüglich der von G. Müller[3]) angenommenen Transgression des Wealden westlich der Ems hat Harbort[4]) neuerdings gezeigt, daß eine solche wenigstens in der Gegend von Bentheim nicht besteht.

Neocom.

Der Neocomsandstein oder Teutoburgerwald-Sandstein liegt, wie es scheint, diskordant auf dem Wealden, dessen Mächtigkeit ja sehr schwankt, und älteren Schichten auf. Es sind vorwiegend gelbe bis braune, mäßig feinkörnige, zuweilen etwas eckige, bis haselnußgroße Milchquarzgerölle führende, klüftige Sandsteine. Öfters treten darin in einzelnen Lagen oder zerstreut etwa walnußgroße Konkretionen, selten größere auf.

In dem Steinbruch bei Planthold am Heidberg enthalten solche Knollen außer Quarzkörnern Markasit, durch dessen Zersetzung braune Schalen und im Innern lockerer, heller Sand entstehen.

Im oberen Teil dieser Schichtenfolge treten vielfach, meist in gröberen Sandsteinen, Glaukonitkörner auf. Im Nordosten des Gebietes am Boberg und Holzhauser Berg wird der Sandstein grobkörniger und mehr bräunlich-grau und gleicht einigermaßen dem hellen Carbonsandstein des Hüggel, ist mit solchem wohl auch verwechselt worden[5]). In den losen Blöcken finden sich rohe Steinkerne von Bivalven (*Cardium*).

Bei dem geringen Steinbruchbetrieb der Hagener Gegend gelingt es nur selten, gut erhaltene Fossilien zu bekommen. Auch

[1]) Gagel, loc. cit. S. 171.

[2]) Andrée, loc. cit. S. 12.

[3]) G. Müller, Die Lagerungsverhältnisse der Unt. Kreide westlich der Ems und die Transgression des Wealden. Dieses Jahrb. f. 1903.

[4]) E. Harbort, Ein geol. Querprofil durch die Kreide-, Jura- u. Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. v. Koenen-Festschrift. S. 499.

[5]) v. Dechen, loc. cit. S. 309. Vielleicht steht aber hier Boberg für Domprobst-Sundern.

fehlen hier anscheinend die bei Iburg auftretenden größeren fossilführenden Kalksandsteinknollen[1]).

Es fanden sich folgende Arten:

I = Heidhornberg (Mentrup); II = Borgberg (Südhang); III = Heidberg; IV = Scholle im Zechstein auf der Nordseite des Hüggel.

Weichselia Mantelli Brongn. I II.
Marsilidium ? sp. II.

Belemnites sp. sp. I II III IV.
Fistulana constricta Phill. I.
Pholadomya cf. *gigantea* Sow. I.
Cyprina sp. sp. II.
Modiola cf. *simplex* d'Orb. I.
Lima Ferdinandi Weerth I II III IV.
Lima aff. *Tönsbergensis* Weerth. II.
Pecten cinctus Sow. (= *P. crassitesta* Roem.) I II III.
Pecten orbicularis Sow. III.
Avicula Cornueli d'Orb. I.
Perna Mulleti Desh. III.
Pinna Iburgensis Weerth., II.
Terebratula cf. *Moutoniana* d'Orb. III.

Leider war es nicht möglich, festzustellen, ob diese Formen aus verschiedenen Horizonten stammen, und da Ammoniten nicht gefunden wurden, läßt sich nicht entscheiden, welche Zonen des Neocom, die v. Koenen für Norddeutschland festgestellt hat[2]), hier auftreten. Weiter östlich wurden von Andrée[3]) durch Ammonitenreste Zonen des oberen Valanginien, des oberen Hauterivien und des Barrêmien nachgewiesen und das Vorhandensein von Aptien und vielleicht sogar eines Teils des Albien vermutet.

---

[1]) Andrée, loc. cit. S. 27 und 28.

[2]) v. Koenen, Die Ammonitiden des Norddeutschen Neocom. (Valanginien, Hauterivien, Barrêmien und Aptien.) Abhandl. der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 24.

[3]) Andrée, loc. lic. S. 22.

Man darf wohl annehmen, daß der Neocomsandstein des Hagener Gebietes dieselben Horizonte umfaßt.

Nun haben aber außerdem Andrée[1]) und Gagel[2]) festgestellt, daß zwischen dem Wealden und dem Sandstein Tone von ziemlich erheblicher Mächtigkeit auftreten, die Formen des unteren und z. T. des oberen Valanginien enthalten.

In der Hagener Gegend sind die ältesten Schichten des marinen Neocom wohl dunkle, tonige Sandsteine, wie sie am Heidberg und Jägerberg an der Basis auftreten. (Im Tagebau Vb über Buntsandstein sichtbar.) In einem Wege südlich vom Tagebau Vb fanden sich hierin auch Stücke von Toneisensteinknollen, jedoch, wie die tonigen Sandsteine selbst, ohne Fossilien.

Im Hohlweg 650 m südöstlich Kleimeyer folgen über grauen und schwarzen Schiefertonen, die noch dem Wealden zuzuzählen sein dürften,

0,30 m grober, brauner Sandstein,
0,10 » blauer Ton,
0,10 » Sandstein.

Darüber liegt wiederum blauer Ton, der in tonigen, grauen Sandstein übergeht, auf den endlich der normale Neocomsandstein folgt. In dem tonigen Sandstein fanden sich vereinzelt Reste kleiner Bivalven. Auch in dem Eingang zum Sickmannschen Steinbruch am Heidhornberg (Mentrup) südlich von Sprengelmeyer liegt über Münder Mergel bis zu 0,5 m plastischer, blaugrauer Ton mit dünnen Sandlagen und hierüber 0,25 m grobes Milchquarz- und Kieselschieferkonglomerat, dann der gewöhnliche Sandstein. Ähnlicher Ton findet sich auch unter dem Konglomerat im Steinbruch von Ehrenbrink, 250 m weiter nach Osten. An der ersteren Stelle finden sich eckige Bruchstücke von Neocomsandstein in dem Ton. Sie dürften ihm sicher nicht ursprünglich angehören, mögen vielmehr beim Durchbrechen des tief eingeschnittenen Eingangs hineingeraten sein.

Der ziemlich massige Neocomsandstein bedingt fast stets einen steileren Anstieg über der weicheren Unterlage und nimmt an den

[1]) Andrée, loc. cit. S. 24.
[2]) Gagel, loc. cit.

bedeutendsten Erhebungen des Gebietes teil; selten bildet er Klippen, wie an den Taubensteinen und der Grafentafel. Die Vegetation besteht vorwiegend aus Nadelholz. Unter ihm entspringen zahlreiche starke Quellen.

Albien.

In einem Hohlweg 500 m südlich Sprengelmeyer treten, anscheinend als unmittelbares Hangendes des Neocomsandsteins, grüne, glaukonitische Sandsteine auf, die z. T. in eine Art Grünsand zerfallen sind. In ihm finden sich aber auch harte Blöcke mit einem Bindemittel von Spateisenstein, vergleichbar den Eisensteinen, welche an der Fuhregge zwischen Delligsen und Grünenplan lange Jahre für die Karlshütte ausgebeutet wurden.

Die glaukonitischen Sandsteine fanden sich ferner etwas über dem Neocomsandstein, aber von ihm durch verrutschte Partieen getrennt, an der Wegböschung nördlich von Krutsmann. Herr Dr. STILLE machte mich freundlichst darauf aufmerksam, daß diese Schichten solchen mit *Hoplites* cf. *Deluci* vom Hüls bei Hilter zu vergleichen sein dürften.

In höherem Niveau liegen hellgrünlich-graue, ziemlich feste Tone mit unregelmäßigen helleren Flecken, die am Fahrweg nördlich Breve in Holperdorp aufgeschlossen sind und

Belemnites minimus LISTER,
Inoceramus sulcatus PARK.,
? Aucellina gryphaeoides SOW.

enthielten, somit also den braunschweigischen Minimustonen des oberen Albien entsprechen.

Etwas höher, nahe dem Eintritt des zweiten Wasserrisses östlich Breve in das von Rohlmann nach Westen verlaufende Längstal trifft man kalkhaltige geschichtete Tone mit *Aucellina gryphaeoides*. Weiter hinauf in jenem Wasserriß folgt dann Flammenmergel, dunkler, harter Mergel mit hellen Flecken, Flammen und Streifen und kleinen Phosphoritknollen, welcher ziemlich häufig *Aucellina gryphaeoides* enthält. Flammenmergel tritt auch im Süden des Gebietes am Südende des Wasserrisses

bei Krewinghaus auf, anscheinend in gestörter Lagerung. Das von Windmöller[1]) als Liegendstes im Lengericher Bahneinschnitt beobachtete Gestein dürfte somit ebenfalls frischer Flammenmergel gewesen sein, wie er schon vermutete.

Cenoman.

In dem erwähnten Wasserriß bei Breve folgen über dem Flammenmergel weichere Mergel mit *Aucellina gryphaeoides*, welche nach oben hin in hellgraue Mergel übergehen. Hierin fand sich neben *Aucellina gryphaeoides* schon *Terebratulina rigida* Sow., so daß die tiefsten Cenomanschichten vorliegen dürften, vielleicht die »Schichten mit *Belemnites ultimus*« bei Windmöller[2]). Darüber folgen, selten aufgeschlossen, graue Mergel, die z. B. in der Quelle 300 m westlich Breve sichtbar werden. Nach seiner oberen Grenze hin enthält der Cenomanmergel runde harte Kalkknollen; hierüber finden sich plattige, mürbe, graue Kalke mit Mergellagen, der Cenomanpläner, der häufiger Fossilien enthält, so in einem Hohlweg südlich Krutsmann:

Schloenbachia varians Sow.
» *Coupei* Brongn.
Acanthoceras Mantelli Sow.
Scaphites aequalis Sow.
Baculites cf. *baculoides* Mant.
Lima cenomanensis d'Orb.
Inoceramus orbicularis Münster.
» *virgatus* Schlüter.

An der oberen Kante des durch den Cenomanpläner bedingten steileren Anstieges tritt der obere Teil des Cenomans auf, nämlich harte, weiße, in größere eckige Bruckstücke zerfallende, zuweilen von feineren stylolithischen Absonderungen durchzogene Kalke. Fossilien sind spärlich, und es fanden sich in dem Stein-

[1]) R. Windmöller, Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. Dieses Jahrb. f. 1881, S. 8.
[2]) R. Windmöller, loc. cit., S. 7 und 8.

bruch von Stille & Co. in Höste, dem einzigen größeren darin betriebenen Bruche innerhalb des Gebietes, nur:

Holaster subglobosus AG., *Terebratula* sp., *Inoceramus* sp.

Turon.

Das Turon beginnt mit den Schichten mit *Inoceramus labiatus*, grauen und stellenweise auch rötlichen Mergeln und mürben Kalken, die nur sehr mangelhaft aufgeschlossen sind, Schichten welche gegenüber dem oberen Cenoman gewöhnlich einen flacheren Anstieg bilden.

Rötliche Mergel waren nur an zwei Stellen sichtbar, in der südöstlichen Ecke des Steinbruchs von Stille & Co. sowie in dem bei Anlage eines Schießstandes nördlich Lienen herausgeschafften Material. Sie lieferten nur das Bruchstück eines *Inoceramus*. Hier sowie an der Wegkreuzung 800 m SSW. von Breve finden sich auch schwärzliche, dünnschichtige Kalke und Mergel mit Fischresten. Etwas höher liegen erdige, mergelige Kalke mit *Inoceramus labiatus*, und im Bremsbahneinschnitt des Kalkwerkes von Stille & Co. auch mit *Terebratula semiglobosa* SOW. in besonders großen Exemplaren. An dieser Stelle folgt dann 11 cm fester, hellgrauer Kalk teilweise mit diskordanter Parallelstruktur und Bruchstücken von *Inoceramus*. Dieser Kalk tritt mehrfach in der Kette bis nahe zur Ostgrenze des Gebietes wieder auf und entspricht wohl WINDMÖLLER's[1]) Grenzschichten zwischen *Mytiloides*-Pläner und *Brongniarti*-Pläner.

Der *Brongniarti*-Pläner besteht aus einem vielfachen Wechsel von mäßig harten Plänerkalken und mergeligen Zwischenlagen und ist vielfach in kleineren Aufschlüssen zu sehen, in denen nicht selten *Inoceramus Brongniarti* auftritt. Im Steinbruch von Fletemeyer an der Südseite des Liener Berges sind 24 m grauer Pläner mit fingerdicken Mergellagen aufgeschlossen, die etwa der Mitte des *Brongniarti*-Planers angehören. Über dem *Labiatus*-Pläner bildet er gewöhnlich eine schwache Anschwellung.

[1]) WINDMÖLLER, loc. cit., S. 15.

Der *Scaphiten*-Pläner besitzt eine recht ähnliche Gesteinsbeschaffenheit wie der *Brongniarti*-Pläner, zeigt aber auf frischem Bruch meist eine mehr bläuliche Farbe und zerfällt mehr in größere, rundliche Stücke. Er nimmt nur den Südhang der Plänerkette ein und wird in einer ganzen Reihe kleiner Steinbrüche ausgebeutet. In einem Steinbruch von Stille & Co., dem größten der Aufschlüsse, sind etwa 30 m des *Scaphiten*-Plänes aufgeschlossen mit gleichmäßigen, dünnen Zwischenlagen von mürbem Mergel, nur oben mit einer solchen von 1 m Dicke.

In diesen fossilreichen Schichten fand sich: (I = Steinbruch von Stille & Co., II = Steinbruch 400 m NNW. von Hohenfelde, III = Steinbruch 600 m NO. von Hohenfelde)

Scaphites Geinitzi d'Orb. I. III.
? Toxoceras turoniense Schlüter I.
Crioceras ellipticum Mant. I.
Baculites spec. I.
Hamites spec. III.
Heteroceras polyplocum Roem. III.
» *Reussi* d'Orb. III. (häufig).
Pachydiscus peramplus Mant. III.
Desmoceras Austeni Sharpe I. II.
Inoceramus Brongniarti I.
» *latus* Mnt. III.
» *inaequivalvis* Schlüter II.
Terebratula semiglobosa Sow. I. II. III.
» *Becksi* Roem. II.
Rhynchonella Cuvieri d'Orb. I. II. III.
Micraster breviporus Ag. I. III.
Infulaster excentricus Forbes I. II. III.
» aff. *major* Désor I.
Ananchytes ovatus Leske I.
Holastēr planus Mnt. I.
Stereocidaris Reussi Gein. III.
Spongien I.

Die über dem *Scaphiten*-Pläner folgenden Schichten sind offenbar durchweg von Diluvium verdeckt.

Die Plänerkette ist vorwiegend von Niederwald, besonders Buchen, bedeckt. Besonders auf der Südseite entspringen eine Anzahl starker Quellen, hauptsächlich in den mergeligen Schichten des Unteren Cenomans und des *Labiatus*-Pläners, in einzelnen Fällen sicher auf Querbrüchen.

Diluvium.

Das Diluvium nimmt eine sehr große Fläche ein, reicht im Süden z. T. auf den Kamm der Plänerkette hinauf in Gestalt von feinen Sanden, die vielleicht mit den von STILLE angeführten Sennesanden zu vergleichen sind.

Sonst besteht das Diluvium aus folgenden Gliedern:

Feinsand (= Lößlehm?),
Geschiebeton usw.,
Nordischer Sand und Kies.

Der nordische Sand und Kies besitzt eine große Verbreitung und zeigt häufig diskordante Parallelstruktur. Der Kies findet sich meist in einzelnen Lagen im Sand und enthält größere Gerölle von nordischen, kristallinen, seltener einheimischen Gesteinen, die natürlich ganz vorwiegend von Norden her stammen, wie z. B. in der Nähe von Hagen Gerölle vom Hüggel und Piesberg.

Indessen finden sich in der Kiesgrube von Rethmann und auch in den Kiesrücken des Tales zwischen Pläner und Neocomsandstein weit über der Talsohle Streifen von Plänergeröllen, die füglich von Süden her gelangt sein müssen.

In einem Brunnen beim Heuermann Heitmeyer nordöstlich von Brinkmann in Holperdorp wurde unter einer Decke von gut 10 m hierher gehöriger Sande, Feinsande und bräunlicher Tone Torf angetroffen, dessen Unterlage mit 1 m noch nicht erreicht wurde.

Die Auflagerung der Kiese und Sande auf ältere Gesteine

sieht man schön in der Kiesgrube von Rethmann, wo sie Gigas-Schichten bedecken.

Vielleicht stehen mit diesen Schichten gutgeschichtete, blaugraue und bräunliche Mergeltone im Zusammenhang, die in einem Brunnen bei der Natruper Schule angetroffen wurden und in einer Ziegeleigrube an der Nordseite des Hüvels nördlich der Station Hasbergen zu sehen sind, wo über ihnen Geschiebemergel folgt, darunter nach einer mir von einem Anwohner gemachten Mitteilung »Quellsand«. Ich muß es dahingestellt sein lassen, welcher Art dieser Sand ist.

Der Geschiebemergel ist dunkel, kalkreich und stark tonig in der Nachbarschaft der Tone des Lias und Braunen Jura, wie z. B. im Bachbett nördlich vom Heidhornberg (Mentrup) und in einem Brunnen, der in Sudenfeld südwestlich von Berdelsmann angelegt wurde und ihn mit 2 m nicht durchsank. Häufig jedoch ist er stark sandig, gelb oder auch rötlich gefärbt, letzteres wohl wesentlich durch Aufnahme von Buntsandsteinbrocken.

Als brauner Geschiebemergel von 1,50 m Mächtigkeit liegt er über dem Kies und Sand bei Rethmann und als sandstreifiger, bis zu 2 m mächtiger Lehm in einer Kiesgrube an der Chaussee Hagen-Natrup. Der Geschiebeton scheint aber auch sonst auf den Kiesrücken eine Decke zu bilden, die einen mehr tonigen Ackerboden liefert, wie z. B. östlich vom Dorfe Hagen.

Einzelne erratische Blöcke fanden sich noch in 230 m Höhe auf dem Notberg, sowie auf dem Westerbecker Berg.

Über den erwähnten nordischen Bildungen oder auch unmittelbar auf den älteren Gesteinen findet sich in recht großer Verbreitung feiner, gelblicher, mehliger Sand, welcher mehrere Meter mächtig werden kann, die lokale Bezeichnung »Melm« führt und vielleicht als Lößlehm zu deuten ist. Er liefert eine tiefgründige, leicht zu bearbeitende Ackererde. In großer Ausdehnung bedeckt er u. a. die Hochebene von Großheide. Oft findet er sich auch an steilen Hängen, so an der Westseite des Bükersberges, wo er teils auf Oberem Zechstein, teils auf Buntsandstein liegt. Dort, wo er sich auf die Neocomsandsteinhöhen hinauf-

zieht, ist es schwer, ihn von Verwitterungssand dieses Gesteins zu unterscheiden.

Zu diluvialer Zeit ist wohl auch ein Teil des Gehängeschuttes am Hüggel und anderen Höhen entstanden, der mit nordischem Material gemengt ist. Am Nordostende des Hüggel wird ein solcher auch von Lößlehm überlagert.

Kalktuff findet sich am Südhang der Plänerkette als z. T. wohl alluviales Produkt der dort entspringenden Quellen.

Tektonischer Teil.

Nahe dem östlichen Rande des von mir untersuchten Gebietes verläuft längs der Straße von Hagen nach Iburg eine wichtige Bruchzone, in welcher nördlich fallende Schichten des Oberen Jura im Norden durch Wealden und Neocomsandstein des Notberges und des Grafensundern abgeschnitten werden, Lias dagegen im Süden durch den Neocomsandstein des Heidhornberges. Sicher ist es kein Zufall, daß im Fortstreichen dieser Störungen das Goldbachtal weiter nach Westnordwest verläuft. Nach Ostsüdost habe ich, immer nahe der Straße nach Iburg, die Gigas-Schichten, vielfach von Neocomsandstein-Schutt verhüllt, in dem von ANDRÉE beschriebenen Gebiet, z. T. durch Aufschürfungen, etwa bis dahin verfolgen können, wo die Straße direkt nach Süden umbiegt.

Im Fortstreichen liegt aber die Scholle von höheren Juraschichten nördlich Bäumker[1]) und weiterhin nach Ostnordost umgebogen der lange Streifen von Gigas-Schichten (Serpulit aut. s. S. 501) an der Straße nach Borgloh südlich vom Musenberge[2]), und vielleicht gehören in dieselbe Bruchlinie auch die von DÜTTING[3]) aus dem Hankenberger Bahneinschnitt angeführten Störungen, wo ebenfalls höhere Juraschichten gegen Neocom verworfen sind.

Diese ganze Störungslinie ist mit etwas welligem Verlauf

---

[1]) Die von ANDRÉE loc. cit. S. 9 als Münder Mergel gedeuteten roten Gesteine dieser Stelle möchte ich im Vergleich mit dem Vorkommen am Ellenberg, Martiniberg etc. für Kimmeridge halten (s. S. 495).

[2]) ANDRÉE, loc. cit. S. 11.

[3]) DÜTTING, loc. cit.

dem Teutoburger Wald selbst parallel. Schon Stille[1]) hat darauf aufmerksam gemacht, daß hiermit auch die von Mestwerdt[2]) nachgewiesene Aufbruchszone südlich von Wellingholzhausen in Verbindung zu bringen sein dürfte.

Der Plänerkamm im Süden verläuft leidlich regelmäßig, wenn auch verschiedene Querbrüche hindurchsetzen, der stärkste südwestlich von Breve. Die Schichten fallen nach Süden, die jüngsten im allgemeinen am steilsten (35°—60°—75°) und sogar mit lokalen Überkippungen.

Zwischen ihm und dem Goldbachtal liegen meist flach geneigte Decken von Neocomsandstein, der fast nur im Heidhornberg (Mentrup) ein steileres Einfallen nach Süden zeigt (gut 20°). Unter ihm kommt auf der nördlichen Seite Münder Mergel, Serpulit und etwas Wealden hervor und, soweit nicht Diluvium deren Unterlage verhüllt, unter ersterem noch ein langer Streifen von Mittlerem und Oberem Jura vom Heidhornberg bis zum Butterberg in Gellenbeck mit südlichem bis südwestlichem Einfallen (meist über 30°). In Sudenfeld hebt sich aber auch auf der Südwestseite des Wealden in größerer Ausdehnung Mittlerer und Oberer Jura mit nordnordöstlichem Einfallen heraus und bildet so eine Synklinale mit dem vorerwähnten Jurastreifen, die im Süden durch eine streichende Verwerfung gegen einen langen schmalen Streifen von Neocomsandstein abgeschnitten wird.

In diesem Gebiet liegt nun der Sandstein diskordant auf den älteren Schichten, so anscheinend längs des ganzen Nordrandes des Heidhornberges (Mentrup) nebst seiner westlichen Fortsetzung auf Münder Mergel (nördlich von dessen höchstem Punkte auch die Gigas-Schichten sehr nahe an ihn herantreten), auf der Nordostseite des Borgberges, nach einigen Schurflöchern zu urteilen, auf Serpulit. An der Südwestseite findet sich aber außer Serpulit Unterer Wealden in großer Mächtigkeit, von dem Neocomsandstein durch eine Verwerfung getrennt. In den klei-

[1]) Stille, Referat zu Andrée, Teutoburger Wald bei Iburg, N. Jahrb. für Min. 1906 II, S. 420.

[2]) Mestwerdt, loc. cit. S. 42.

neren Bergrücken südwestlich vom Borgberg liegt der Sandstein aber auch auf Gigas-Schichten, am Mittel- und Butterberg findet sich unter ihm Unterer Wealden nur in sehr geringer Mächtigkeit (stellenweise nur 4 m).[1])

Es läßt sich hier kaum entscheiden, auf welche Weise diese lückenhafte Ausbildung einzelner Schichten zustande kam; es können frühcretacische Störungen und darauf folgende Abtragungen die Schichten fortgeführt haben, oder sie sind lokal nur in sehr geringer Mächtigkeit abgelagert worden; es können auch z. T. einfache Verwerfungen vorliegen, an welchen die einen Schichten über die benachbarten etwas übergerutscht sind. Endlich können die mächtigen konsistenten Sandsteine auf die älteren Schichten überschoben worden sein.

Welche von diesen Abnormitäten im einzelnen Falle vorliegt, läßt sich bei den ungünstigen Aufschlüssen nicht wohl feststellen, auch ist es sehr wahrscheinlich, daß jüngere Verwerfungen in viel größerer Zahl vorliegen, als ich in die Karte habe eintragen können.

Der auf das geschilderte Gebiet entfallende Teil der Dörenberggruppe besteht hauptsächlich aus flach gelagertem Teutoburgerwald-Sandstein, der durch Brüche mehrfach zerschnitten wird. Die oben erwähnte Teutoburgerwald-Spalte, welche die Sandsteindecke im Süden abschneidet, biegt östlich von Kampmeyer in die Süd-Nord-Richtung nach dem Ostende des Hüggelgebietes zu um und hat zur Folge, daß sich gegen das nördlich der Straße von Hagen nach Iburg verlaufende Band von Oberem Jura Posidonienschiefer legt, dann, auf $1^1/_4$ km von Diluvial-Bildungen verhüllt, am Krusenpaß eine Scholle von Lias gegen Oberen Jura und

[1]) Solche Diskordanzen sind weiter auch östlich von Hagen sowie im Hüggelgebiet vorhanden. Am Holzhauser Berg ist der Wealden recht mächtig; 900 m südlich von der Spitze des Holzhauser Berges tritt in einem Wasserriß der Serpulit sehr nahe an den Neocomsandstein heran (s. S. 503), und es scheint hier der Wealden ganz zu fehlen. Im Wasserriß südwestlich vom Baumannsknollen liegen zwischen beiden noch wenige Meter, nordöstlich und südlich von hier aber beide Abteilungen des Wealden. Am Westende des Heidberges liegt der Sandstein auf Serpulit, an seiner Nordseite vielleicht sogar auf Münder Mergel.

und Wealden, sowie eine sehr kleine Scholle von Buntsandstein (nicht etwa Keuper, Kimmeridge oder Münder Mergel) sich dem Lias anlegt. Ebenso findet sich weiter nach Norden eine Lias-Scholle zwischen Gigas-Schichten und Schichten der Unteren Kreide.

Westlich der Spalte liegt dann der nicht sehr erheblich gestörte Jurazug des Ellenberges. Am Ostende des Hüggelgebietes nimmt die Spalte wieder ihre ursprüngliche Richtung an, und nun treten in ihr die ältesten überhaupt vorhandenen Schichten zu Tage. Am meisten springt hier der Hüggelzug selbst in die Augen, dessen Kern aus Carbon besteht, im Durchschnitte mit etwa 25° nach Norden bezw. Nordnordost einfällt (nach Westen zu sinkt das Einfallen stellenweise auf 11°, andererseits kommt im Osten stärkeres Fallen vor) und auf den sich konkordant Zechstein und Buntsandstein, bei Brockmann und außerhalb des kartierten Geländes in Gaste wenig ausgedehnte Muschelkalkpartieen auflegen. Eine Reihe von nicht sehr erheblichen Brüchen durchsetzt ihn; so ist in der Nähe der an seinem Südrande auftretenden Grabenversenkung der Zechstein des Heidhorntagebaues abgesunken.

In der Grabenversenkung selbst liegen die verschiedensten Formationsglieder unter verwickelten Verhältnissen auf engem Raume nebeneinander, wie dies des Näheren am Schluß (S. 522 ff.) beschrieben wird.

Im Silberbergmassiv ist der Silberberg selbst im wesentlichen eine Antiklinale von Zechstein und Buntsandstein mit verschiedenen streichenden Störungen. Seine Fortsetzung nach Osten bekommt einen allmählich immer unregelmäßigeren Bau; zunächst verschwindet der Südflügel, und das Ostende ist stark zerrüttet, vielleicht z. T. infolge von Auslaugungen im Mittleren Zechstein.

Das Silberberg-Massiv divergiert nach Westen immer weiter vom Hüggelzuge und wird im Süden durch eine stark gekrümmte Störungslinie abgeschnitten, welche bald Oberen Jura, bald Mittleren und Unteren Jura und auch Keuper daneben legt, wie dies aus der Karte genügend hervorgeht; der Hüggelzug wird im

Norden durch eine nach Nordwest laufende Störung begrenzt, die am Bo-Berg Untere Kreide, außerhalb des kartierten Gebietes in Gaste Mittleren und Oberen Jura danebenlegt. Im Westen verhüllen Diluvium und Alluvium des Goldbachtales den Untergrund und augenscheinlich allerlei Störungen, da westlich vom Tal Jurabildungen folgen.

Wenn auch nur eine Erscheinung lokaler Art darstellend, die für die Gesamttektonik des Teutoburger Waldes von untergeordneter Bedeutung ist, muß doch die Tektonik der zwischen beiden Horsten liegenden Glieder als die bunteste und am schwersten verständliche des ganzen Gebietes überhaupt bezeichnet werden. Nur ein kleiner Teil der hier liegenden Schichten ist der Beobachtung zugänglich, da eine starke Bedeckung von Hüggelsandsteinschutt und nordischem Diluvium das Übrige verhüllt. Trotzdem dürfte es aber möglich sein, sich ein annähernd zutreffendes Bild zu machen, zumal bergmännische Arbeiten auch unter Tage gute Aufschlüsse geschaffen haben.

Die erste Spur dieser Störungszone zeigt sich an der Südwestecke des Domprobst-Sundern, wo neben dem Carbon eine Scholle von Buntsandstein liegt, was nicht gerade eine sehr erhebliche Sprunghöhe zu bedingen braucht. Den nächsten Beobachtungspunkt liefert ein Wasserriß 600 m westlich vom Hüggelhof, wo nach dem Hüggel zu Keuper, nach dem Wiesental zu Lias liegt, der auch im nächst folgenden Riß leicht aufgedeckt werden kann. Zwischen Keuper und Carbon verbleibt eine Lücke, jedoch zeigt ein Schurfloch, das nordwestlich von hier nahe an der Hauptverwerfung angesetzt ist, Zechstein. Es dürfte hier also folgende Reihenfolge der Gebirgsglieder anzunehmen sein: Hüggel (Carbon)-Zechstein — Keuper — Lias — Silberberg-Massiv (Zechstein?). Im Wiesental südwestlich von Nieberg zeigt ein alter Schurf tiefsten Zechstein, und auf der zugehörigen Halde lag neben Kupferschiefer auch Posidonienschiefer des Lias, der sich, nach den weiteren Aufschlüssen zu schließen, dem Zechstein nach Norden hin anlegen dürfte. Im Walde nordwestlich von Nieberg findet sich Buntsandstein aufgegraben; dann jedoch folgen neben kleinen über Tage liegenden Aufschlüssen, die von

Süden nach Norden Posidonienschiefer, Wellenkalk und Buntsandstein aufdecken, die längst verlassenen Tagebaue Va und Vb und unter Tage der von Va nach Vb getriebene Querschlag, der noch fahrbar ist. Über die an diesem Punkte zu beobachtenden Lagerungsverhältnisse hat Stockfleth[1]) Mitteilungen gegeben und durch ein Profil erläutert; ein weiteres von Herrn Markscheider Plock auf Georgs-Marienhütte gezeichnetes Profil ist der Arbeit von Bödige beigegeben. Da insbesondere zu den Stockfleth-schen Angaben einige Bemerkungen zu machen sind, ist ein kurzes Eingehen auf den Gegenstand erforderlich.

Nach Stockfleth trennt eine mit 80° (auf der markscheiderischen Aufnahme nur 58°) nach Süden einfallende Verwerfung vom Körper des Hüggel eine Hüggelsandsteinscholle mit aufliegendem Zechstein, auf die nach Süden eine von ihm als sekundär aufgefaßte 12 m mächtige Zechsteinscholle folgte, darauf ungefähr 20 m mächtiger Buntsandstein, dann in söhliger Erstreckung (im Querschlag) 24 m Muschelkalk, 16 m Amaltheenton, darauf der Zechstein des Tagebaues Vb und endlich Posidonienschiefer, womit Stockfleth sein Profil abschloß.

Zu der stratigraphischen Stellung der einzelnen Glieder sei Folgendes bemerkt: Die beiden Zechsteinschollen enthalten wesentlich Unteren Zechstein, die südliche auch wohl etwas Mittleren, und der Muschelkalk ist Unterer. Posidonienschiefer ist jedoch an der angegebenen Stelle nicht vorhanden, wie dies die Südwand des Tagebaues Vb noch jetzt erkennen läßt, wohl aber in der Schlucht westlich von ihm. Hier liegt er aber nördlich vom letzterwähnten Zechstein und gehört somit der obigen Lias-Scholle (Amaltheenton) an. Zwar ist ein Teil der an jener Wand anstehenden Gesteine dunkel; diese sind jedoch überhaupt nicht jurassisch und gehören zu 2 verschiedenen Formationen. Bei Besprechung der Umwandlungserscheinungen des Buntsandsteins wurde schon angeführt, daß gerade hier dunkel gefärbte Buntsandsteinschichten über den stehengebliebenen Eisensteinklötzen des Unteren Zechsteins folgen, auf die sich dann aber noch die

[1]) Stockfleth, loc. cit., S. 171 ff.

schwarzen, kohligen und tonigen Sandsteine des tiefsten Teutoburgerwald-Sandsteins legen, der in seiner gewöhnlichen Ausbildung gleich südlich vom Tagebau sichtbar wird. Die trennenden Verwerfungen dürften flach südlich einfallen.

Die ersten beiden Schollen Stockfleth's sind wohl als zusammengehörig zu betrachten und mögen eine durch kleinere Verwerfungen selbst noch zerstückelte und nach Süden zu, also nach der Seite der Hauptabsenkung geschleppte Scholle darstellen, wie dies aus der markscheiderischen Aufnahme hervorgeht, welche freilich ebenso wie die von Stockfleth die einzelnen Gebirgsglieder weit in die Teufe hinuntersetzen läßt und dadurch sicherlich einen verkehrten Eindruck hervorruft. Entgegen der Angabe Stockfleth's zeigt die erstere Aufnahme ferner, daß der Kupferschiefer auch in der von ihm als sekundär von der Spaltenwand abgestürtzt aufgefaßten Zechsteinscholle vorhanden ist.

Die Kluft zwischen dem Hüggelkörper und dem ersten von ihm abgetrennten Gebirgsgliede ist auf eine Breite von mehreren Metern mit recht verschiedenem Material lagenweise ausgefüllt, wie man unter günstigen Verhältnissen noch jetzt in Tagebau Va sehen kann, und zwar sind dies außer Sandsteinen und Konglomeraten und zu Letten aufgeweichten Schiefertonen des Carbons durch Brauneisenstein verkittete Sandsteine, dann Gelb- und Brauneisensteine und endlich umgewandelter Buntsandstein (S. 477), den man schließlich auch noch als Scholle auffassen kann, so daß er sich dann auf eine kurze Strecke dreimal wiederholte. Auf dem Stockfleth'schen Profil sind die trennenden Verwerfungen der Schollen alle parallel nach Süden einfallend gezeichnet. Die Verwerfung zwischen Buntsandstein und Muschelkalk fällt aber, soweit dies im Querschlag zu sehen ist, jedenfalls nicht nach Süden, sondern begleitet von Schleppungen nach Norden.

Der im Jahre 1905 vollendete »Querschlag zum Südhüggel«, der jenem parallel, ca. 500 m südöstlich am Mathildenschacht in 78,97 m Meereshöhe angesetzt wurde und den ganzen Hügel durchfahrend in 83,37 m Höhe unterhalb des Jägerberges endigt, zeigt ganz entsprechende Verhältnisse, nur haben einige Gebirgsglieder

an Breite ab-, andere zugenommen. Der Querschlag durchfuhr vom Hüggelkörper ab in söhliger Erstreckung: Unteren Zechstein 4 m, Buntsandstein 16 m, Wellenkalk 150 m, Lias (Amaltheenton und Posidonienschiefer) 155 m, Zechstein (? Mittleren) ? 5 m, zuletzt dunklen Buntsandstein. Inbezug auf den letzten Buntsandstein ist das von Herrn Markscheider PLOCK angefertigte Profil, das als Fig. 5 der Arbeit von BÖDIGE beigegeben ist, zu ergänzen. Am Wege, der den Jägerberg im Norden begleitet, kann man den letzten Zechstein, vor allem aber auch den Buntsandstein über Tage beobachten.

Westlich von den Tagebauen Va und Vb ist man ganz auf Aufschlüsse über Tage angewiesen. Aus diesen würde sich, falls die einzelnen Punkte wirklich zusammengehören, für die südliche Zechsteinscholle eine Länge von etwa 1 km ergeben, für den Lias von 1,8 km. Höchst auffällig ist es, daß inmitten des letzteren an seinem westlichen (beobachtbaren) Ende ein Klotz von Oberem Zechstein liegt, der anscheinend rings von Lias umgeben ist.

Bis zur Straße Lengerich-Osnabrück sind nur 2 Aufschlüsse zu erwähnen, ein Schurfloch am Westzipfel der oben (S. 521) genannten, zum Hüggelzug selbst zu rechnenden Zechsteinmasse des Heidhorns, auf dessen Halde sich vermutlich zum Lias zu stellende dunkle Schiefertone fanden, sowie ein zwischen diesem und dem Tagebau Va bei dem Bau eines Schuppens gegrabenes Loch, aus dem etwas Buntsandstein zum Vorschein kam, der hier unmittelbar an das Carbon heranreichen würde.

Ein ähnliches Verhältnis findet sich dann westlich jener Straße wieder. Nach BÖDIGE wären an dieser selbst Buntsandsteinschichten zu beobachten; es sind dies jedoch rote Carbonschichten. Wenig östlich der Straße wurde dagegen nach den Schurfberichten der Georgs-Marienhütte an einer mit 60° nach Süden einfallenden Verwerfung mit 55° ebenfalls nach dieser Richtung fallender Buntsandstein neben dem Carbon angetroffen. Westlich der Straße ist der Buntsandstein deutlich im Acker und in Wegen zu beobachten und konnte durch Handbohrungen noch etwas weiter den Hang hinab verfolgt werden. Da das Carbon

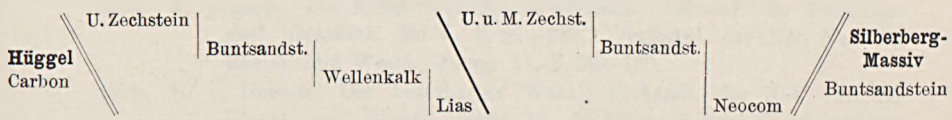
hier nicht mehr zu Tage kommt, liegt der Buntsandstein nach Norden hin neben Zechstein, und zwischen beide schiebt sich weiter nach Westen eine Scholle von Trochitenkalk. Dieser aber und der Buntsandstein werden endlich durch Lias abgeschnitten. Weiter nach Westen setzt das nordsüdlich verlaufende Goldbachtal den Beobachtungen des Anstehenden ein Ende.

Die das Silberberg-Massiv nach Norden hin begrenzende Hauptverwerfung ist in ihrem östlichen Abschnitt nicht unmittelbar zu beobachten, doch machen die Terrainformen in Verbindung mit den vereinzelten Aufschlüssen es sehr wahrscheinlich, daß sie in jenem Tälchen verläuft, welches sich vom Hüggelhof nach Westen hinzieht. Von der Ostspitze des Jägerberges ab läßt sie sich jedoch bis an ihr Westende verfolgen, und zwar legt sich hier die große Jägerberg-Heidberg-Scholle, die aus Serpulit, Wealden und Neocomsandstein besteht, an den Buntsandstein des Silberbergmassivs an. Zwischen Jägerberg und Heidberg schiebt sich von Norden her Buntsandstein ein und giebt den Anlaß zu der orographischen Trennung beider Teile. So ist denn der Jägerberg beinahe ringsum von Buntsandstein umschlossen. Zwei nahe beieinander gelegene Punkte an seiner Südseite zeigen, daß hier die trennende Verwerfung zum Berge hin einschießt. Der Heidberg grenzt nur im Süden gegen Buntsandstein, im übrigen ist er von Lias umgeben, doch schiebt sich auf seiner Westseite eine 400 m lange schmale Scholle Zechstein zwischen beide. Der Lias bildet einen großen, sich weit nach Westen hin ausdehnenden Komplex, der augenscheinlich in enger Beziehung zu der am Südhüggel auftretenden Scholle steht, von der er durch eine von Diluvialbedeckung veranlaßte Lücke von nur 400 m getrennt ist, in der keine Aufschlüsse zu erlangen waren. Das breite, flache Sunderbachtal legt ferner den Gedanken nahe, daß der weiche Lias unter seine Diluvialdecke heruntergreift und dem Hüggelzuge sich nähert, zumal an dessen Westende Lias bei Wiebusch sichtbar ist (diese Seite oben). Endlich dient der Südteil des Komplexes dem Westabschnitt des Silberbergmassives als jüngeres Umhüllungsgestein.

An der Ausfüllung der Grabenversenkung nehmen also teil: Schollen von Carbon, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias, Serpulit, Wealden, Neocom.

Im ganzen ergibt sich das Bild einer Grabenversenkung, die sich im Osten noch vor der Vereinigung von Hüggelzug und Silberbergmassiv ausspitzt, im Westen an Breite zunimmt und sich mit einem Teil der den Doppelhorst umrahmenden Gesteine verbindet. Eine weitere bemerkenswerte Erscheinung bietet wenigstens im engeren Teile der Grabenspalte die mehrfache Wiederholung derselben Schichten dar.

Vielleicht ist die Tektonik des im Graben liegenden Gebirges so zu deuten, daß ein einseitig und zwar nach Süden geneigter Schichtenkomplex zunächst von Verwerfungen, bezw. Überschiebungen derart durchsetzt wurde, daß eine Wiederholung des Zechsteins zustande kam, daß dann aber die so getrennten Schollen weiter durch Verwerfungen zerlegt wurden mit dem Ergebnis, daß jedesmal die jüngsten Schichten im Süden lagen, dabei aber einige Schichtenglieder ausfielen, wie dies folgendes Schema für die Verhältnisse am Südhüggel erläutern mag.



Die Annahme Stockfleth's von einer weitklaffenden Hauptsattelspalte, die erst nach und nach und mehr oder weniger vollständig wieder ausgefüllt wurde, ist also nicht notwendig, abgesehen davon, daß ein Sattel gar nicht vorliegt.

Die den Hüggel im Süden begrenzende Verwerfung wird häufig mit der den Schafberg bei Ibbenbüren auf seiner Südseite abschneidenden Bruchlinie in Zusammenhang gebracht, da die Verlängerung jener diese treffen soll. Abgesehen davon, daß zwischen beiden Erhebungen viel jüngere Ablagerungen verbreitet sind und daß bei der mehrfachen Krümmung der Hüggel-Verwerfung ein Zusammenfallen nur ein annäherndes sein kann, ist

ein unmittelbarer Zusammenhang schon deswegen unwahrscheinlich, weil in dem einen Falle eine randliche Bruchlinie, in dem andern aber nur eine innerhalb des Horstes aufsetzende und darum lokale vorliegt.

Daß beide eine ähnliche Streichrichtung aufweisen, kann bei dem Vorherrschen eben dieser Richtung im Teutoburger Walde nicht wundernehmen.

Literaturverzeichnis.

1826. Fr. Hoffmann, Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück. Karsten, Archiv für Bergbau und Hüttenkunde. Bd. 12, S. 264—336.

— — Über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Ibbenbüren und Osnabrück. Mit 4 Profilen. Desgl. Bd. 13, S. 3—34.

1830. — Übersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland. 2 Teile. Leipzig.

1850. F. Roemer, Über die geognostische Zusammensetzung des Teutoburger Waldes zwischen Bielefeld und Rheine. N. Jahrb. für Min. usw. Jahrg. 1850, S. 385—417.

1853. W. Castendyck, Geognostische Skizze aus dem nordwestlichen Deutschland (Ibbenbüren und Hüggel). N. Jahrb. f. Min. usw. Jahrg. 1853, S. 31—37.

— — Erzführung des Kupferschieferflözes von Osnabrück. Desgl. S. 444.

1854. F. Roemer, Die Kreidebildungen Westfalens. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 6, S. 99—236. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 11, S. 29—180.

1856. H. v. Dechen, Der Teutoburger Wald. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 13, S. 331—410 und N. Jahrb. für Min. usw. Jahrg. 1857, S. 192—203.

1857. J. F. Banning, De Hueggelo, Guestphaliae monte inter oppida Monasterium Osnabrugumque sito. Inaug.-Diss. Breslau.

— F. Roemer, Die jurassische Weserkette. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 9, S. 581—728.

1860. H. v. Dechen, Geol. Karte der Rheinprovinz und Westfalens 1 : 80000. Sektion Tecklenburg.

1861. Th. Heine, Geogn. Untersuchung der Umgegend von Ibbenbüren. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 13, S. 149—242. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 19, 1862, S. 107—211.

1869. D. Brauns, Der mittlere Jura im nordwestlichen Deutschland. Cassel.

1871. W. Trenkner, Die jurassischen Bildungen der Umgebung von Osnabrück. I. Jahresber. des Naturw. Ver. zu Osnabrück 1870 und 1871.

1872. — Die Juraschichten von Bramsche, Westercappeln und Ibbenbüren. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 24, S. 558—588.

— — Über den Jura der westlichen Weserkette. Desgl. S. 410—413.

1873. — Einige paläont. und geogn Bemerkungen über die Oxfordschichten der westlichen Weserkette. Verhandl. des Nat. Ver. für. Rheinl. und Westf. Jahrg 30, S. 160—189.
— — Die Perarmatenschichten der Schleptruper Egge. II. Jahresber. des Naturw. Ver. zu Osnabrück.
— H. Fisse, Beiträge zur Kenntnis des Bodens im Fürstentum Osnabrück. Inaug.-Diss. Göttingen.
— D. Brauns, Der obere Jura im Westen der Weser. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 30, S. 1 - 45.
1874. — Der obere Jura im nordwestlichen Deutschland. Braunschweig.
1876. W. Trenkner, Neue Aufschlüsse im Jura westlich der Weser. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 33, S. 1—16.
1881. — Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Osnabrück. Osnabrück.
— — und Mooz, Geogn. Karte der Umgegend von Osnabrück.
— R. Windmöller, Die Entwicklung des Pläners im nordwestlichen Teile des Teutoburger Waldes bei Lengerich. Jahrbuch der Königl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1881, S. 3—54.
1882. G. Berendt, Über das Diluvium von Osnabrück und Halle a. S. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 34, S. 637—639.
— W. Bölsche, Über das Diluvium bei Osnabrück. Desgl. S. 442—444.
— Hamm, Beobachtungen im Diluvium von Osnabrück. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 34, S. 629—636.
— W. Trenkner, Die Muschelkalkschichten in der nächsten Umgebung von Osnabrück. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 39, S. 216—283.
1883. W. Bölsche, Zur Geognosie und Paläontologie der Umgegend von Osnabrück. V. Jahresber. des Naturw. Ver. zu Osnabrück, S. 141—183 und N. Jahrb. für Min. usw. 1884. II., S. 238—239.
1884. H. v. Dechen, Erläuterungen zur geol. Karte der Rheinprovinz und Westf. II. Bd. Geolog. und paläontolog. Übersicht. Bonn.
— O. Weerth, Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Wald. Paläontolog. Abhandl. von Dames und Kayser. 2. Heft 1.
1885. W. Bölsche, Über das Auftreten der Steinkohle, des Zechsteins und der Triasformation usw. in der nächsten Umgebung der Stadt Osnabrück. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 42, Corr.-Blatt, S. 46—50.
1888. Chr. Dütting, Geologische Aufschlüsse an der Bahnlinie Osnabrück-Brackwede. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1888, S. 3—39.
1891. — Beiträge zur Kenntnis der Geologie der Gegend von Borgloh und Wellingholzhausen. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1891, II., S. 124.
1893. C. Gagel, Beiträge zur Kenntnis des Wealden in der Gegend von Borgloh-Oesede, sowie zur Frage des Alters der norddeutschen Wealdenbildungen. Jahrb. der König. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1893, S. 158.

1894. Stockfleth, Das Eisenerzvorkommen am Hüggel bei Osnabrück. Zeitschr. »Glückauf« Essen, S. 1791. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 51, S. 157—177.
1895. Leo Cremer, Die Steinkohlenvorkommnisse von Ibbenbüren und Osnabrück und ihr Verhältnis zur rheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerung. Zeitschr. »Glückauf« Essen 1895, Nr. 8, 9.
1896. H. Müller, Der Georgs-Marien-Bergwerks- und Hüttenverein. Osnabrück.
1900. H. Stille, der Gebirgsbau des Teutoburger Waldes zwischen Altenbeken und Detmold. Berlin 1900. Inaug.-Diss. Göttingen.
1901. J. Elbert, Das untere Angoumien in den Osning-Bergketten des Teutoburger Waldes. Verhandl. des Nat. Ver. für Rheinl. und Westf. Jahrg. 58, S. 77.
— F. Hoernecke, Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und Zechsteins an der Ibbenbürener Bergplatte. Inaug.-Diss. Gießen 1901.
— A. v. Koenen, Über die Gliederung der norddeutschen unteren Kreide. Nachr. der Königl. Gesellsch. der Wissensch. 2. Göttingen.
— E. Lienenklaus, Über das Alter der Sandsteinschichten des Hüggels. 14. Jahresber. des Naturw. Ver. zu Osnabrück.
1902. H. Stille, Über präcretaceische Schichtenverschiebungen im älteren Mesozoicum des Eggegebirges. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1902, S. 296.
1903. E. Meyer, Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. Inaug.-Diss. Göttingen.
1904. A. Mestwerdt, Der Teutoburger Wald zwischen Borgholzhausen und Hilter. Inaug.-Diss. Göttingen.
— K. Andrée, Der Teutoburger Wald bei Iburg. Inaug.-Diss. Göttingen.
— J. Schlunck, Die Jurabildungen der Weserkette bei Lübbecke und Preußisch-Oldendorf. Inaug.-Diss. Göttingen, Berlin.
1905. H. Stille, Zur Kenntnis der Dislokationen, Schichtenabtragungen und Transgressionen im jüngsten Jura und in der Kreide Westfalens. Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1905, S. 103—125.
— — Spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen. Zeitschr. der Deutschen geol. Gesellsch. Bd. 57, S. 432.
1906. Nik. Bödige, Hüggel und Silberberg. Ein historisch-geologischer Beitrag zur Landeskunde von Osnabrück. Osnabrück 1906.

Über Oser bei Schönlanke.

Von Herrn **J. Korn** in Berlin.

Hierzu Tafel 14.

Nach Schluß der Aufnahmearbeiten des Sommers 1907 konnte ich einige Tage auf die Untersuchung der Wallberge verwenden, die nördlich und westlich von Schönlanke auf den Meßtischblättern Schönlanke, Kl.-Drensen und Gr.-Drensen so auffällig in der Topographie hervortreten. Es sind auf den genannten Blättern vier einander fast parallele Züge von solchen Wallbergen vorhanden, die im großen ganzen etwa von Norden nach Süden verlaufen, wobei in ihrer Anordnung die Eigentümlichkeit beachtenswert ist, daß jeder westliche Zug weiter nach Süden reicht als ein östlich liegender.

Diese Wallberge sind Oser (Åsar); sie zeigen teils kuppige, teils langgestreckte Formen, werden von Osgräben begleitet und bestehen, soweit die Untersuchung das feststellen konnte, aus steinigem Sand, Kies, Mergelsand und Geschiebemergel. Endmoränenbildungen, die hier nicht näher beschrieben werden sollen, nehmen südlich von der Gegend der Oser auf den Blättern Schönlanke, Stieglitz und Radolin einen im großen ganzen etwa ostwestlichen Verlauf.

Der östlichste der Os-Züge, den ich als »Zaskerhütter Os« bezeichne, beginnt noch auf Blatt Arnsfelde, wo er am Südrande des Blattes sich einer breiten von West nach Ost ziehenden, bis über 112 m aufragenden Sandfläche mit einigen rundlichen Sandkuppen anschließt. Am Nordrande des Gestells zwischen Jagen 181 und 182 auf Blatt Schönlanke beginnt dann ein etwa 1100 m

langer, 100 bis 150 m breiter, teilweise über 100 m Meereshöhe erreichender Wallberg, der über die Umgebung 10—15 m aufragt und nur an einer Stelle eine ganz kurze Unterbrechung aufweist. Dieser Wallberg scheint, soweit die spärlichen Aufschlüsse das zeigen, aus kiesigen, etwas steinigen Sanden aufgeschüttet zu sein; Aufpressungen ließen sich nicht beobachten. An seiner ganzen Westseite, zum Teil auch an der Ostseite, zieht sich ein Osgraben entlang, den zum Teil das Niekosker Mühlen-Fließ benutzt. Dieses Fließ durchbricht am Südende des beschriebenen Wallberges den Oszug in einer 200 m breiten, torferfüllten Lücke. Südlich davon liegt die höchste Erhebung des Oszuges, mit über 105 m mehr als 20 m die Umgebung überragend. Durch Jagen 162 und 163 nach Jagen 141 zieht sich der gewaltige, 700 m lange und über 200 m breite Rücken, in seinem breiten Kamme am Nordende am höchsten aufragend, nach Süden allmählich an Höhe verlierend. Das Material, das ihn zusammensetzt, scheint im Norden aus sandigem Kies, gegen das Südende aus Sand über Kies zu bestehen; auch hier haben sich Schichtstörungen, die auf Aufpressungen schließen ließen, nicht beobachten lassen. Eine flache, mit Torf gefüllte, als Osgraben zu deutende Niederung begleitet ihn an seiner Westseite. Nach einer Unterbrechung von etwa 200 m beginnt südöstlich von der Stätte des ehemaligen Chausseehauses an der Chaussee von Schönlanke nach Niekosken ein neuer Wallberg, der durch die Jagen 141, 142 und 126 hindurchziehend an mehreren Stellen über 100 m Meereshöhe erreicht und ganz aus steinigen Sanden aufgebaut zu sein scheint. Der Osgraben ist hier weniger deutlich ausgebildet, sehr gut aber bei dem 200 m südlich von diesem Wallberge beginnenden letzten kurzen Stücke des Åszuges, der bei dem Abbau zu Zaskerhütte aufhört und größtenteils aus Kies besteht. Dieses letzte Stück des Os ist nur 350 m lang und verhältnismäßig niedrig. Ob in dem verdünten Gelände südlich davon noch ein Stück des Os steckt, habe ich nicht ermitteln können. Jedenfalls ist der Os über die Rinne hinaus, in der der Zasker- und Logo-See liegt, nicht zu verfolgen. Die Gesamtlänge des Zaskerhütter Os beträgt etwa 4 km.

Der zweite, fast parallel mit dem ersten sich erstreckende Oszug, den ich als »Straduhner Os« bezeichne, beginnt im Jagen 189 mit einer einzelnen flachen Sandkuppe. 300 m südlich von ihr liegt das Nordende eines etwa 800 m langen Wallberges, der in seiner Nordhälfte flachere, in der Südhälfte steilere Flanken aufweist und in einem nach Westen geöffneten Bogen sich hinzieht. Er wird im Westen von einem Osgraben begleitet und besteht aus steinigen Sanden. 200 m südwestlich vom Südende dieses Wallberges beginnt eine 250 m breite, mehr als 15 m über die Umgebung sich erhebende, etwa 1 km lange, gewaltige Aufschüttung, deren Kern, soweit die Aufschlüsse ihn beobachten ließen, aus steinigem Kies besteht, der von einer anderthalb Meter mächtigen Sanddecke überschüttet ist. Eine flachere Sandkuppe, 200 m südlich vom Südende dieses Wallberges, führt zum südlichsten Stücke dieses Oszuges, das, seinerseits wieder etwa 200 m südlich von dieser Kuppe beginnend, in der Länge von etwa 700 m bis fast zur Straduhner Mühle sich hinzieht und hier gut aufgeschlossen ist. Der Aufschluß zeigte etwa 3 m horizontal geschichteten Sand mit schwacher Kreuzschichtung, der von gleichfalls horizontal geschichtetem Kies unterteuft wurde. Der Osgraben zieht sich östlich von diesem letzten Stücke hin und biegt in die vertorfte Niederung ein, in der der Straduhner Mühlenteich liegt. Der ganze Straduhner Os scheint wesentlich aus horizontalen Aufschüttungen zu bestehen; die Gesamtlänge beträgt etwas über 3 km.

Die beiden eben beschriebenen Oser, der Zaskerhütter und Straduhner, brechen plötzlich ab an einer Rinne, die, im Osten nördlich von Schönlanke am Kühnen-See beginnend, über den Zasker- und Logo-See und die Niederung des Straduhner Mühlenteiches nach Straduhn im ganzen etwa ostwestlich sich hinzieht und von hier aus nach Südwesten im Straduhner See sich fortsetzt, dessen Verlängerung nach Süden die vertorfte Niederung des Richlicher Mühlenfließes bildet, die sich bis zur Richlich-Mühle verfolgen läßt. Diese Rinne, die eine glaziale Schmelzwasserrinne ist und, wie ihr Relief beweist, ursprünglich subglazial ausgebildet wurde, fing die Wasser auf, durch deren Tätigkeit die

Oser in den Spalten des Inlandeises aufgeschüttet wurden und verhinderte so eine weitere Aufschüttung dieser Gebilde. Die Richtung der Oser steht auf der der Rinne fast senkrecht; doch ist es beachtenswert, daß gleich nach der Einmündung des Straduhner Osstromes in die Rinne diese nach Südwesten umbiegt.

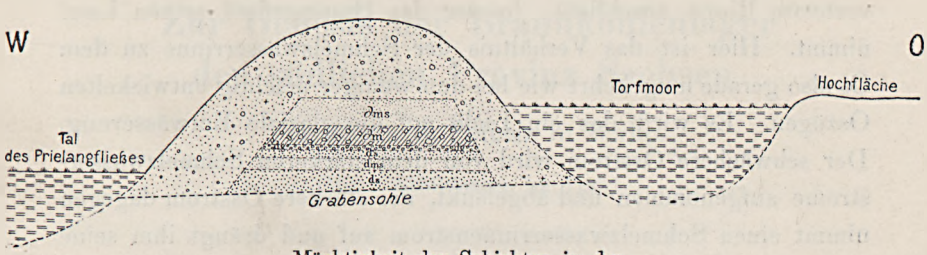
Der dritte von mir als »Theerofener Os« bezeichnete Zug von Wallbergen beginnt im Jagen 23 der Schlopper Forst und zieht sich von hier durch die Jagen 5, 6, 7, 178, 155, 156, 132, 118, 108 (hier einen Knick bildend), 109 nach Jagen 105 zum Tonnberg, teils aus Sand- und Kieskuppen, teils aus langgestreckten Wallbergen bestehend, fast ohne Unterbrechung, und westlich beinahe in seiner ganzen Erstreckung von einem Osgraben begleitet. Die größte absolute Höhe erreichen die Wallberge ganz im Norden mit über 110 m, die relative Höhe beträgt 10—15 m. Soweit die spärlichen Aufschlüsse es erkennen ließen, scheint auch hier lediglich horizontale Aufschüttung von Sand und Kies den Os aufgebaut zu haben. Südlich vom Tonnberge unterbricht eine 350 m breite Lücke den bis dahin fast geschlossenen Zug. Südlich von dieser Lücke besteht der Os mehr aus einzelnen länglich runden Kuppen, er zeigt nicht mehr die Anordnung in geschlossenem Zuge, wie nördlich vom Tonnberg. Der Zug der Kuppen zieht sich über den Kirchhof und die Richlich-Mühle durch die Kolonie Carolina nach der Südwestecke des Blattes hin. Von Jagen 108 ab, wo der Zug den oben erwähnten Knick macht, verläuft er parallel der Rinne des Straduhner Sees und des Richlicher Mühlenfließes; diese Rinne macht östlich von der Richlich-Mühle einen Knick und führt auf den Os zu, den sie bei der Richlich-Mühle erreicht. Nordwestlich von der Carolinaer Schule vermittelt ein breiter Wallberg bei der Mittelmühle (Bl. Kl.-Drensen) die Verbindung des Theerofener Oszuges mit dem westlichen der hier beschriebenen Oser. Es war also der Osstrom des Theerofener Oszuges ein Nebenstrom dieses westlichsten Osstromes; die Gesamtlänge des Theerofener Os beträgt etwa 9 km.

Den westlichsten Os bezeichne ich als den »Gornitzer Os«, nach dem Orte Gornitz in der Nordostecke von Bl. Gr.-Drensen,

bei dem dieser Os endigt. Der Gornitzer Os beginnt wenige hundert Meter südlich vom Forsthause Dolfusbruch am Westrande von Blatt Schönlanke mit horizontal aufgeschütteten sandigen Wallbergen, die sich von dort in seitlicher Richtung die ganze Kolonie Dolfusbruch (Bl. Kl.-Drensen) entlang ziehen, westlich von der Niederung des Prielangfließes, östlich von vertorften langgestreckten Becken als Osgräben begleitet. Südlich von der Schlopper Furt in der Kolonie Carolina ändert sich dort, wo östlich vom Forsthause Prielang ein Nebenos auftritt, die petrographische Ausbildung des Os. Waren es bis dahin lediglich sandige Aufschüttungen, aus denen die Wallberge bestanden, so zeigt sich hier Geschiebemergel an der Bildung des Os beteiligt. Doch scheint das auch hier nur zum Teil auf Aufpressungen zu beruhen. In dem einen freilich schon etwas verschütteten Aufschlusse im Hauptos ließ sich nämlich erkennen, daß der Geschiebemergel in einer horizontalen Bank vorhanden war, die regelrecht von Unterem Sande unterteuft wird und auf beiden Seiten durch eine Sandbeschüttung abgeschnitten wird. Der Os ist also hier als ein erodiertes Stück der Hochfläche entwickelt. Wir kommen gleich darauf zurück.

Als zusammenhängender Zug fast ohne Lücken zieht sich der Os dann weiter nach Süden, in schwachen Biegungen dem Prielanglaufe folgend, bis er an der Nordostecke des Blattes Gr.-Drensen auf dieses übertritt und nun seine Richtung ändernd noch $1^1/_2$ km nach Südwesten zieht, bis er nördlich von Gornitz endigt. Die Gesamtlänge des Os beträgt etwa 8 km. Nicht weit von seinem Südende zeigt er noch einmal in einem prächtigen Aufschlusse seinen inneren Bau, der ihn dort als ein herausgeschnittenes Stück der Hochfläche erweist. Hier hat ein Abzugsgraben, der ein östlich vom Os gelegenes Torfmoor entwässert, ihn quer durchschnitten. Das ausgezeichnet zu beobachtende ganz frische Profil zeigte folgendes: Unter einer Sandbeschüttung von etwa 4 m Mächtigkeit, die im großen ganzen horizontale Schichtung aufwies, zeigte sich eine horizontale feingeschichtete Mergelsandbank von 1,5 m Mächtigkeit. Diese wurde von einer horizontalen

Geschiebemergelbank unterteuft. Es folgte im Liegenden eine dünne, sandige Kiesbank, 2 dm stark, darunter eine nach dem Liegenden in Mergelsand übergehende Bank von feinem Sande; das Liegendste bildete horizontal geschichteter mittelkörniger Sand von 3 m beobachtbarer Mächtigkeit. Das nachstehende schematische Profil zeigt die Verhältnisse.



Mächtigkeit der Schichten in dm.

S 40
TS—S 15
SM 10
KGS 2
KS 5
KTS 6
KS 10 + 20

Das herausgeschnittene Hochflächenstück ist als solches deutlich erkennbar. Die Herausschneidung des Hochflächenstückes kann man sich in der Weise vorstellen, daß im letzten Abschnitte der Osbildung eine Erweiterung der die Osaufschüttung bedingenden Spalte stattgefunden hat und infolgedessen die Schmelzwasser unter der Höhenlage der Hochfläche erodierend wirken konnten. Ursprünglich ist in der Spalte nur das über dem Oberen Mergelsande (∂ms) aufgeschüttete Material als Os vorhanden gewesen. Ich will die eben beschriebene Art der Ausbildung eines Os als »Erosionsos« bezeichnen im Gegensatze zu den bisher bekannten Typen der Ausbildung als Aufschüttungs- und Aufpressungsos (Stauos Schmidt's).

Nun ist es bemerkenswert, daß die beiden zuletzt beschriebenen Oser, die bei ihrer Länge von 8 und 9 km sehr viel mächtiger entwickelt sind als der Zaskerhütter und Straduhner Os mit

nur 3 und 4 km Länge, und die ja beide bei der Carolinaer Mittelmühle sich vereinigen, durch die Schmelzwasserrinne nicht abgeschnitten werden wie jene, sondern im Gegenteil: die oben beschriebene Schmelzwasserrinne findet ihr Ende an der Richlich-Mühle, und bei Gornitz liegt in der Verlängerung des Osabschlusses der Mühlenteich, an den sich weiter die mächtig entwickelte, heute vertorfte Rinne anschließt, in der das Hammerfließ seinen Lauf nimmt. Hier ist das Verhältnis der Schmelzwasserrinne zu dem Os also gerade umgekehrt wie bei den weniger mächtig entwickelten Oszügen. Es wirft das ein Licht auf die glaziale Entwässerung. Der schwächere Osstrom wird von dem stärkeren Schmelzwasserstrome aufgenommen und abgelenkt, der stärkere Osstrom dagegen nimmt einen Schmelzwasserrinnenstrom auf und drängt ihm seine Richtung auf; auch zeigt es sich, daß ein starker Osstrom unter Umständen imstande ist, Stücke der Grundlage des bereits aufgeschütteten Os herauszuschneiden. Endlich zeigt sich in dem Übergange des Gornitzer Os in die Rinne des Hammerfließes, daß Schmelzwasserrinnen unter Umständen unmittelbar aus Osströmen sich entwickeln können.

Berlin, den 2. Februar 1908.

Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen.

Von Herrn **H. Potonié** in Berlin.

(Mit 9 Abbildungen im Text.)

Eine besonders bekannte Äußerung zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen ist diejenige von Prof. v. Fritsch, der in seiner Mitteilung »Über die Entstehung der Braunkohlen, besonders der Schwelkohlen«[1]), zu dem Schlusse kommt: die Braunkohle des Zeitz-Weißenfelser Reviers sei allochthon in dem Sinne, daß »die Pflanzen, deren Reste zusammengeschwemmt wurden«, jenes Material geliefert hätten, dem der Bergbau jetzt nachgehe, d. h. sowohl die dunkle eigentliche Braunkohle (Braunkohle im engeren Sinne) als auch den Pyropissit und die Übergänge zwischen beiden. Der genannte Autor hat sich die folgende Vorstellung gebildet: Die Flora, welche die Urmaterialien der Kohle geliefert hat, ist eine sehr harzreiche gewesen, und der Pyropissit besteht wesentlich aus harzigen Stoffen. Das »Harz mußte, wenn die Masse ins Wasser kam, sich nach und nach sondern von der eigentlichen Kohle. Es mußte das leichte Harz schwimmen und sich in besonderen Lagen absetzen, während die etwas schwerere vegetabilische Kohle[2]), die eigentliche Braunkohle,

[1]) v. Fritsch in der Schrift »Der IV. Allgemeine deutsche Bergmannstag in Halle a. S. vom 4. bis 7. September 1889. Festbericht und Verhandlung, herausgegeben von Taeglichsbeck.« Halle a. S. 1890. S. 70—78.

[2]) v. Fritsch spricht hier von »vegetabilischer Kohle« im Gegensatz zum Harz, d. h. zum Pyropissit, jedoch ist natürlich der Pyropissit auch vegetabilischer Herkunft.

ihre gesonderten Lagen bildete.« Als spezifische Gewichte der Braunkohle im eigentlichen Sinne gibt der Autor an 1,2 bis über 1,4, während beim Pyropissit dieses Gewicht gewöhnlich zu 0,9 und bei ganz reiner Substanz noch geringer angenommen wird.

Später hat sich Max Fiebelkorn[1]) zur Sache geäußert, der, wesentlich beeinflußt durch meine frühere Angabe von der Autochthonie der Braunkohlenablagerung des Senftenberger Reviers[2]), dafür plaidiert, daß auch die Braunkohle des Zeitz-Weißenfelser Reviers autochthon sei.

Endlich hat sich auf meine Veranlassung Herr Max Heinhold speziell mit der Frage nach der Entstehung des Pyropissits beschäftigt[3]). Er geht ebenfalls von der Annahme aus, daß es sich in dem genannten engeren Revier um autochthone Kohle handele, und auch der Pyropissit soll nach seinen Untersuchungen an Ort und Stelle entstanden, autochthon sein, also dort entstanden, wo das Pflanzenmaterial von vornherein oder später Verwesungsbedingungen ausgesetzt war, so daß sich die schwerer zersetzbaren harzigen Stoffe anreichern oder zurückbleiben konnten.

Ich selbst habe mich über den Gegenstand in einer Notiz geäußert[4]) bei Gelegenheit der Besprechung eines mir bekannt gewordenen rezenten Pyropissits, dem ich den Namen Denhardit gegeben habe. Dieses Mineral, der Denhardit, gefunden im Sultanate Vito (britisches Protektorat in Ostafrika) in den Ufern des Flusses Tana, dürfte aus herzugedrifteten wachsharzhaltigen oder wachsharzausscheidenden Pflanzenresten, die bis auf das schwer zersetzliche Wachsharzmaterial verwest sind, entstanden sein. Über die Braunkohle und den Pyropissit des Zeitz-Weißenfelser Reviers habe ich mich damals dahin geäußert, daß das nächst-

---

[1]) Fiebelkorn, Die Braunkohlenablagerung zwischen Weißenfels und Zeitz. Zeitschr. f. praktische Geologie, Berlin, September 1895, S 353.

[2]) Potonié, Über Autochthonie von Carbonkohlenflötzen und des Senftenberger Braunkohlenflötzes. Dieses Jahrb. für das Jahr 1895, Bd. 16, Berlin, 1896, S. 1—31.

[3]) Heinhold, Über die Entstehung des Pyropissits. Dieses Jahrb für das Jahr 1906, Bd. 27, Heft I, Berlin 1906, S 114—158.)

[4]) Potonié, Über rezenten Pyropissit. (Juli-Protokoll der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Berlin, Jahrgang 1905, S. 255—259.)

liegende sei, für diese Braunkohle autochthone Entstehung anzunehmen; ich fügte allerdings ausdrücklich hinzu: »Inwieweit nun daneben auch Allochthonie vorkommt, wäre an Ort und Stelle zu untersuchen.« (S. 257—258.)

Ich habe nunmehr endlich Gelegenheit gehabt, das Revier soweit zu bereisen, um wenigstens die bei unserer Frage prinzipiell wichtigen Daten zu gewinnen. Dabei hat sich ein wesentlich verschiedenes Resultat gegenüber den bisherigen Anschauungen ergeben.

Zunächst ist es notwendig, sich mit der Terminologie abzufinden.

I. Hinsichtlich der chemischen Beschaffenheit sind zu scheiden:

A. Braunkohle. So wollen wir nur denjenigen Kaustobiolith bezeichnen, der wesentlich aus Humussubstanzen hervorgegangen ist.

B. Pyropissit wollen wir, wie ursprünglich, nur das wesentlich aus harzigen, auch »wachsartigen« und ähnlichen Stoffen gebildete, sehr helle Material nennen. Die stark harz- oder wachsharz- oder wachshaltigen Produkte oder Harze selbst, sofern diese Materialien als Mineralien auftreten, hatte ich als Liptobiolithe zusammengefaßt[1]) und zwar mit Einschluß derjenigen von Landpflanzen, jedenfalls von höheren Pflanzen herstammenden Gesteine, bei denen es sich um einen bemerkenswert hohen »Fettgehalt« handelt, mit andern Worten es sollen alle diejenigen von höheren Pflanzen herstammenden Mineralien bezw. Gesteine zu den Liptobiolithen rechnen, deren Hauptcharakter durch den Gehalt an den genannten Stoffen bedingt wird[2]). Wenn nun auch in dem Pyropissit die Harze offenbar die hervorragendste Rolle spielen, so möchte ich es doch dahingestellt sein lassen, inwieweit auch die anderen der

[1]) Potonié, Die Entstehung der Steinkohle und verwandter Bildungen einschließlich des Petroleums. 4. Auflage, Berlin 1907, S. 41—42.

[2]) Vergl. diesbezüglich Potonié, S. 121—123, in dem Werk »Die rezenten Kaustobiolithe« Bd. 1: Die »Sapropelite«. Berlin (Kgl. Geolog. Landesanstalt.) 1908.

genannten Stoffe an unserem Mineral beteiligt sind; es ist deshalb zweckdienlich, hier einfach und kurz von liptobiolithischem Material zu sprechen.

C. Der aus Braunkohle und Pyropissit gemischte, oft noch ziemlich hell aussehende Kaustobiolith sei als pyropissitische Braunkohle bezeichnet.

Es ist für unseren Zweck gleichgültig, ob man die pyropissitische Braunkohle noch zu den Liptobiolithen oder bereits zur Braunkohle rechnen will; es genügt für uns zu wissen, daß zwischen Braunkohle und Pyropissit eine scharfe Grenze nicht zu ziehen ist, daß beide durch alle denkbaren Zwischenglieder verbunden sind.

II. Hinsichtlich der Genesis sind zu scheiden:

A. Autochthone Kaustobiolithe (Kohlen etc.), d. h. diejenigen Kohlen etc., die aus Vegetationen hervorgegangen sind, die dort lebten, wo wir heute die Kohle etc. finden.

B. Allochthone Kaustobiolithe (Kohlen etc.), und zwar sind diese wie folgt zu trennen:

a) Primär allochthone Kaustobiolithe, d. h. diejenigen Kohlen etc., deren pflanzliche Urmaterialien einen Transport erlitten haben und erst an ihrer Ablagerungsstelle zu Kohle etc. geworden sind. — Soweit diluviale oder rezente Humusbildungen (Torf und Moder) in Betracht kommen, entsprechen die primär allochthonen Kohlen dem, was ich in möglichster Anknüpfung an gebräuchliche Bezeichnungen Schwemmhumus (Schwemmtorf, Schwemmmoder) genannt habe[1]).

b) Sekundär allochthone Kaustobiolithe (Kohlen etc.), d. h. diejenigen Kohlen etc., die, ursprünglich zu II A oder II Ba gehörig, umgelagert worden sind, also Kohlen etc. an zweiter Lagerstätte. Es ist also darauf zu achten, daß es sich

[1]) Potonié, »Über rezente allochthone Humusbildungen« (Sitzungsberichte der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften. Berlin, 16. Januar 1908).

bei den primär allochthonen Kaustobiolithen um Material aus gedrifteten, lebenden oder im Absterben begriffenen oder erst abgestorbenen, frischen Pflanzen und Pflanzenteilen, bei den sekundär allochthonen Kaustobiolithen hingegen um bereits zu Kaustobiolith gewordenem Material, das umgelagert wurde, handelt. Es entspricht die sekundär allochthone Kohle unter den diluvialen oder rezenten Humusbildungen dem Schlämmhumus (Schlämmtorf und Schlämmmoder), der meist aufgearbeiteter (ausgeschlämmter) und meist unter Wasser wieder abgesetzter Humus ist, und dem Bröckeltorf, der durch die Anschwemmung von Torfbrocken und -fetzen entsteht, die, vom Wasser losgerissen, zu Lagern oder Nestern angehäuft wurden. Da aber diese Namen leicht Verwechslungen mit dem geben, was oben als Schwemmhumus bezeichnet wurde und die Namen Schlämm- und Schwemm-Humus überdies dem Sinne nach nicht immer zutreffend sind, wird es gut sein, in Konkordanz mit den Bezeichnungen für die älteren fossilen Humusbildungen und Kohlen überhaupt ebenfalls von primär allochthonem Humus (Schwemmhumus) und von sekundär allochthonem Humus (Schlämmhumus) zu reden.

III. Hinsichtlich der technischen Verwertung werden in unserem Revier geschieden:

A. Feuerkohle, wenn das Material zur Heizung benutzt wird.

B. Schweelkohle, wenn das Material verschweelt wird. Hierzu wurde ursprünglich nur der Pyropissit benutzt, der die große Schweelindustrie des Reviers veranlaßt hat. Jetzt aber, nachdem der Pyropissit fast ganz abgebaut ist, ist auch die pyropissitische Braunkohle »Schweelkohle«. Insbesondere aber wird derzeitig die sekundär allochthone Kohle als Schweelkohle benutzt, weil diese aus nachher

anzugebenden Gründen harzstoffhaltiger ist als die anderen Braunkohlensorten.

Ferner unterscheidet die Technik:

C. Knorpelkohle. Das ist die dichte Braunkohle, die sich in großen Stücken gewinnen läßt; sie ist diesbezüglich identisch mit der von den niederrheinischen Braunkohlenbergleuten Knabbenkohle genannten Braunkohle. Ihrer Genesis nach kann diese Kohle autochthon oder primär allochthon sein.

D. Klarkohle. Das ist eine beim Anhauen sofort in kleine Stücke und Pulver zerfallende Kohle; sie ist diesbezüglich identisch mit der von den niederrheinischen Braunkohlenbergleuten Rieselkohle genannten Braunkohle. Klarkohle heißt sie, weil sie bereits klar (fertig) zur Verschweelung etc. ist. Ihrer Genesis nach ist diese Kohle meist sekundär allochthon; sie kann aber auch autochthon und wohl auch primär allochthon sein, wenn die auf diesem Wege entstandenen Kohlen, die ursprünglich Knorpelkohlen-Beschaffenheit haben, nachträglich zahlreiche feine, durch den Gebirgsdruck veranlaßte Klüfte erhalten haben und infolgedessen beim Anhauen mit der Haue ebenfalls sofort in kleine und kleinste Partikel zerfallen.

Um nun ein Urteil über die Genesis unserer Braunkohle zu gewinnen, habe ich eine Begehung einer Anzahl von Gruben von Weißenfels über Gerstewitz, Luckenau nach Zeitz ausgeführt, habe dann die Strecke Zeitz über Meuselwitz bis Altenburg und vergleichshalber auch eine Grube nördlich von Halle besucht, nämlich die Grube Franz bei Gerlebogk in Anhalt. Es hat sich nun ergeben, daß sowohl in dem erstgenannten Revier südlich von Halle, als auch in dem Revier nördlich von Halle die Verhältnisse hinsichtlich der Genesis der Kohlen prinzipiell übereinstimmen. Zum Teil handelt es sich um offenbar autochthone Kohle. Zum großen Teil ist diese aber umgelagert worden und befindet sich an zweiter Lagerstätte, d. h. wir haben es dann mit sekundär allochthoner Kohle zu tun. In dem Revier von Weißen-

fels bis Altenburg ist autochthone Kohle besonders verbreitet im südöstlichen Teil, die sekundär allochthone Kohle im nordwestlichen Teil, dort, wo auch die Hauptfundstellen des Pyropissits waren: eine Tatsache, aus der sich die Vorstellung gewinnen ließe, daß hier der Transport im wesentlichen von Südost nach Nordwest stattgefunden hat; jedoch bedarf das noch näherer Untersuchung durch genauere Fixierung der Stellen, die einerseits autochthone, andererseits sekundär allochthone Kohle aufweisen: so scheint es, daß mehrere Gruben im Liegenden autochthone, im Hangenden allochthone Kohlenlager haben, und auch nebeneinander kommen beide Kohlenarten vor, wie z. B. im Tiefbau der Preußengrube südlich Meuselwitz, was darauf hinweist, daß das transportierende Wasser, wie im Revier westlich von Cöln, sein Bett, soweit es in Kohlenlagern verlief, nachträglich zum Teil wieder mit Kohle ausgefüllt hat.

Mit dem Mikroskop untersucht, zeigt sich, daß in den Kohlenbrocken z. T. zahlreiche, kleine, durchscheinende Harzkrümchen vorhanden sind. Die autochthone Kohle des Reviers ist aber schon makroskopisch charakterisiert durch oftmals zahlreich, regellos untermengte, kleinere und größere Harzstückchen, oder durch gleichmäßig oder gehäuft verteiltes Harzpulver, was im Widerspruch zu der Annahme steht, daß alle Kohlen des in Rede stehenden Reviers hinsichtlich der Humus- oder Harzbestandteile eine Separation erlitten haben.

Fritsch sagt (l. c. p. 73): »Wären unsere Braunkohlen an Ort und Stelle gewachsen, so würde jedenfalls eine innigste Vermengung der harzigen Teile mit den eigentlichen Kohlenteilen stattgefunden haben«. Und gerade das ist — cum grano salis in dem dargestellten Sinne — namentlich bei den Kohlen im südöstlichen Teile des Reviers, aber auch anderwärts der Fall. Diese in einer großen Anzahl Gruben noch vorhandene Kohle, die Harzkohle, hat dann durch Wasserangriff und Transport wegen des verschiedenen Gewichtes ihrer Hauptbestandteile eine Separation erfahren, indem einerseits eine sekundär allochthone Rieselkohle entstanden ist, andererseits eine pyropissitische Braunkohle, oder, wo ausschließlich Harzstoffe u. dergl. hingedriftet wurden, Pyro-

pissit. Dieser mußte natürlich an den ruhigsten Stellen zur Ablagerung gelangen, sei es, daß die den Pyropissit zusammensetzenden Teile am weitesten geführt worden sind, sei es, daß sie an den weniger oder kaum bewegten Uferstellen zur Ruhe gelangten. Bei einem solchen Transport eines stark humushaltigen Kaustobioliths müssen sich überdies die liptobiolithischen Beimengungen anreichern, weil — wie schon angedeutet — die Humusprodukte sich leichter zersetzen. Es würde sich daraus die Wertigkeit der sekundär allochthonen Braunkohle für die Verschweelung im Gegensatz zu der für diesen Zweck weniger wertvollen autochthonen und wohl auch primär allochthonen Kohle erklären.

Wann die Umlagerung an die zweite Lagerstätte stattgefunden hat, ist eine Frage, die auf stratigraphischem Wege zu lösen ist. Es sei aber betont, daß zum Teil — ob nur ganz vereinzelt, muß die weitere Untersuchung lehren — die Bildung von sekundär allochthoner Braunkohle noch zur Diluvialzeit stattgefunden hat, wie das Vorkommen von nordischem Material, insbesondere von Feuersteinen, inmitten und zwar bis zur Basis des Kohlenlagers in dem großen Tagebaue der Grube Emma bei Streckau beweist.

Ich hatte die Freude, Herrn Geheimen Bergrat Prof. Dr. F. Wahnschaffe von dieser Tatsache an Ort und Stelle überzeugen zu können. Die Kohle ist durch Eispressung stark aufgefaltet worden, was namentlich durch die ursprünglich horizontal eingelagert gewesenen kleinen, schmalen Kiesbänkchen mit Feuersteinen auffällig ersichtlich ist (Fig. 1 und 2).

Das Hangende zeigt sich stark durch die Gewässerd er Eiszeit angegriffen. Nach dem Abheben der mit großen nordischen Geschieben versehenen diluvialen Flötzdecke unter Wegnahme der in Vertiefungen im Hangenden des Flötzes vorhandenen Sand-, Grand- und Geschiebemassen zeigen sich nämlich durch Wasser bewirkte Auskolkungen, wie dies unsere Figuren 3 und 4 verdeutlichen, und selbst Strudellöcher mit mehr oder minder kreisförmigem Rande sind auf der Oberfläche des Flötzes vorhanden: Figur 5.

Es muß dahingestellt bleiben, ob dieser der Diluvialzeit an-



Figur 1.
Durch Druck ausgefalteter Flötzteil aus sekundär allochthoner Kohle. Die Falte ist aus der Sattelform der helleren, ursprünglich horizontal gelagert gewesenen diluvialen anorganisch-mineralischen Einlagerungen ersichtlich.
Grube Emma bei Streckau.



Figur 2.
Erklärung wie Figur 1.



Figur 3.
Auskolkungen im hangenden Teile des Flötzes der Grube Emma bei Streckau.



Figur 4.
Erklärung wie Figur 3. — Die in der Kohle vorhandenen Schnüre bestehen aus diluvialem Material.



Figur 5.
Im Zentrum der Photographie, links oben von der mitaufgenommenen Person: Längsschnitt durch ein Strudelloch (Gletschertopf), erfüllt mit diluvialem Material. Grube Emma bei Streckau.



Figur 6.
Autochthone Braunkohle des Tagebaues bei Fichtenhainichen (zwischen Meuselwitz und Altenburg). Das durch die Haue gelöste Material ist grob- und großstückig.



Figur 7.

Autochthone Braunkohle eines Tagebaues bei Groß-Räschen in der Niederlausitz (Senftenberger Revier). Zu beachten ist die Homogenität der Kohle im Stoß und die Großstückigkeit des durch die Haue gelösten Materiales.

gehörige Braunkohlenflötzteil aus sekundär allochthoner Kohle, umgearbeitet aus oligocäner Braunkohle, etwa seine dritte Lagerstätte gefunden hat. In Fortsetzung des oben ausgesprochenen Gedankens von der eventuellen ursprünglichen Transportrichtung vom Südosten nach Nordwesten hätten wir es dann hier vielleicht mit einem im wesentlichen nordsüdlichen Transport zu tun.

Die autochthone und gewiß auch die primär allochthone Kohle ist eine im ganzen homogen struierte, feste Kohle. Wenn sie von besonders feinen, zahlreichen Klüften durchsetzt wird, — die übrigens gelegentlich, wie ich das in dem Tiefbau Preußen bei Meuselwitz sah, mit anorganischer Mineralsubstanz, in dem beobachteten Fall mit Kalkspat, erfüllt sein können, — kann sie, wie wir sahen, Rieselkohle sein; aber die sich sofort von einander trennenden einzelnen Stücke sind natürlich anstehend, d. h. im Stoß gesehen, wie das sauberste und exakteste Mosaik aneinandergefügt, nur durch haarfeine Linien voneinander geschieden, dadurch ohne weiteres darauf hinweisend, daß es sich ursprünglich, vor der Zerklüftung, um eine typische Knabbenkohle gehandelt hat.

Unsere Figur 6 veranschaulicht solche Kohle, die immerhin, da hier die Klüfte nicht gar zu eng aufeinander folgen, noch in ziemlich großen Stücken nach dem Anhauen herabfällt, ebenso wie die autochthone Kohle des miocänen Senftenberger Reviers, die die Autochthonie noch klarer zum Ausdruck bringt, da hier die feine Zerklüftung fehlt, Fig. 7.

Gänzlich verschieden davon ist im Anstehenden die sekundär allochthone Braunkohle, wovon unsere Fig. 8 — aufgenommen in der genannten Grube Emma — eine Anschauung bietet. Hier sind die einzelnen Stücke bis zu Pulverform weit lockerer gefügt, und die größeren liegen in eine Krümel- und Staubkohle eingelagert. Beim Anhauen lösen sich die einzelnen Kohlenpartikel sofort von einander und bilden daher mehr krümelige bis staubförmige Schuttkegel, wie das unsere eben erwähnte Figur zeigt. Nur selten findet man freilich in solcher sekundär allochthonen Kohle Stücke von Geröllform, meist dann festere Bestandteile, wie Holz, und zwar sind Geröllstücke deshalb nur gelegentlich zu

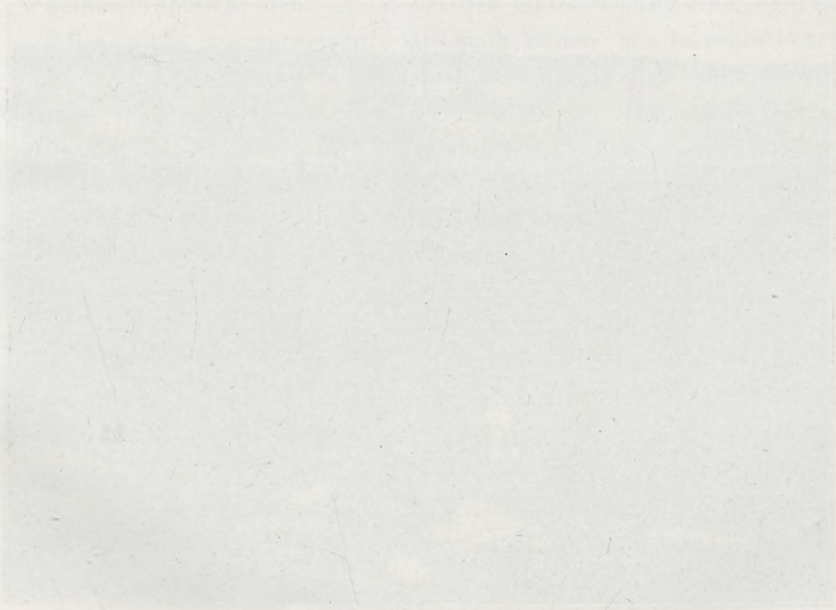
finden, weil die Kohle beim Transport durch auch nur geringe mechanische Angriffe leicht in kleinere Stücke zerfällt, die dann natürlich immer wieder scharfkantig sind. Darauf weist ja schon das stete Vorkommen auch von Staub- und Krümelkohle in solchen gedrifteten Braunkohlenlagern hin.

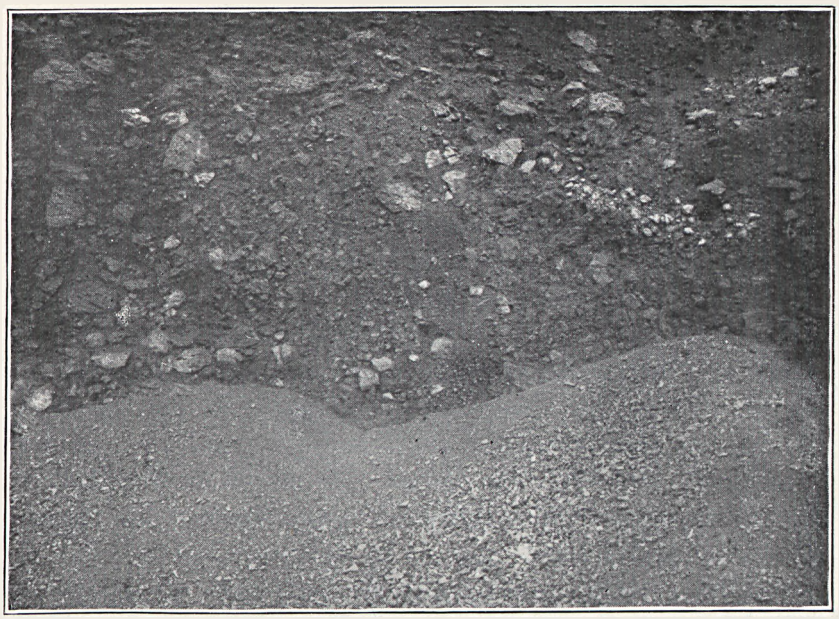
Je länger die Kohle einem Transport ausgesetzt war, bezw. je stärker die mechanischen Insulte waren, die sie dabei erlitten hat, um so stärker ist sie natürlich dabei zerkleinert worden. So finden wir denn in einzelnen Gruben eine sehr feine, fast durchgängig von vornherein mehr krümelige und staubige Kohle, wie z. B. in der Grube von Voß bei Deuben. Freilich kann man nicht unbedingt aus dem Vorhandensein solcher stärker zerkleinerten Kohle auf einen weiteren Transport schließen. Es kann sich vielmehr gelegentlich auch einfach um eine nahe bei einander erfolgte Separation des feineren Materials von dem gröberen handeln, und deutet das dann natürlich nicht immer auf einen entfernteren Transport hin, sondern nur auf ruhigere Verhältnisse oder ruhigere Stellen etwa am Rande des bewegenden Wassers.

Wie es sekundär allochthone Braunkohle gibt mit anorganisch mineralischen Bestandteilen, wie den Feuersteinen usw. in der Grube Emma, und dementsprechend auch der gedriftete Pyropissit und die pyropissitische Braunkohle (vergl. Erklärung von Fig. 9) Feinsand und dergleichen Beimengung haben können, so sind naturgemäß bei der ganzen Genesis dieser Kohle auch umgekehrt Fälle vorhanden, wo die Driftung von anorganischem Gestein überwogen hat. Einen solchen Fall habe ich seinerzeit aus dem niederrheinischen Braunkohlenrevier westlich der Ville bekannt gemacht, wo sich in sekundär allochthoner Kohle Tonflötze eingelagert finden, mit einzelnen gleichmäßig in dem Tonflötz verteilten Kohlenbrocken[1]). Dementsprechend finden sich denn auch in den Zwischenmitteln der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen und von Anhalt gelegentlich einzelne Braunkohlenstückchen. Der Ton im Liegenden der sekundär allochthonen Kohle des Tagebaues der Grube Emma z. B. enthält solche Braunkohlenbrocken.

[1]) Vergl. diesbezüglich Potonié, Fig. 20 auf S. 32 der 4. Auflage des Heftes »Die Entstehung der Steinkohle.«







Figur 8.
Sekundär allochthone Braunkohle, im Stoß gesehen.
Unten das pulver- bis krümelförmig erscheinende gelöste Material.
Grube Emma bei Streckau.



Figur 9.
Profil des sekundär allochthonen Braunkohlenlagers des Tagebaues der Grube Franz bei Gerlebogk (Anhalt)

B = Braunkohlenlager; vorn bei r abgestürztes Kohlenmaterial mit dem für Rieselkohle charakteristischen gleichmäßigen, feineren Korn. D = Flötzdecke, und zwar an der photographierten Stelle aus Geschiebelehm bestehend, sonst vorwiegend tertiären Alters; darüber Löß mit Schwarzerde (Se). S = Sohle mit einigen aus dem Deckgebirge stammenden Knollensteinen. P = stark pyropissitische Schmitzen, unter denen Ps sandig ist. Im hangenden Teil des ganzen Lagers, H, drei deutliche und mehrere weniger deutliche, schwächere, mit Geschiebelehm erfüllte Trockenrisse.

Es ist begreiflich, daß es gerade die sekundär allochthone Braunkohle ist, die Trockenrisse aufweist, denn die autochthonen Kohlen sind in ihrer Entstehung mit unseren Mooren zu vergleichen, die unter steter Wasserbedeckung entstanden sind, und wenn auch hier einmal eine Trockenperiode eintritt, so sinken die gebildeten Humusmassen vermöge ihres sehr großen Wassergehaltes einfach in sich zusammen, und es bedarf schon einer sehr starken Entwässerung, um dann nach dem Zusammensinken noch Trockenrisse zu erzeugen. Anders ist es dagegen bei umgelagertem Humus, der, besonders bei Hochwasser transportiert, dadurch leicht auf Gebiete gelangt, die leichter einen geringeren Wasserstand aufweisen. So kenne ich denn Trockenrisse bis jetzt nur in Lagern aus sekundärer allochthoner Kohle, wie das unsere Fig. 9 zur Anschauung bringt.

Es ist noch darauf hinzuweisen, daß gewisse Merkmale, die sonst für Autochthonie sprechen, auch in allochthonen Kohlen vorkommen können; denn es ist bei der Untersuchung eines Spezialfalles nicht zu vergessen, daß auch Böden aus transportiertem Material, gleichgültig ob es kaustobiolithischer oder anorganisch-mineralischer Natur ist, in Ruhezeiten eine autochthone Vegetation — Bäume, Röhrichte und dergl. — tragen können, und daß diese von allochthonem Kaustobiolith nachträglich wieder überdeckt werden können. In allen Fällen sprechen also autochthone Waldreste in Form aufrechter Baumstümpfe und Röhrichtböden nicht für die Autochthonie des diese einbettenden Kaustobioliths. So sind Röhrichtböden mit parallel und senkrecht zur Schichtung hinabgehenden Wurzeln in unserem Revier und auch in der Grube Franz bei Gerlebogk nichts Seltenes und zwar sowohl in der autochthonen als auch in der nachträglich umgelagerten Kohle, bezw. in den pyropissitischen Kohlen und im Pyropissit. Z. B. war auch das schwache Pyropissitlager im Hangenden des Flötzes der Grube Emma ein Röhrichtboden. Die Röhrichtwurzeln sind im Pyropissit und in den pyropissitischen Kohlen, überhaupt in hellen Gesteinen, naturgemäß durch das Hervortreten der dunkleren hinabsteigenden Wurzeln sofort zu bemerken, müssen aber in der Braunkohle bei ihrer dunklen Färbung eigens mit Aufmerksamkeit

gesucht werden. Da für die Ablagerung von Pyropissit ruhigeres Wasser vonnöten ist, wird freilich die Besetzung mit einer Vegetation hier leichter und schneller vonstatten gegangen sein.

Mehr oder minder pyropissitische Lager und Schmitzen können auch in autochthoner Kohle auftreten, denn wenn die liptobiolithisches Material führenden autochthonen Braunkohlenlager während ihrer Entstehung trockener gelegene Partieen aufwiesen, so mußte die Verwesung Platz greifen, und es konnte dann bei entsprechender Zusammensetzung der Flora ein an Liptobiolith reicheres Material zurückbleiben. Die von Heinhold l. c. versuchte Rekonstruktion des früheren Vorkommens von Liptobiolith scheint darauf hinzuweisen; jedoch beziehen sich seine Fälle, soweit das jetzt noch zu übersehen ist, wesentlich auf die von ihm nicht unterschiedene sekundär allochthone Braunkohle, so daß man hier eher an eine Ablagerung des leichteren Pyopissits an den ruhigeren Randstellen des fließenden Wassers zu denken hat

Berlin, den 3. August 1908.

Zur Kritik des Interglazialbegriffes.

Von Herrn **L. Siegert** in Berlin.

Mit 10 Figuren.

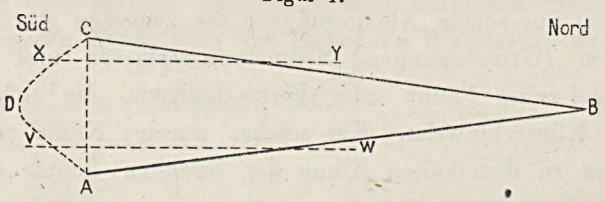
Der Begriff Interglazial hat im Laufe der Zeit immer mehr an Umfang eingebüßt. Heute bezeichnet man wohl allgemein als interglazial nur solche Ablagerungen, die zwischen glazialen Ablagerungen (Grundmoränen, Schmelzwasserkiesen und -sanden) liegen und eine Fauna oder Flora besitzen, die auf ein gemäßigtes Klima hinweist. Ein solches warmes Klima (warm im Gegensatz zu dem kalten Klima der Eiszeiten) konnte in Norddeutschland nur dann herrschen, wenn es im wesentlichen eisfrei war. Unter Interglazialzeit verstehen wir daher einen Zeitraum zwischen zwei Eiszeiten, in welchem sich das Inlandeis bis auf seinen Herd zurückgezogen hatte, so daß in Deutschland ein warmes Klima herrschte und eine diesem entsprechende Flora und Fauna auftrat.

Danach wird also das Wesen der Interglazialzeit durch zwei Tatsachen bestimmt, die in ursächlichem Zusammenhang stehen: das Eis ist zurückgewichen, es herrscht ein warmes Klima. Beobachten lassen sich diese beiden Tatsachen allerdings nur in den vereinzelten günstigen Fällen, in welchen man feststellen kann, daß in einer zwischen zwei Grundmoränen eingeschalteten Ablagerung eine wärmeliebende Fauna oder Flora auftritt. Von den vielfachen Unsicherheiten, die hierbei noch herrschen, von unseren geringen Kenntnissen über die Anpassungsfähigkeit der einzelnen Arten usw. sei dabei zunächst völlig abgesehen. Nun ist aber die

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

warme Interglazialzeit, wie ja ganz selbstverständlich ist, nicht schroff von der kalten Eiszeit abgesetzt. Von dem Moment an, wo das Eis von einer bestimmten Stelle dauernd zurückweicht, beginnt das Klima dieses Punktes sich zu verbessern. In Wirklichkeit sind beide Vorgänge nicht gleichsinnig kontinuierlich, sondern oscillatorisch. Doch soll der Einfachheit halber hiervon zunächst abgesehen werden. Mit dem Rückzuge des Eises steigt die Temperatur in dem früher vom Eise bedeckten Gebiete, bis sie ihren Höhepunkt mit der nördlichsten Lage des Eisrandes erreicht und sinkt ganz entsprechend wieder bei dem erneuten Vorrücken des Eises. Stellen wir diese doppelte Bewegung des Eises durch die Linie A B C (Fig. 1) dar, wo A den südlichsten Rand des Inlandeises während der ersten Eiszeit andeutet, B den nördlichsten

Figur 1.

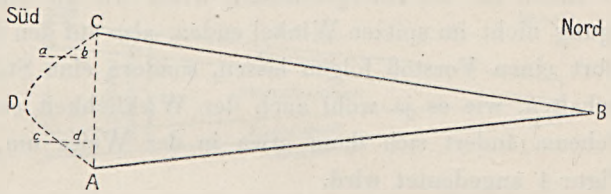


Punkt während der Interglazialzeit und C die südlichste Eisrandlage der zweiten Eiszeit, so entspricht dieser Kurve für eine bestimmte, hier durch die Senkrechte A C dargestellte Gegend, eine bestimmte Temperaturkurve A D C, deren tiefste Punkte, mit Eiszeittemperatur, bei A und C liegen, während D die höchste Temperatur anzeigt. Die Horizontalen X—Y und V—W geben die jeweilige Temperatur der Gegend A C bei bestimmten Eisrandlagen an. Dieser Temperaturkurve ganz entsprechend verläuft auch die Entwicklung der Flora und Fauna. Sie beginnt mit kälteliebenden Formen, nach und nach treten solche auf, die mehr Wärme beanspruchen, und nachdem ein gewisser Höhepunkt erreicht ist, vollzieht sich der umgekehrte Vorgang. Unsere Temperaturkurve ist also zugleich eine Kurve der Floren- und Faunenentwicklung.

Nach der eingangs gegebenen Definition des Interglazial-

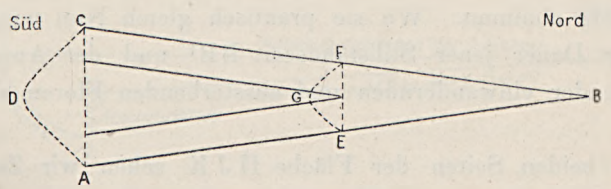
begriffes würde nun nur der mittelste Teil unserer Kurve in die Interglazialzeit fallen. Die Breite dieses in Figur 2 durch die Horizontalen a—b, c—d begrenzten Abschnittes richtet sich danach, welche Wärmegrade man für ein gemäßigtes Klima beansprucht. Die über und unter diesem Abschnitt liegenden Teile der Temperaturkurve gehören der Temperatur nach bereits zur Eiszeit. Aber selbst wenn man sich über die Temperaturgrenzen und die ihnen

Figur 2.



entsprechenden Floren und Faunen vollständig einig wäre, würde diese Abgrenzung praktisch nicht so scharf möglich sein, wie sie hier durch die Linien a—b, c—d angedeutet wird. Infolge der größeren oder geringeren Anpassungs- und Widerstandsfähigkeit der einzelnen Formen gegenüber den Klimaschwankungen würden sich in Wirklichkeit statt der Grenzlinien breite Grenzzonen ergeben.

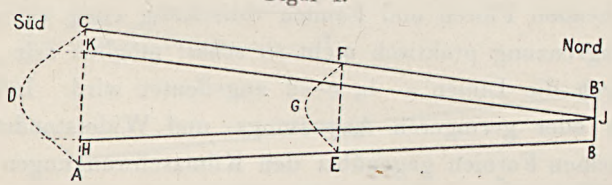
Figur 3.



Untersuchen wir jetzt die Temperaturkurve eines weiter nördlich gelegenen Gebietes, etwa der Gegend EF in der Mitte zwischen dem Randgebiete AC und dem Gletscherherd B. Wie Figur 3 zeigt, ist die Kurve EGF der Kurve ADC ähnlich. Die Anfangstemperaturen sind die gleichen wie bei AC. Da aber zur Entwicklung der Kurve nur die halbe Zeit zur Verfügung steht, so kann auch die Maximaltemperatur G nur die halbe Höhe

der ersten Kurve erreichen. Hätten wir nun gerade diese Temperatur als Grenzwert der Interglazialtemperatur angenommen, so würde EF gerade die Grenze der Gegenden sein, in welchen überhaupt ein (warmes) Interglazialklima auftreten kann. Nördlich hiervon herrscht immer Eiszeitklima, ganz einerlei, wie sich das Eis bewegt. Der Einfluß der geographischen Breite, durch welchen die Verhältnisse noch viel komplizierter werden, ist hier der Einfachheit halber unberücksichtigt geblieben. Etwas vergrößert wird der Raum für die Interglazialzeit, wenn wir die Kurve der Eisbewegung nicht im spitzen Winkel enden, also auf den Rückzug nicht sofort einen Vorstoß folgen lassen, sondern eine Stillstandszeit einschalten, wie es ja wohl auch der Wirklichkeit entspricht. Unser Schema ändert sich dann etwa in der Weise um, wie es durch Figur 4 angedeutet wird.

Figur 4.



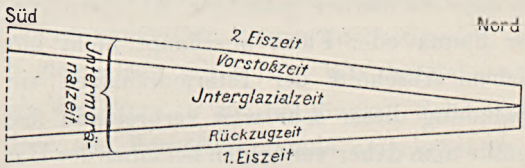
Aber auch hier sehen wir, daß die Interglazialzeit im Randgebiet am längsten dauert und nach dem Gletscherherde hin regelmäßig abnimmt. Wo sie praktisch gleich Null wird, hängt von der Dauer jener Stillstandszeit BB^1 und der Anpassungsfähigkeit der einwandernden und aussterbenden Floren und Faunen ab.

Zu beiden Seiten der Fläche HJK sehen wir Zeiträume, welche dadurch charakterisiert sind, daß in ihnen kaltes Klima, aber keine Eisbedeckung in den einzelnen Gebieten herrscht. Wir wollen sie zum Unterschied von der wärmeren Interglazialzeit als Rückzugs- und Vorstoßzeiten bezeichnen. Zu beiden Seiten außerhalb unseres Schemas liegen dann die Eiszeiten, charakterisiert durch kaltes Klima und Eisbedeckung einer Gegend, wie dies Figur 5 zeigt. Den gesamten Zeitraum zwischen zwei Eiszeiten aber wollen wir, im Gegensatz zu der nur die warme Pe-

riode umfassenden Interglazialzeit, vorläufig als Intermoränalzeit bezeichnen.

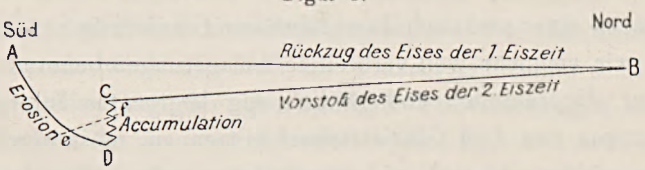
Von den verschiedenen geologischen Prozessen, die sich in einer Gegend zwischen zwei Eiszeiten, also während der ganzen eisfreien Zeit abspielen, lassen sich wohl Erosion und Akkumulation der Flüsse am einfachsten und vor allem am vollständigsten verfolgen. Mit dem Rückzug des Eises aus seinem südlichsten

Figur 5.



Randgebiete dringen die Flußwasser von Süden her nach und erodieren sich ihre Täler. Zu einem gewissen Zeitpunkt kehrt sich dann der Vorgang um und Akkumulation tritt ein. Diese hält an, bis sich das zweite Eis auf die Schotterterrassen legt. Schematisch lassen sich diese Vorgänge durch die folgende Figur 6 veranschaulichen, in welcher die Linie A B wiederum wie in den vorigen Figuren den Rückzug des Eises der ersten Eiszeit und B C

Figur 6.



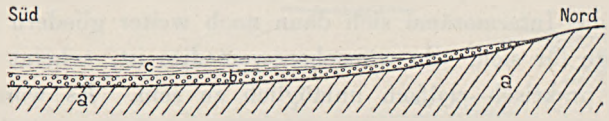
den neuen Vorstoß in der zweiten Eiszeit darstellt. Die Kurve A D C dagegen bezeichnet die gesamten fluviatilen Prozesse, die sich in der Gegend A C abspielen und zwar A D die Erosion, D C die Akkumulation. Von der Kurve A D C fällt der Anfang A e in die Rückzugszeit, das Ende f—C in die Vorstoßzeit. Nur der Abschnitt e D f gehört der Interglazialzeit an. Die Lage der Linie e f können wir nie bestimmen. Selbst wenn wir in der Schotteraufschüttung von D C eine kontinuierliche Folge von wärme- und

kälteliebenden Faunen hätten, so könnten wir doch den in die Interglazialzeit fallenden Teil der Erosion nicht feststellen. Nun ist aber bis jetzt eine derartige vollständige Faunen- oder Florenfolge, vielleicht von marinem Diluvium abgesehen, noch nirgends aufgefunden worden. Es wird doch augenblicklich überall noch als ein sehr glücklicher Fund angesehen, wenn in Intermoränalablagerungen überhaupt Fossilreste, und besonders wenn solche, die für warmes Klima sprechen, nachgewiesen werden. Für zahlreiche, wenn nicht die allermeisten hierher gehörigen Ablagerungen aber ist es mangels einer Fauna oder Flora überhaupt nicht möglich zu erkennen, welchem Abschnitt der Intermoränalzeit sie angehören. Auf die Verwendung dieser sehr weit verbreiteten fossilfreien Ablagerungen müßte man daher verzichten bei einer der Hauptaufgaben, vor welcher jetzt unsere Diluvialgeologie steht, eine allgemein gültige Gliederung des norddeutschen Diluviums zu schaffen und durch das ganze Gebiet kartographisch zu verfolgen. Bei den allermeisten fossilführenden lokalen Ablagerungen aber wird sich immer und immer wieder die äußerst selten mit absoluter Sicherheit beantwortbare Frage erheben, ob es sich um interstadiale oder interglaziale Ablagerungen handelt. Mit den sicheren Interglazialablagerungen allein aber werden wir, eben ihres sporadischen Auftretens wegen, jene Aufgabe nie lösen können.

Um zu einer praktisch durchführbaren Gliederung zu gelangen, müssen wir vielmehr weit verbreitete Ablagerungen benutzen. Anstatt nur die räumlich und zeitlich eng begrenzten Interglazialablagerungen von dem Glazial scharf zu trennen, müssen wir vielmehr versuchen, die weit verbreiteten Intermoränalablagerungen in ihrer Gesamtheit von den Glazialablagerungen abzuscheiden. Die jetzt übliche Stratigraphie zieht eine Hauptgrenze zwischen den Interglazialablagerungen einerseits und den Ablagerungen vor dem Eise nebst den Glazialablagerungen andererseits. Dies ist nicht zweckmäßig, wie wir gesehen haben. Es ist praktischer, die Hauptgrenze so zu verschieben, daß auf der einen Seite die gesamten Intermoränalbildungen, also Interglazialablagerungen nebst Ablagerungen der Vorstoß- und Rückzugszeit stehen, auf der

anderen ausschließlich die Glazialablagerungen. Wir folgen dabei nur der Gepflogenheit, die sonst in der Stratigraphie allgemein üblich ist, wie uns ein Blick auf ein beliebiges Transgressionsprofil zeigt. In Figur 7 transgredieren die Schichten b und c über a. In der Zeit, in welcher sich die nördlichsten Partieen von b ablagerten, begann sich bereits auf ihren früher entstandenen Teilen die Schicht c abzusetzen. Zu einer bestimmten Zeit, die wir auch hier etwa durch eine Horizontale ausdrücken können, entstehen also gleichzeitig die beiden Facies b und c. Es ist nun aber meist unmöglich, genau zu bestimmen, welcher Teil der Schicht b gleichaltrig mit c ist. Wir bezeichnen daher ganz allgemein b als die ältere, c als die jüngere Schicht, obwohl für einzelne Partieen das Verhältnis gerade umgekehrt ist. Während die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, daß sich b und c über-

Figur 7.



haupt nicht scharf trennen lassen, ist die Transgressionsgrenze meist leicht zu erkennen. Wegen ihrer Wichtigkeit stellen wir auch in erster Linie die transgredierenden Schichten in ihrer Gesamtheit den älteren Schichten gegenüber. Die Hauptgrenze in diesem Profile wird also stets die Transgressionslinie sein. Daß eine Parallelisierung der gleichzeitigen Faciesbildungen an sich selbstverständlich ein erstrebenswertes Ziel ist, und sich in einzelnen besonders günstigen Fällen auch durchführen läßt, ändert nichts an der prinzipiellen Auffassung.

Ganz gleiche Verhältnisse treffen wir aber auch in der Diluvialzeit an. Hier findet eine fortwährende Umkehr von Transgressionsvorgängen statt. Bei der Invasion des Eises transgredieren die Glazialablagerungen, beim Rückzuge des Eises transgredieren die Intermoränalablagerungen. Das Profil Figur 7 kann man sofort als Diluvialprofil deuten: a ist die Grundmoräne des sich zurückziehenden Eises, b und c sind die transgredierenden Inter-

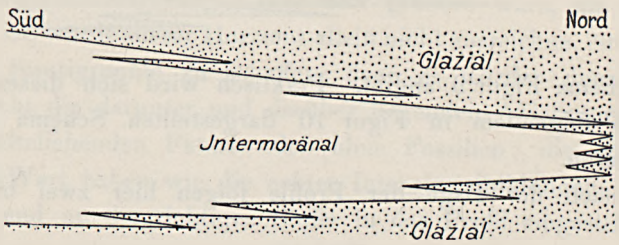
moränalbildungen und zwar b die Ablagerungen der Rückzugszeit, c die der Interglazialzeit. Auch hier stellt eine Horizontale eine bestimmte Zeit dar, und wir sehen, daß zu gleicher Zeit im Süden Interglazialbildungen, in der Mitte Ablagerungen der Rückzugszeit und im Norden Glazialablagerungen entstehen. Nach Analogie mit dem sonst üblichen Gebrauch dürfte es sich aber vorläufig auch hier empfehlen, diese Ablagerungen nicht als gleichzeitig aufzufassen, also nach wahren Zeiten zu gliedern, sondern drei verschiedenaltrige Ablagerungen zu unterscheiden und die Glazialablagerungen, Ablagerungen der Rückzugszeit und Interglazialablagerungen als ältere, mittlere und jüngste Ablagerungen zu zählen. Die Hauptgrenze würde dann auch hier die Transgressionsgrenze sein, weshalb wir in erster Linie die transgredierenden Ablagerungen in ihrer Gesamtheit, das sind die Intermoränalablagerungen, von den älteren überschrittenen, den Glazialbildungen, zu unterscheiden haben.

Ob das Intermoränal sich dann noch weiter gliedern läßt, ist eine Frage für sich. So wünschenswert dies ist, scheint es doch vorläufig praktisch vielfach unmöglich zu sein. Es wäre daher das Diluvium zunächst nur in die sich mehrfach wiederholenden zwei Haupthorizonte, in das Glazial und das Intermoränal zu gliedern, die durchgehend als verschiedenaltrig aufgefaßt würden. Man könnte diesem Vorschlag wohl den Vorwurf machen, daß er einen Rückschritt bedeute gegenüber der namentlich im Randgebiete bereits mehrfach mit verschiedenem Glück versuchten weit eingehenderen Gliederung unter besonderer Berücksichtigung der gleichzeitigen Faciesbildung. Doch scheinen uns diese Gliederungen gerade deshalb, weil dabei viel zu feine und nur in besonders glücklichen Fällen anwendbare Kriterien benutzt werden, vorläufig wenigstens noch nicht auf ganz Norddeutschland ausgedehnt werden zu können. Hier ist zunächst eine, wenn auch nur großzügige, aber doch in absehbarer Zeit wirklich erreichbare und durch das ganze Vereisungsgebiet durchführbare Gliederung von Nöten. Von dieser kann dann überall die Detailgliederung ausgehen, deren in weiter Ferne liegendes Ziel die Parallelisierung der gleichzeitigen aber

faziell verschiedenen Ablagerungen des Diluviums sein wird. Damit führen wir auch im Diluvium eine rein stratigraphische Gliederung ein im Gegensatz zu der nach wahren Zeiten.

Für die hier neu vorgeschlagene, theoretisch sehr einfache Gliederung erwachsen nun aber bei der praktischen Anwendung einige Schwierigkeiten, die schon längst erkannt sind und eben zu jener eingangs erwähnten Schärfung des Interglazialbegriffes geführt haben. Die Transgression sowohl des Intermoränals wie des Glazials ist nicht, wie wir bisher der Einfachheit halber annahmen, eine kontinuierliche, sondern eine oszillatorische. Die Transgressionsgrenze nimmt also für den Rückzug wie für die Invasion etwa den in Figur 8 schematisch dargestellten Verlauf.

Figur 8.

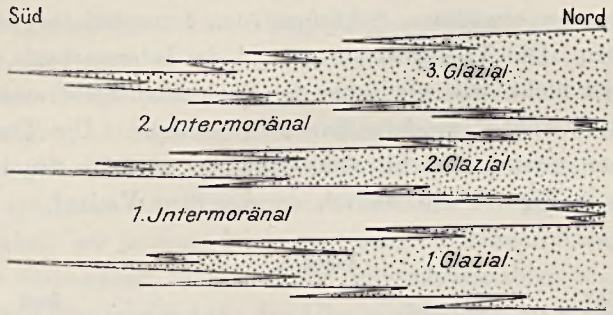


Es kann daher geschehen, daß wir je nach der Lage der einzelnen Profile, die wir im Felde oder gelegentlich von Tiefbohrungen beobachten, zwei oder mehr Intermoränale getrennt durch glaziale Ablagerungen übereinander finden können. Dies würde an und für sich keine Schwierigkeiten bieten, wenn wir nicht nach allen Erfahrungen annehmen müßten, daß in Norddeutschland drei verschiedenaltrige Glazial- und zwei Interglazialablagerungen, also auch zwei Intermoränale existieren. Die von uns als Hauptgrenze angenommene Transgressionslinie verläuft also durch die ganze Diluvialzeit hindurch etwa in der Weise wie Figur 9 zeigt.

Daß wir in Wirklichkeit nie so viele Intermoränale übereinander beobachten, wie dieses Schema angibt, liegt nur daran, daß in der Intermoränalzeit sich ausschließlich terrestere Prozesse abspielen, die nur zum Teil Ablagerungen erzeugen, zum Teil aber

ausschließlich zerstörend wirken, wie Erosion und Denudation, auf deren Tätigkeit nur Diskordanzen hinweisen. Würden sich diese Transgressionen in einem stark sedimentierenden Meere abgespielt haben, so würde wohl tatsächlich ein Profil entstanden sein, wie es

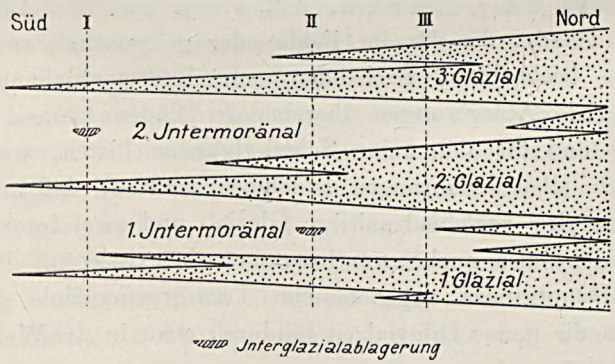
Figur 9.



unser Schema Figur 9 angibt. Praktisch wird sich dieses Profil daher zu folgendem in Figur 10 dargestellten Schema vereinfachen lassen.

Je nach der Lage der Profile folgen hier zwei bis drei

Figur 10.



Intermoränalablagerungen übereinander, die in ihrem stratigraphischen Wert völlig verschieden sind, ohne daß dies jedoch ohne weiteres zu erkennen ist. Aus diesen Schwierigkeiten können uns aber auch keine echten Interglazialablagerungen helfen,

denn diese treten viel zu selten auf. Nehmen wir selbst eine reichliche Anzahl von echten Interglazialablagerungen an, so dürften diese in einem Nord-Südprofil durch unser ganzes Diluvium sich etwa so verteilen, wie oben in Figur 10 angegeben ist. In Profil III können wir also überhaupt keine Interglazialablagerungen unterscheiden. In Profil II haben wir ein Interglazial, Grundmoräne darunter und Grundmoräne darüber. In Profil I treffen wir genau auf dieselben Verhältnisse, da die Mächtigkeit der Grundmoräne im allgemeinen keine Rolle spielt. Dennoch ist hier das Interglazial jünger als in vorigem Profil. Die Interglazialablagerungen lassen uns also wegen ihrer Seltenheit völlig im Stich. Mit ihnen allein werden wir wohl kaum zu einer durchgreifenden Stratigraphie des Diluviums kommen. Aber selbst wenn die Zahl der Interglazialablagerungen eine weit größere wäre, als sie tatsächlich ist, würde dieser Horizont allein nicht ausreichen, eine naturgemäße Stratigraphie zu schaffen, denn es würden dann immer noch nicht die darunter und darüber liegenden Ablagerungen mit einer kälteliebenden Fauna oder ohne Fossilien, die doch den gleichen Wert haben wie die echten Interglazialbildungen, berücksichtigt und an der richtigen Stelle in das Profil eingestellt worden sein.

Wir müssen uns also für eine durchgreifende Gliederung nach anderen Mitteln umsehen. Wir brauchen hierzu Ablagerungen, die eine regionale Verbreitung besitzen. Hierher gehören Verwitterungsdecken und fluviatile Ablagerungen, Flußschotter usw. Von den ersteren soll hier vorläufig abgesehen werden, da sie zwar theoretisch während der Interglazialzeit überall entstanden sein müssen, sich aber praktisch bisher noch nie in ausgedehnterem Maße in Norddeutschland haben nachweisen lassen. Desto mehr muß aber die Wichtigkeit der Flußablagerungen für unsern Zweck betont werden. Auf den hohen Wert solcher Flußschotter für die Gliederung des Diluviums wurde ich durch die Kartierung im Thüringischen Randdiluvium geführt. In Thüringen und Sachsen sind durch die Arbeiten einer ganzen Reihe von Geologen eine Anzahl wohlentwickelter präglazialer und diluvialer Flüsse bekannt geworden. Bei der Kartierung der verschiedenalterigen Saaleterrassen

in der Gegend von Halle zeigte es sich nun, daß eine der diluvialen Saaleterrassen nicht nur, wie man bisher annahm, von Grundmoräne überlagert, sondern auch unterlagert war, daß sie also eine intermoränale Ablagerung ist. Von diesen sicheren Stellen ausgehend, konnte dann die Gliederung des Diluviums in Ablagerungen zweier verschiedener Eiszeiten über eine ganze Reihe von Meßtischblättern durchgeführt werden. Bei der absolut gleichen Entwicklung, welche alle Flüsse während der Diluvialzeit in jener Gegend nehmen mußten, besitzen wir also hier im Randdiluvium in den Terrassen jener alten Flüsse ein auf viele Meilen hin verfolgbares Intermoränal, von dem ausgehend sich das ganze Randdiluvium gliedern lassen wird. Diese großen, bei uns stellenweise schon bis zu 15 km breiten, alten Täler und Terrassen werden sicher weit nach Norden hin zu verfolgen sein und hier einem noch größeren alten Strome zufließen. Haben wir je eine Interglazialzeit gehabt, also eine Zeit, in der ganz Norddeutschland längere Zeit eisfrei war, so muß naturnotwendig auch damals in diesem ganzen Gebiete ein vielverzweigtes Stromnetz bestanden haben, ganz ähnlich dem heutigen. Diese weit verbreiteten Ablagerungen jenes Flußnetzes aber können nicht vollständig bei der nächsten Eisinvasion aufgearbeitet worden sein. Wie an einer anderen Stelle ausführlich nachgewiesen wird, bieten vielmehr gerade diese Flußterrassen infolge ihrer ebenen Oberfläche dem Eise keinen Anhaltspunkt zur Entwicklung seiner zerstörenden Tätigkeit. Man kann wohl ziemlich, sicher behaupten, daß diese fluviatilen Intermoränalablagerungen auch in Norddeutschland weit verbreitet, aber bisher nicht erkannt worden sind. Wie leicht entschuldbar dies ist, zeigt eine einfache Überlegung. Die Flüsse im Randgebiete kamen aus den deutschen Mittelgebirgen. Infolge der Menge und Größe des südlichen Materials, welches sie mit sich führten, sind ihre Schotter petrographisch äußerst charakteristisch entwickelt. Je weiter wir diese alten Terrassen nach Norden verfolgen, desto mehr muß sich das prozentuale Verhältnis von nordischem und südlichem Material zu Gunsten des ersteren ändern, desto kleiner werden die südlichen Gerölle, während die nordischen, durch Seitenbäche aus dem älteren Glazial herbeigeführt, stets gleiche Größe behalten,

ja mit der kürzeren Entfernung von ihrem Ursprungsgebiete an Größe zunehmen. Zuletzt setzen sich diese Flußablagerungen ausschließlich aus nordischen Geröllen zusammen, während das südliche Material nur noch im Sand und Schlamm enthalten ist. Kleinere Flüsse, deren ganzer Lauf vollständig im Grundmoränengebiet liegt, können von vornherein überhaupt nur nordisches Material führen. Es wird anfangs schwierig sein, solche Schotter von echten glazialen Schmelzwasserkiesen zu unterscheiden. Nachdem aber einmal das Problem aufgerollt ist, werden sich auch wohl Kriterien zur klaren Trennung der genetisch so verschiedenen Ablagerungen finden lassen. Namentlich die Höhenlage, der Zusammenschluß zu langgestreckten Schotterebenen und Terrassen, sowie die Gefällsverhältnisse dieser Terrassen werden einen Anhalt hierfür geben. Von sehr großer Wichtigkeit ist natürlich auch die Fossilführung, wobei es zunächst ganz einerlei ist, ob die Fauna einem wärmeren oder kälteren Klima entspricht. Schmelzwasserabsätze führen sicher keine primäre Fauna. Der Aufarbeitung von schneckenführenden älteren Ablagerungen durch Schmelzwasser aber wird wahrscheinlich eine viel zu große Rolle zugeschrieben. Jeder sogenannte »Glazialschotter mit Fauna auf sekundärer Lagerstätte« ist daher zunächst »flußverdächtig«. Sicher wird eine große Anzahl dieser Ablagerungen echte Flußschotter repräsentieren. Im Unterlauf der großen Ströme endlich wird die Schotterablagerung von der Schlickbildung überwogen. Auch solche Schlickabsätze müssen wir von vornherein im norddeutschen Diluvium erwarten. Sie werden unter dem gewaltigen Druck des Eises wahrscheinlich etwas verändert und deshalb in ihrer wahren Natur nicht erkannt worden sein. Wenn man speziell nach ihnen sucht, wird man auch sicher nicht nur Spuren, sondern ausgedehnte Ablagerungen von ihnen finden. Sie gehen jetzt wahrscheinlich meist unter dem Namen Tonmergel. Vielleicht gehören, um nur einen Fall anzuführen, die schneckenführenden Tonmergel von Königs-Wusterhausen hierher. Ein weiteres Kriterium für die Erkenntnis der wahren Natur dieser Tonmergel als Schlickablagerungen alter Ströme wäre der Nachweis ihres Überganges in marine Ablagerungen der alten Diluvialmeere.

Einen Versuch, wie weit sich nach den vorhandenen Karten bereits solche altdiluviale Ströme und Flüsse in Norddeutschland festlegen lassen, hoffe ich in einiger Zeit veröffentlichen zu können. Ist einmal ein einziger größerer Stromlauf rekonstruiert, dann dürfte auch für den größten Zweifler die Frage, ob es überhaupt Interglazialzeiten gibt oder nicht, endgültig entschieden sein, denn der hiermit geführte Beweis wäre ein völlig exakter, bei welchem alle hypothetischen Annahmen über die Höhe der Temperatur, über die Anpassungsfähigkeit der Lebewesen, wie überhaupt jedes subjektive Moment in der Beurteilung ausgeschlossen sein würde. Daß sich ein derartiges Stromsystem unter dem Eise gebildet hat, wird wohl niemand annehmen. Nachdem diese Aufgabe klar formuliert worden ist, wird es bei den ausgedehnten Kartierungsarbeiten im norddeutschen Diluvium sicher nicht lange dauern, bis wenigstens das Flußnetz einer Intermoränalzeit in großen Zügen rekonstruiert sein wird. An dieses werden sich dann wohl leicht die anderen intermoränalen — und insbesondere interglazialen — Ablagerungen (Torfe, Tuffe usw.) angliedern und mit ihrer Hilfe, sowie mit Hilfe der Fossilien auch das Intermoränal selbst sich wieder in Unterabteilungen zerlegen lassen. In einem gut gegliederten Intermoränal wird man dann die eingangs konstruierten drei Horizonte unterscheiden können, die von unten nach oben kälteliebende, wärmeliebende und wiederum kälteliebende Fauna und Flora führen können, und die wir eingangs Ablagerungen der Rückzugszeit, Interglazialablagerungen und Ablagerungen der Vorstoßzeit nannten. Diese schwerfälligen Namen kann man aber wohl vermeiden. Nur die Entwicklung unseres Gedankenganges machte sie nötig, weil wir von dem jetzt üblichen Interglazialbegriff ausgingen, der in engster Begrenzung nur Ablagerungen mit wärmeliebender Fauna und Flora umfaßt. Nachdem wir erkannt haben, daß dieser Interglazialbegriff nur wenig praktische Bedeutung für eine umfassende Gliederung besitzt, möchte ich vorschlagen, den Begriff Interglazial wieder zu erweitern zu dem Umfange, welchen wir vorhin stets mit dem Namen Intermoränal umfaßten. Unter Interglazial würden demnach alle Ablagerungen zu verstehen sein, die nicht unmittelbar dem Eise ihre Entstehung ver-

danken, sondern geologischen Prozessen, die sich in eisfreiem Gebiete zwischen einer Rückzugs- und einer Invasionsperiode abspielten. Als Glazial würden dagegen alle Ablagerungen zu bezeichnen sein, die unmittelbar dem Eis ihre Entstehung verdanken, also Grundmoränen und Schmelzwasserabsätze. Diese Definition für Interglazial läßt sich natürlich auch sinngemäß auf prä- und postglaziale Ablagerungen übertragen. Die Interglazialablagerungen gliedern sich wieder in ein

unteres (kaltes) Interglazial,
mittleres (warmes) » ,
oberes (kaltes) » ,

von denen das mittlere (warme) Interglazial der jetzt üblichen, eingangs gegebenen engeren Definition für Interglazial entspricht. Die unteren und oberen Interglazialablagerungen werden dagegen jetzt vielfach als Ablagerungen vor dem Eisrand usw. bezeichnet. Ist später einmal die Kenntnis der diluvialen Fauna weiter vorgeschritten, dann wird man auch die hier vorgeschlagenen Namen verlassen und faunistische Benennungen für die einzelnen Interglazialstufen einführen können, wie dies für die postglazialen Ablagerungen ja bereits üblich ist.

Berlin, den 7. Mai 1908.

Weitere Mitteilungen über das diluviale Flufsnetz in Thüringen.

Von den Herren **Ernst Naumann** und **Edmund Picard** in Berlin.

(Hierzu eine Übersichtskarte, Tafel 15.)

Nachdem die geologische Neuaufnahme des Blattes Naumburg a. S. beendet ist, wollen wir im Folgenden eine zusammenfassende Darstellung des diluvialen Flußnetzes der Saale, Ilm und Unstrut auf diesem Blatte geben. Im Anschluß daran sollen Mitteilungen über die Ergebnisse einiger Begehungen des oberhalb und unterhalb gelegenen Flußgebietes gemacht werden. Der Übersicht wegen haben wir am Schluß die von uns untersuchten, zum Teil aus der Literatur bekannten Flußschotter tabellarisch zusammengestellt. Auf der beigegebenen Karte im Maßstab 1:100000 sind die gleichaltrigen Schotter der verschiedenen Flußläufe der Einfachheit halber durch je eine Farbe zur Darstellung gebracht worden.

1. Die Ilm.

In einem früheren Aufsatze[1]) haben wir Mitteilungen über präglaziale Ilmschotter gemacht. Es gelang uns, die Verbindung zwischen den von P. Michael bei Steinbach und Nieder-Möllern aufgefundenen, präglazialen Ilmschottern herzustellen und diesen Flußlauf bis zur Mündung in die Unstrut bei Zscheiplitz zu ergänzen. Zu unseren früheren Ausführungen über präglaziale Ilmablagerungen fügen wir folgende neue Vorkommen von anstehendem Ilmschotter hinzu, wobei solche, die aus zerstreuten Geschieben bestehen, ausgeschlossen bleiben:

[1]) Dieses Jahrbuch für 1907, Bd. XXVIII, Heft 1, S. 141.

1. Am Nordwestausgang von Ober-Möllern liegt auf der Schaumkalkbank δ_1 der Überrest eines wohlerhaltenen präglazialen Ilmschotters, der oberflächlich mit Muschelkalk überschüttet ist. Der Kies ist über einen Meter mächtig. Seiner Zusammensetzung nach enthält er etwa zur Hälfte Gesteine des Muschelkalkes, im übrigen typische Porphyre des Thüringer Waldes, in geringer Menge Buntsandstein und tertiäre Quarzgeschiebe. Der Schotter scheint sich in nordöstlicher Richtung unter der ziemlich mächtigen Lehmdecke fortzuerstrecken, ist aber dann weiter östlich durch Glazial aufgearbeitet. Die Höhe der Basis über N.N. beträgt 205 m.

2. Zwischen Pomnitz und Städten liegt ein arg verlehmter präglazialer Schotter auf Mittlerem Muschelkalk; seine Mächtigkeit beträgt über einen Meter. Er besteht vorwiegend aus Thüringer-Wald-Gesteinen; Trias und Tertiär treten hingegen sehr zurück. Die Basis liegt bei 199 m über N.N.

Hieran schließt sich das von P. Michael entdeckte Vorkommen nordwestlich von Nieder-Möllern.

3. In dem Graben südlich vom Grundgraben liegt ein über $1^1/_2$ m mächtiger präglazialer Schotter auf den *Orbicularis*-Schichten. Derselbe besteht aus wechselnden Lagen von grobem Kies und Sand, dem ein dünnes, sandig-toniges Bänkchen eingeschaltet ist. Darauf liegt Gehängelöß in einer Mächtigkeit von 3 m; an der Grenze beider Gebilde finden sich lößkindelartige Knollen mit traubiger Oberfläche, die aus kalkig verkittetem Ilmsand bestehen. In seiner Zusammensetzung besteht der Kies etwa zur Hälfte aus Thüringer-Wald-Gesteinen, zur anderen vorzüglich aus Wellenkalk, dem einzelne Buntsandsteingerölle und Milchquarze des Oligocäns beigemengt sind. In dem erwähnten Tonbänkchen fanden sich folgende Fossilien:

Helix arbustorum L., Bruchstücke,
Xerophila striata Müll.,
Limnaea ovata Drap. var. *patula* Da Costa,
Pisidium amnicum Müll.

Die Basis dieses Kieses liegt bei 175 m über N.N.

Es folgt nunmehr die landschaftlich schön hervortretende präglaziale Ilmterrasse östlich von Städten. Zu der im vergangenen Jahre mitgeteilten Fossilliste[1]) dieses Fundpunktes fügen wir noch hinzu:

Vallonia costellata Al. Br.,
Petasia bidens Chemn.,
Helix cfr. *arbustorum* L., Mundsaum,
Succinea putris L.?, juv.,
Limnaea ovata Drap.,
Pisidium fossarinum Cless.

Vallonia tenuilabris und *Vallonia costata* sind versehentlich in der früheren Fossilliste[1]) hier aufgeführt worden.

4. Ein weiteres Vorkommen liegt nahe der Straße von Balgstädt nach Größnitz, etwa 700 m vom östlichen Ausgang von Größnitz, wo ein Feldweg in nordöstlicher Richtung sich abzweigt. Der Kies liegt dem Oberen Wellenkalk in geringer Mächtigkeit auf und ist von Lehm bedeckt. Da der Aufschluß ganz unbedeutend ist und die Möglichkeit besteht, daß hier ein glazial aufgearbeiteter Ilmkies vorliegt, sehen wir davon ab, dieses Vorkommen in die Übersichtstabelle aufzunehmen.

5. In dem zum Rittergut Balgstädt gehörigen Weinberg an der Straße zwischen Größnitz und Balgstädt zieht sich dicht unter dem Weinberghaus wiederum ein präglazialer Ilmkies hindurch, der von Glazial bedeckt ist. Der Kies liegt dem Unteren Wellenkalk auf, ist aber leider nicht aufgeschlossen; seine Basis liegt 150 m über N.N.

6. Im Schwalbengraben liegt etwa in der Mitte ein geringfügiger Rest eines präglazialen Ilmschotters; derselbe hat in seiner Zusammensetzung bedeutend an Muschelkalk zugenommen, desgleichen an oligocänem Quarz; Buntsandstein ist in geringer Menge vorhanden; der Porphyrgehalt beträgt etwa ein Drittel. Seine Höhe ist 187 m über N.N.

[1]) l. c. S. 144.

Hieran schließt sich das bereits[1]) mitgeteilte Vorkommen südwestlich von Balgstädt.

7. Ein letztes Vorkommen vor dem Mündungskies liegt im Hirschrodaer Graben westlich von Balgstädt auf Unterem Wellenkalk. Der Kies enthält reichlich Muschelkalk; die Porphyrgerölle sind klein. Seine Höhe beträgt ca. 150 m über N.N.

Aus der Höhenlage der eben beschriebenen präglazialen Ilmschotter ergibt sich die Notwendigkeit, dieses Stück des Flußlaufes von Ober-Möllern bis Balgstädt in zwei wohlgesonderte Terrassen zu zerlegen, deren obere von Ober-Möllern bis zum Schwalbengraben, deren untere von Nieder-Möllern bis nach Balgstädt zu verfolgen ist.

Diese Tatsache gab uns Veranlassung, die bereits bekannten Vorkommnisse von präglazialem Ilmschotter oberhalb Ober-Möllern bis Süßenborn in dieser Hinsicht ebenfalls zu prüfen. Einige Exkursionen galten zunächst der genauen Feststellung der Höhenlage der Basis dieser Schotter auf Grund der neuen Topographie; diese bestätigten die auf Grund von Kartenstudien von uns l. c. S. 147 aufgestellte Tabelle vollauf; dazu kommen noch der bekannte, gut aufgeschlossene präglaziale Ilmkies südöstlich von Niederreissen, in welchem eine Jugendform von *Succinea Schumacherii* Andr. gefunden wurde, dessen Basis 245 m über N.N. liegt, ferner der am Lerchenberg östlich Buttstädt mit einer Basis von ca. 217 m über N.N., der Ilmkies im Streitholz mit einer Basis von 225 m über N.N., der Ilmkies nordnordöstlich von Kalbitz (Basis 216 m über N.N.) und nordöstlich davon an der Bibraer Flurgrenze, wo ein kleiner neuer Aufschluß Glazial über Ilmkies zeigt (215 m über N.N.).

Daraus geht hervor, daß sich auch hier zwei verschiedene Terrassen deutlich unterscheiden lassen. Die Kiese von Süßenborn bis zum Pollakenhügel, vom Kapellenberg, Streitholz, vom Sand bei Saubach (220 m über N.N.) und nordöstlich von Kalbitz gehören einer oberen Terrasse an; die Schotter vom Wein-

[1]) l. c. S. 145.

berg und Lerchenberg, vom Sand bei Saubach (200 m über N.N.) und bei Steinbach bilden eine untere Flußterrasse.

Oberhalb von Süßenborn erwähnt P. Michael zwei präglaziale, mit dem Süßenborner Kies petrographisch übereinstimmende Ilmschotter südlich von Umpferstedt und nördlich von Mellingen. Letzteres Vorkommen ist zurzeit durch eine Kiesgrube aufgeschlossen; die Basis liegt 275 m über N.N.

Ein neues Vorkommen von präglazialem Ilmschotter bietet eine kürzlich angelegte Kiesgrube am Wege von der Dammfurther Brücke nach Linda. Der dort aufgeschlossene Ilmkies ist 4 m mächtig; er besteht aus wechsellagernden groben Kiesen und Sanden, die sich bisher als fossilleer erwiesen haben, und verhält sich petrographisch wie der von Süßenborn; die Basis liegt 276 m über N.N. Dies ist somit der zurzeit südlichste Fundpunkt präglazialer Ilmkiese innerhalb des Verbreitungsgebietes von nordischem Material.

Die von P. Michael vermutete Verbindung der Kiese bei Mellingen und Süßenborn über Weimar halten wir für möglich, wenn es auch bisher nicht gelungen ist, entsprechende Kiesvorkommen aufzufinden. Da jedoch die Verbreitung von Löß und Glazial bedeutend größer ist, als die Karte von E. E. Schmid angibt, halten wir es nicht für ausgeschlossen, daß der Oberlauf des Flusses, der den Süßenborner Kies abgesetzt hat, vielleicht unter dem Diluvium der Lehnstedter Höhe zu suchen ist.

Das Gefälle der oberen präglazialen Terrasse von Süßenborn bis zum Streitholz beträgt ca. 27 m auf eine Strecke von etwa 22 km in Luftlinie gemessen. Da das Streitholz etwa in der Mitte des alten Ilmlaufes zwischen Süßenborn und Nieder-Möllern gelegen ist und wohl jeder Hälfte des Gesamtlaufes von Süßenborn nach Nieder-Möllern das gleiche Gefälle entspricht, tragen wir kein Bedenken, die Kiese von Süßenborn über Rastenberg bis zum Schwalbengraben zu einer zusammenhängenden Oberen Terrasse, die Kiese vom Weinberg über Steinbach bis nach Balgstädt zu einer Unteren Terrasse zu vereinigen. Benachbarte Punkte dieser beiden Terrassen, bei denen sich mit

Sicherheit der gegenseitige vertikale Abstand feststellen läßt, sind spärlich; in der Nähe des Weinberges bei Buttstädt und bei Nieder-Möllern beträgt er 22—19 m.

Daß die präglaziale Ilm das Gelände der heutigen Finne überschritten haben muß, darüber besteht kein Zweifel, und zwar ist sie zunächst in der Richtung des Lossatales nach NO. und weiterhin über Bernsdorf und Saubach nach Steinbach geflossen. Aus der Tatsache, daß die Ilmschotter bei Rastenberg von derjenigen tiefsten Stelle der Finne, an welcher die Ilm über sie floß, um ca. 100 Fuß — vorbehaltlich der Änderungen der neuen Topographie, welche eine Differenz von ca. 20 m ergeben hat — überragt werden, glaubte P. Michael den sicheren Beweis erbringen zu können, daß die Aufrichtung der Finne mit Schluß der Tertiärzeit noch nicht vollendet gewesen sei, sondern in die ersten Perioden des Diluviums fortgedauert haben müsse.

Wir halten diese Annahme wohl für möglich, aber nicht für erwiesen, da gerade in der Nähe der Ziegelmühle und nordöstlich davon ausgedehnte diluviale Ablagerungen vorhanden sind, deren Mächtigkeit bisher nicht bekannt ist. Hätte die Aufrichtung der Finne noch während der Diluvialepoche fortgedauert, dann müßte der Kies im Streitholz ebenfalls gehoben worden sein und würde der unteren präglazialen Ilm zugerechnet werden müssen. Eine unter dieser Voraussetzung ausgeführte Verfolgung der gehobenen oberen präglazialen Ilm verlief jedoch völlig resultatlos. Wir betrachten daher den Kies im Streitholz als einen Überrest der oberen präglazialen Ilmterrasse.

Über die Fossilführung der Ilmablagerungen der Oberen und Unteren Terrasse haben wir bereits bei der Besprechung der einzelnen Vorkommen nähere Angaben gemacht; es gelang uns, in den Kiesen zwischen Ossmannstedt und Rastenberg[1]) überall mit Leichtigkeit Molluskenschalenreste nachzuweisen, wenn auch die Zahl der bestimmbaren Formen noch sehr klein ist. Dieser Nachweis mußte uns bei der Kürze der zu Gebote stehenden Zeit vorläufig genügen, besonders da die Mehrzahl der Aufschlüsse abge-

[1]) Vergl. Jahrbuch für 1905, Bd. 26, Heft 3, S. 482 unten.

legen und unbedeutend ist. Daher müssen wir leider noch darauf verzichten, in eine Diskussion der Fossilien einzutreten.

Was das geologische Alter der besprochenen Ilmablagerungen anlangt, so beweist das Fehlen von nordischem Gesteinsmaterial in der Oberen und der Unteren Terrasse, daß dieselben vor der ersten Vereisung des Gebietes abgelagert wurden. Da die älteste norddeutsche Vereisung nach den Ergebnissen von Weissermel und Siegert[1]) bis in die Gegend von Weißenfels nachgewiesen wurde, wo ihre Ablagerungen das Liegende der interglazialen Saale bilden, und da das nordische Material der gleichaltrigen interglazialen Flußläufe aus Ablagerungen derselben ältesten Eiszeit stammt, so ist die erste Interglazialzeit als Ablagerungszeit der beiden ältesten Ilmterrassen auszuschließen; es kommt somit dafür nur die Präglazialzeit in Betracht. Es ist jedoch auf Grund der paläontologischen Beobachtungen anzunehmen, daß das älteste Inlandeis zur Zeit der Ablagerung der beiden Terrassen bereits in Norddeutschland vorgedrungen war und einen gewissen Einfluß auf das Klima in Mitteldeutschland ausübte.

Wir halten es jedoch für unzweckmäßig und verfrüht, diese für Thüringen präglazialen Ablagerungen im Sinne von Geikie als Ablagerungen der ersten Eiszeit zu bezeichnen, da die Kenntnis der präglazialen, fossilführenden Ablagerungen in Nord- und Mittel-Deutschland und der Nachweis der Anpassungsfähigkeit der einzelnen Arten an ein kühleres Klima noch sehr lückenhaft sind, andererseits es kaum jemals gelingen wird, die ursprünglichen Grenzen der Verbreitung gleichaltriger glazialer Ablagerungen auch nur annähernd zu bestimmen.

Zwischen der Ablagerung der unteren präglazialen und der interglazialen Ilm, welche den Kies im Dorfe Gr. Heringen abgesetzt hat, liegt ein längerer Zeitraum. Inwieweit derselbe durch erodierende und akkumulierende Tätigkeit der Ilm ausgefüllt worden ist, wollen wir hier nicht erörtern; es steht jedoch fest, daß

[1]) Abhandlungen der Königl. Geol. Landesanst. N. F., Heft 60.

in dieser Zeit die wichtige Verlegung des Ilmtales in das heutige Ilmtal stattgefunden hat; denn wie die Tabelle zeigt, läßt sich ein kontinuierlicher, interglazialer Ilmlauf von Kl. Cromsdorf bis zur Mündung in die Saale bei Gr. Heringen verfolgen. Diese interglazialen Ilmkiese unterscheiden sich von den präglazialen durch die Führung von nordischem Material. Die Gründe, aus denen wir sie als interglazial bezeichnen, werden wir bei Besprechung der Saaleterrassen angeben.

Der Nachweis präglazialer Ilmkiese im Tal zwischen Cromsdorf und Gr. Heringen ist bisher nicht geführt worden und wird wohl auch für immer auf das Vorkommen bei Ossmannstedt beschränkt bleiben, d. h. auf diejenige Stelle, wo der von Süßenborn kommende Ilmlauf das heutige Ilmtal durchquerte. Wie wir bereits angedeutet haben[1]), fällt deshalb die von E. Wüst vertretene, durch keine Beobachtung entsprechender Kiese gestützte Annahme, daß die präglaziale Ilm bereits in der »I. Interglazialzeit« im heutigen Ilmtal oder dessen Umgebung bei Sulza der Saale zugeflossen sei. Die Basis der interglazialen Ilm liegt auf der hier behandelten Strecke 16—26 m über der heutigen Aue. Ihre Ablagerungen sind fossilführend. In der Kiesgrube westlich von Darnstedt wurde die folgende Fauna gesammelt:

Helix fruticum Müll.
» sp.
Succinea Pfeifferi Rssm.
Limnaea ovata Drap.
» » var. *patula* Da Costa
Planorbis marginatus Drap.
» *albus* Müll.
» *Rossmässleri* Auersw.
Ancylus fluviatilis Müll.
Bythinia tentaculata L.
Unio batavus Lam.
Corbicula fluminalis Müll. sp. (doppelschalig).

[1]) l. c. S. 147.

2. Die Unstrut.

Nachdem wir festgestellt haben, daß die Ilm zur Zeit der Ablagerung der tieferen präglazialen Terrasse bei Zscheiplitz in die Unstrut gemündet ist, ist nunmehr die Frage zu erörtern, welchen Weg die Unstrut im weiteren Verlauf nach Osten genommen hat.

Bei dem Ausbau der nördlichen der beiden Straßen von der Zeddenbacher Mühle nach Zscheiplitz bot sich im Sommer 1907 die günstige Gelegenheit, die präglaziale Unstrutterrasse auf Unterem Wellenkalk lagernd frisch aufgeschlossen zu sehen. Die Basis liegt bei 140 m über N. N. Der Kies wird von Glazial in wechselnder Mächtigkeit überlagert.

Ein weiteres, neues Vorkommen von präglazialem Unstrutkies, das leider nicht aufgeschlossen ist, liegt mitten im Felde nordwestlich von Nissmitz auf Oberem Buntsandstein und wird von Glazial bedeckt. Seine Basis hat eine Höhe von 132 m über N. N.

Da zwischen den Kiesen bei Zscheiplitz und dem letztgenannten Vorkommen ein präglazialer Unstrutkies bisher nicht bekannt ist, bleibt die Frage offen, ob die präglaziale Unstrut dem heutigen Tale folgte, oder vom Nickelchen aus nach NO. ausbiegend in der Richtung des Zeuchfelder Tales über Freyburg nach Nissmitz geflossen ist.

Der weitere Verlauf der präglazialen Unstrut bis zur Mündung in die Saale ist durch das bekannte Vorkommen an der Straße von Freyburg nach Gr. Jena bei H 135,3 gegeben. Der Kies am Südwestabhang des Prömerberges dürfte in der Nähe der damaligen Mündung der Unstrut in die Saale gelegen sein; denn er enthält namentlich in seinen oberen Lagen reichlich Unstrutmaterial; in den tieferen herrschen Gesteine der Saale vor.

Um über die Beschaffenheit der präglazialen Unstrutkiese oberhalb der damaligen Ilmmündung Klarheit zu schaffen, untersuchten wir das heutige Unstruttal von Balgstädt aufwärts bis in die Gegend von Gr. Wangen. Diese Untersuchung führte zu der

Entdeckung von 4 neuen Vorkommen präglazialer Unstrutkiese und ergab außerdem die wichtige Tatsache, daß in diesem Teile des Unstruttales zwei verschiedene präglaziale Terrassen, eine obere und eine untere, erhalten sind.

Das erste Vorkommen liegt in der östlichen Hälfte des Hayn lan einem Holzweg, der von der Straße Balgstädt-Laucha in süd westlicher Richtung nach einer kleinen Kiesgrube führt. Der Kies ist etwa 2 m mächtig und liegt dem Unteren Wellenkalk auf. Im Hangenden des Kieses liegt ein Rest von Geschiebemergel, der wiederum von Gehängelehm bedeckt wird. Der Kies besteht vorwiegend aus Porphyrgeröllen und Wellenkalk. Seine Basis liegt 140 m über N. N. Tonige Sandschmitzen in grobem Schotter erwiesen sich als fossilführend.

Fauna:

Limnaea ovata Drap.
» *truncatula* Müll.
Ancylastrum fluviatile Müll. var. *gibbosum* Bgt.

Hieran schließt sich der nicht aufgeschlossene Kies nordöstlich von Weischütz, etwa 100 m nördlich von der Straße nach Müncheroda zwischen den beiden in der Richtung nach dem Langen Berge abzweigenden Wegeinschnitten; der Kies hebt sich auch im Gelände mit einer schwachen Kante heraus; er ist im Vergleich zum vorigen auffallend arm an Muschelkalk, dagegen reich an Buntsandstein und Porphyr; auch eine größere Anzahl von Schiefergesteinen ist beigemengt, als deren Ursprungsgebiet hier nur der Harz in Betracht kommen kann. Die Basis dieses Kieses liegt 140 m über N. N.

Es folgt nunmehr das bekannte Vorkommen östlich vom Katzelberg bei Wetzendorf mit einer Basis von ca. 145 m über N. N., das zurzeit in einer Kiesgrube an der Chaussee aufgeschlossen ist.

Ungefähr 1 km südsüdwestlich von dieser Kiesgrube finden wir bei H 167,1, dem Mittleren Buntsandsteine aufgelagert, einen stark verwitterten, durch Kalk zum Teil verkitteten präglazialen Unstrutkies. Der Kies enthält vorwiegend Muschelkalk, daneben

Buntsandstein, Porphyre des Thüringer Waldes, seltener Milchquarz, Quarzite und Harzgesteine. Die Basis beträgt etwa 165 m über N. N.

Das westlichste von uns untersuchte Vorkommen liegt etwa $^1/_2$ km südlich von Gr. Wangen und ist zurzeit durch eine Kiesgrube aufgeschlossen. Der Kies erweist sich als typische Unstrutablagerung, in der sich außerdem Harzmaterial mit Bestimmtheit nachweisen läßt; denn er enthält unter anderm Granit des Brockenmassivs und einen Porphyrtuff des Rotliegenden, der sehr wahrscheinlich aus dem Südharz stammt. Die Basis liegt 166 m über N. N.

Aus der Höhenlage der Kiese ergibt sich, daß die beiden zuletzt beschriebenen Vorkommen zu einer oberen präglazialen, alle übrigen präglazialen Unstrutkiese zu einer unteren präglazialen Terrasse zu vereinigen sind. Da uns von dem Vorkommen westlich Wetzendorf an der Dissau talabwärts keine Überreste der ältesten Terrasse bekannt sind, und unsere Begehungen in dieser Hinsicht das Fehlen derartiger Kiese auf dieser Strecke ergaben, so müssen wir das Vorkommen am Dissautal bis auf Weiteres mit dem Kies vom Borntal bei Zeuchfeld verbinden; dieser Kies liegt etwa bei 160 m über N. N., und es würde allerdings ein auffallend geringes Gefälle der Gesamtstrecke herauskommen.

Es fragt sich nun, ob man die von uns als obere präglaziale Unstrut bezeichneten Kiese und die Kiese der oberen präglazialen Ilm zwischen Ober-Möllern und dem Schwalbengraben als gleichaltrig bezeichnen darf. Da der Kies im Schwalbengraben eine Basis von 187 m hat, eine anzunehmende obere präglaziale Unstrut bei Balgstädt aber zwischen 165 und 160 m liegen müßte, so glauben wir diese Frage im verneinenden Sinne beantworten zu müssen. Da andererseits kein Zweifel darüber besteht, daß die Schotter der unteren präglazialen Ilm und Unstrut gleichaltrig sind, so müssen wir annehmen, daß die Kiese der oberen präglazialen Unstrut etwas jünger sind als die obere präglaziale Ilmterrasse. Es ist damit nicht ausgeschlossen, daß korrespondierende

Kiese der Ilm vorhanden gewesen sind, aber in der Glazialzeit abgetragen oder verschüttet worden sind.

Da das von uns untersuchte Gebiet außerordentlich arm an Aufschlüssen in präglazialem Unstrutschotter ist — es war zurzeit unserer Begehungen eine einzige Kiesgrube im Betrieb —, so ist es nicht zu verwundern, wenn bisher nur an einer Stelle Fossilien gefunden wurden. Wir sind daher bis jetzt nicht in der Lage, den einen fossilführenden Schotter mit anderen, bekannten fossilführenden präglazialen Schottern der Unstrut zu vergleichen, tragen jedoch kein Bedenken, solche Schotter, die einander petrographisch nahestehen und sich der Höhe nach annähernd gleich verhalten, als zusammengehörig zu bezeichnen. Wüst hat diese Schotter in fossilfreie und fossilführende zerlegt[1]), obwohl nur wenig Beobachtungen vorlagen, und deshalb Kiese mit ähnlicher Zusammensetzung und Höhenlage als verschiedenaltrig bezeichnet. Eine derartige Gliederung ist prinzipiell verfehlt und auch hier völlig ausgeschlossen, wie die Fossilfunde ergeben haben. Ebenso wenig ist für die Zusammengehörigkeit mehrerer Kiese die prozentuale Zusammensetzung der darin vorkommenden Gesteine[1]), die lokal sehr verschieden sein kann, ausschlaggebend. Ferner ist es absolut nicht erforderlich, daß man in benachbarten gleichaltrigen Kiesen dieselbe Fauna findet, eine Annahme, die Wüst unter anderm veranlaßt[1 u. 2]), Wendelstein von Edersleben und Zeuchfeld zu trennen, abgesehen davon, daß größere Aufsammlungen nicht vorhanden waren. Erschwerend wirkten in früherer Zeit die durchaus ungenügenden Höhenkurven der alten Topographie für die Beurteilung der Zusammengehörigkeit von Flußablagerungen; dies war jedoch kein Anlaß, einen so wichtigen Faktor zu vernachlässigen und die rein paläontologischen oder petrographischen Befunde allein für das Alter der Ablagerungen und ihre Zusammengehörigkeit als maßgebend zu betrachten.

[1]) Beitr. zur Kenntnis des Flußnetzes Thüringens 1901, S. 13 u. 14.
[2]) Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens 1900, S. 171.

Das geologische Alter der beschriebenen Unstrutschotter, deren Überreste uns in zwei Terrassen mit einem Vertikalabstand von ca. 20 m erhalten sind, entspricht einem längeren Zeitabschnitt vor der ersten Vereisung des Gebietes. Da ferner beide Terrassen demselben Zeitraum angehören, in dem die beiden obersten Ilmterrassen abgelagert wurden, so folgt daraus, daß sie ebenfalls in der Präglazialzeit, und zwar in einem etwas kühleren Klima als dem jetzigen, gebildet worden sind.

Interglaziale Unstrutkiese sind unterhalb von Freyburg im heutigen Unstruttal nicht vorhanden. Wir müssen uns darauf beschränken, das Vorkommen an der Straße Freyburg-Balgstädt zwischen dem Brückenholz und der Zeddenbacher Mühle zu erwähnen, welches das erste oberhalb Freyburg ist. Der Kies ist zurzeit in einer kleinen Kiesgrube aufgeschlossen und erstreckt sich nahezu bis zum Dorfe Balgstädt. Er besteht etwa zu $^2/_3$ aus Muschelkalk und zu $^1/_3$ aus Unstrutgeröllen mit spärlichem nordischen Material. In sandigen Lagen konnten einige Fossilien aufgesammelt werden:

Neritina fluviatilis L.
Corbicula fluminalis Müll. sp.

3. Die Saale.

Während sich von Jena saaleabwärts auf dem Plattenberge bei Porstendorf in einer Höhenlage von 280 m über N. N. (134 m über der Saale) noch eine oberste präglaziale Saaleterrasse nachweisen ließ, deren Spuren sich im Bereich des Blattes Camburg zu verlieren scheinen, so finden sich unterhalb dieses Vorkommens nur die beiden von Henkel und Wagner erkannten präglazialen Saaleterrassen, deren weiteren Verlauf wir nunmehr unter Hinzufügung einzelner neuer Punkte bis zum Anschluß an das Aufnahmegebiet der Herren Weissermel und Siegert schildern wollen. Die Ablagerungen der präglazialen Saaleterrassen auf Blatt Camburg wurden mit Auswahl in die Tabelle aufgenommen. Wir bezeichnen die beiden zuletzt erwähnten Terrassen als obere und untere präglaziale Saaleterrasse.

a) Die obere präglaziale Saaleterrasse.

Als westlichstes Vorkommen dieser Terrasse wurde neu ein Saaleschotter auf der Höhe südlich vom Wachthügel westlich von Rödigen beobachtet; der Kies ist von Glazial bedeckt und zurzeit nicht aufgeschlossen; seine Basis liegt 197 m über N. N.

Hieran reihen sich die bekannten Vorkommen am Himmelreich (195 m über N. N.) und an der Straßenschleife am Nordrand des Äbtischen Holzes (190 m über N. N.).

Als ein bisher nicht bekannter Schotter dieser Terrasse schließt sich ein Kies in der Pfortaer Forst nordnordwestlich von Cucula an; der Kies liegt zu beiden Seiten der Straße auf der Schaumkalkzone χ und ist nicht aufgeschlossen; seine Höhe beträgt ca. 190 m über N. N. Nördlich gegenüber von Pforta folgen das bekannte Vorkommen an der Hunnenburg über dem Weinberg Sanctorum (190 m über N. N.) und östlich vom Laasen (190 m über N. N.). Von hier scheint die obere präglaziale Saale über das Gelände der heutigen Unstrutmündung mit einem Bogen über Naumburg nach dem Blütengrund weiter geflossen zu sein; denn nur von hier aus führt ein zusammenhängender Zug von Schottern um den Rötsockel des Gerodig herum über die bekannte große Kiesgrube an der Eulau-Freyburger Chaussee nach Goseck. In der letztgenannten Kiesgrube wurden außer der bereits mitgeteilten Fauna[1]) folgende Fossilien gesammelt:

Hyalina nitidula Drap.
Vallonia pulchella Müll.
» *costellata* Braun.
Xerophila candidula Stud.?
» *striata* Müll. var. *Nilsonia* Beck.
Clausilia sp.
Succinea oblonga Drap. var. *elongata* Cless.
Kieferbruchstück eines Nagers.

Hieran schließen sich die von uns mitgeteilten[2]) Vorkommen

[1]) Jahrbuch für 1905, Bd. XXVI, Heft 3, S. 481—482.
[2]) l. c. S. 148—149.

bei Leißling. Für den weiteren Verlauf könnten nun die präglazialen von Weissermel in der Gegend von Markwerben und Weißenfels beschriebenen Schotter in Betracht kommen; die hohe Lage unserer Kiese (170 m über N. N.) schließt jedoch eine solche Verbindung gänzlich aus. Eine Begehung des Geländes südlich von Weißenfels hatte das Ergebnis, daß die Saale in östlicher Richtung weitergeflossen ist. Etwa $1^1/_2$ km östlich von Langendorf liegt eine Kiesgrube, welche einen ca. 8 m mächtigen Saaleschotter im Liegenden von Löß und Geschiebemergel aufgeschlossen zeigt. Obwohl wir in den Kiesgruben an der Selauer Windmühle und bei Aupitz einen anscheinend glazial aufgearbeiteten Saalekies vorfanden, glauben wir doch, daß diese Saale in östlicher Richtung weitergeflossen ist, zumal da B. Dammer bei Muschwitz die untere präglaziale Terrasse angibt (Bl. Hohenmölsen).

Daraus, daß die Schotter der oberen präglazialen Ilm am Hasselbach fast genau die gleiche Höhenlage haben wie die benachbarten Schotter unserer oberen präglazialen Saale, können wir mit Bestimmtheit die Gleichaltrigkeit dieser beiden Flußläufe aussprechen. Dagegen muß es unbestimmt bleiben, ob man auch unsere obere präglaziale Unstrut, die, wie oben bemerkt, etwa 10 m tiefer verläuft, in dieses Flußnetz einbeziehen darf.

Es ist nun noch die Frage zu erörtern, ob sich aus der Geschiebeführung unserer oberen präglazialen Saaleterrasse auf der Strecke von Gr. Jena bis Langendorf die damalige Unstrutmündung rekonstruieren läßt. Eine Durchsicht der gesammelten Kiese ergab, daß mit Sicherheit Harzmaterial auf der bezeichneten Strecke nicht nachgewiesen werden konnte; man muß daher annehmen, daß die alte Unstrut erst weiter östlich in die Saale gemündet ist.

b) Die untere präglaziale Saale.

Als westlichstes Vorkommen dieser Terrasse soll neu mitgeteilt werden je ein Schotter westlich und nördlich von Stenndorf, der dem Unteren Muschelkalk aufliegt und schlecht aufgeschlossen ist. Seine Basis liegt 165 m über N. N. Daran reiht sich jenseits der heutigen Saale das bekannte Vorkommen

nördlich von Rödigen mit einer Höhe von ca. 170 m über N. N. und der Kies in der Pfortaer Forst nordwestlich von Cuculau mit einer Höhe von 165 m über N. N. Es folgt wiederum auf dem linken Ufer ein an der Straße einigermaßen aufgeschlossener Schotter auf Unterem Wellenkalk an den Weinbergshäusern nördlich von Pforta; seine Höhe beträgt 165 m über N. N. Ein weiteres neues Vorkommen ist die kleine Kiesgrube am Hohlwege nördlich der Kirche von Kl. Jena, wo der Schotter dem Röt aufgelagert ist; seine Höhe beträgt 142 m über N. N. Dieser Kies läßt sich noch eine Strecke nach NO. in den Weinbergen verfolgen. Von hier folgte die untere präglaziale Saale dem Laufe der Oberen Terrasse in kürzerem Bogen, indem sie nördlich davon die heutige Unstrutaue durchquerte und dicht bei Gr. Jena vorüber in der Richtung Dobichau floß. An der Kreisgrenze bog sie dann plötzlich nach Norden um und nahm in der Nähe des Prömerberges die Unstrut auf. Hieran schließen sich die von Weissermel und Siegert beschriebenen Vorkommen präglazialer Saalekiese von Markwerben nach Osten, welche genannte Autoren nochmals in zwei besondere Terrassen zerlegt haben.

Aus der Höhenlage dieser Schotter ergibt sich, daß die untere präglaziale Saale mit der unteren präglazialen Ilm und Unstrut gleichaltrig ist.

Das geologische Alter der beiden ältesten Saaleterrassen fällt in den Zeitabschnitt vor der ersten Vereisung des besprochenen Gebietes, weil sie frei von nordischem Material sind. Zwischen der Ablagerung der ältesten und der soeben besprochenen unteren Terrasse liegt eine lange Epoche, deren Resultat im wesentlichen Flußerosion der Trias gewesen ist. Das Vorkommen von *Vallonia tenuilabris* Braun in der oberen Terrasse weist darauf hin, daß das Klima bereits unter dem Einfluß des in Norddeutschland vordringenden Inlandeises stand.

Die interglaziale Saale.

Die Verbreitung der interglazialen Saaleablagerungen ist im wesentlichen durch Wagner und Henkel bekannt geworden; wir

verweisen deshalb auf unsere Tabelle und die kartographische Darstellung. Weissermel und Siegert haben den Nachweis[1]) geführt, daß die im Alter auf die unterste präglaziale Terrasse folgende Terrasse, welche zuerst nordisches Material führt, als eine interglaziale Ablagerung anzusehen ist. Diese interglaziale Terrasse läßt sich stromaufwärts durch unser gesamtes Gebiet verfolgen und ist landschaftlich besonders von Kösen an abwärts sehr schön ausgeprägt. Die Terrasse führt auch in unserm Gebiet, wenn auch sehr spärlich, so doch überall nordisches Material. Daraus folgt, daß zur Zeit ihrer Ablagerung das Inlandeis bereits zum erstenmal in die Gegend gelangt war. Während diese Terrasse in dem Gebiet von Weißenfels und Halle von Glazial über- und unterlagert wird, konnten wir nur eine Überlagerung durch Glazial an zwei Punkten (bei Weichau und in Rexhausens Weinberg bei Kösen) feststellen, und die Spuren einer älteren Vereisung sind nur durch den Gehalt an nordischem Material überliefert. Ferner ist das interglaziale Alter dieser Terrasse für die Gegend von Uichteritz bei Weißenfels mit Sicherheit durch den Nachweis einer wärmeliebenden Fauna erkannt worden. Die in unserm Gebiet in dieser Terrasse bisher gemachten Fossilienfunde lassen noch keinen sicheren Schluß auf das Klima jener Zeit zu.

Fauna:

Xerophila striata Müll.
Limnaea ovata Drap.
Ancylastrum fluviatile Müll. var. *gibbosum* Bgt.

Da jedoch für den gleichaltrigen Ilmkies bei Darnstedt und den gleichaltrigen Unstrutkies bei Freyburg durch den Nachweis von *Corbicula fluminalis* in tadellosen Exemplaren, die eine sekundäre Lagerstätte vollständig ausschließen, ein warmes Klima erwiesen ist, tragen wir kein Bedenken, auch in unserm Gebiet für die Ablagerung der Saaleterrasse dieser Zeit ein solches Klima anzunehmen.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1906, S. 36 u. 44.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß das besprochene interglaziale Flußnetz auch mit dem früher als »interglazial?« bezeichneten Unstrutlaufe von Höngeda bis Langensalza[1]) gleichaltrig ist, da dieser ebenfalls *Corbicula fluminalis* enthält und somit einem warmen Klima angehört, und da seine Höhenlage über dem heutigen Alluvium eine entsprechende ist.

Während sich bei den präglazialen Terrassen im allgemeinen ein kontinuierliches Gefälle herausstellt, differieren die Kiese der interglazialen Saale auch bei benachbarten Punkten bis zu 10 m; man kann daraus schließen, daß diese Terrasse nochmals zu zerlegen ist. Wir nehmen jedoch davon Abstand, diese Trennung durchzuführen, da die Genauigkeit der Höhenkurven für diesen Zweck nicht ausreicht, wie wir durch barometrische Nachprüfungen haben feststellen können.

Die postglaziale Saale.

Nach dem Rückzuge des Inlandeises hat die Saale ihr Flußbett vorwiegend innerhalb des interglazialen Laufes bis zur heutigen Flußaue eingeschnitten. Ablagerungen dieser Epoche sind aus dem hier behandelten Saalegebiet durch Henkel vom Köppelberg bei Pforta[2]) und durch E. Naumann vom Bl. Jena[3]) mitgeteilt worden. Bezw. der weiteren Verbreitung dieser Terrasse verweisen wir auf die demnächst erscheinenden Neuauflagen der Blätter Jena und Naumburg.

[1]) Jahrbuch für 1902, Bd. XXIII, Heft 4.

[2]) Beitr. zur Geologie des nordöstl. Thüringens. Jahresbericht der Königl. Landesschule Pforta 1903.

[3]) Dieses Jahrbuch für 1908, Bd. XXIX, Heft 1.

Übersichtstabelle der Fossilien, nach Terrassen geordnet[1]).

	Obere präglaziale		Untere präglaziale		Interglaziale		
	Ilm	Saale	Ilm	Unstrut	Ilm	Saale	Unstrut
Gastropoda.							
Vitrina elongata Drap.		×					
Hyalina nitidula Drap.		×					
Vallonia pulchella Müll.		×					
» *costata* Müll.		×					
» *costellata* Braun		×	×				
» *tenuilabris* Braun		×					
Petasia bidens Chemn.			×				
Helix fruticum Müll.					×		
» sp.					×		
» *arbustorum* L.			×				
Xerophila candidula Stud.?		×					
» *striata* Müll.			×			×	
» » var. *Nilsonia* Beck		×					
Pupa muscorum Müll.		×					
Cionella lubrica Müll.		×					
Clausilia sp.		×					
Succinea putris L.? juv.			×				
» *Pfeifferi* Rssm.					×		
» *oblonga* Drap.		×					
» » var. *elongata* Cless.		×					
» *Schumacherii* Andr.	×	×	×				
Limnaea ovata Drap.			×	×	×	×	
» » var. *patula* Da Costa		×	×		×		
» *truncatula* Müll.		×		×			
Planorbis marginatus Drap.					×		
» *albus* Müll.					×		
» *Rossmässleri* Auersw.					×		
Ancylastrum fluviatile Müll.			×		×		
» » var. *gibbosum* Bgt.			×	×		×	
Bythinia tentaculata L.					×		
Neritina fluviatilis L.							×
Lamellibranchiata.							
Unio batavus Lam.					×		
Corbicula fluminalis Müll. sp.					×		×
Pisidium amnicum Müll.			×				
» *fossarinum* Cless.			×				
Vertebrata.							
Kieferbruchstück eines Nagers		×					

[1]) Beim Bestimmen der Fossilien wurden wir in liebenswürdiger Weise von Herrn Dr. Menzel unterstützt.

Übersichtstabelle der Terrassen.

Ilm.

Meßtischblatt 1 : 25000	Flußstrecke	Höhe des Alluviums	Obere präglaziale Terrasse Basis	Untere präglaziale Terrasse Basis	Interglaziale Terrasse Basis
Magdala	Weg von der Dammfurter Brücke nach Linda	235,3	276		
	nordöstlich Mellingen, bei 282,6 .	225	275		
	Süßenborn		255		
Buttelstedt	Steinberg bei Kl. Cromsdorf . .	195			212
	nordwestlich Oberrossla	176			195
	nördlich Oberrossla	174,9			190
	Goldbach-Ossmannstedt	186	252		
	Pfiffelbach-Liebstedt		252		
	Comtureiholz		252		
	Südöstlich Niederreissen		245		
	Nordwestabhang des Pollakenhügels		241		
Buttstädt	Weinberg			219	
	Lerchenberg			217	
	Kapellenberg		228		
	Streitholz		225		
Nebra	Dorf Saubach Gerichtsamt . . .		220		
	Sand		220	200	
Eckartsberga	nordöstlich von Kalbitz		216		
	» » »		215		
	Steinbach			185	
	südöstlich Steinbach			185	
	rechts vom Gutschbach			185	
Apolda	westlich Wickerstedt	150			170
	4 Kgr. nördlich Wickerstedt . .	148			170
	Kgr. westlich Eberstedt	138			160
	mehrere Kgr. nordwestlich und westlich Darnstedt	134			155
Naumburg	Kgr. in Gr. Heringen	118,9			145
	Nordwestausgang von Ober-Möllern		205		
	Zwischen Pomnitz und Städten .		199		
	Schwalbengraben		187		

Ilm (Fortsetzung).

Meßtischblatt 1 : 25000	Flußstrecke	Höhe des Alluviums	Obere präglaziale Terrasse Basis	Untere präglaziale Terrasse Basis	Interglaziale Terrasse Basis
	nordwestlich von Nieder-Möllern (aut. P. Michael)			180	
	Graben südlich vom Grundgraben			175	
	Östlich von Städten			160	
	Weinberg nordöstlich Größnitz .			150	
	südwestlich Balgstädt			150	
Freyburg a. U.	Hirschrodaer Graben			150	
	Unstrut.				
Nebra	Kiesgrube südlich Gr. Wangen .	114,4	166		
	H 167,1 zwischen Dissau u. Wetzendorf	112,5	165		
	Kiesgrube östlich vom Katzelberg bei Wetzendorf	112,4		145	
Freyburg a. U.	nordöstlich von Weischütz . . .	108,2		140	
	Hayn, östliche Hälfte	108,2		140	
	Straße Zeddenbacher Mühle-Zscheiplitz (Ilm-Mündung)	106		140	
	östlich Zscheiplitz, neue Straße .	106		140	
	Straße Freyburg-Balgstädt, zwischen Brückenholz und Zeddenbacher Mühle	105,5			120
	nordwestlich von Nissmitz . . .	105		132	
	Freyburg-Gr. Jena, südlich H 135,3			130	
	Südwestabhang des Prömerbergs (Mündung in die Saale) . . .			130	
	Saale.				
Jena	Glashütte	143		195	
	Schießhaus und Hügelberg in Wenigenjena	143			165
	Galgenberg in Jena	142		190	
	Kgr. an der Straße von Wenigenjena nach Bürgel	141			161
	Kunitz	138			162
	Zwätzen-Löbstedt	138		186	

Saale (Fortsetzung).

Meßtischblatt 1 : 25000	Flußstrecke	Höhe des Alluviums	Oberste präglaziale Terrasse Basis	Obere präglaziale Terrasse Basis	Untere präglaziale Terrasse Basis	Interglaziale Terrasse Basis
	Plattenberg	134	280			
	Porstendorf	134		240		
	Neuengönna	134		250		
Camburg	Straße nördlich Kalkwerk Steudnitz	133				150
	Kgr. an der Linde bei Wichmar	128				150
	zwischen Wichmar u. Rodemeuschel	125			170	
	Kgr. der Stadt Camburg	124,6			170	
	» nördlich Tümpling	124				142
	» nahe der Schweinsbrücke	120				140
	» nordwestlich Weichau	120				140
Naumburg a/S.	Kl. Heringen	118,9				134
	Höhe südlich vom Wachthügel, östlich Rödigen	118,9		197		
	nördlich von Stenndorf	118			165	
	Kgr. Stenndorf	118				134
	nördlich Rödigen	118			170	
	Himmelreich bei Kösen	116		195		
	Lengefeld	115				131
	Schleife der Straße am Nordrand des Äbtischen Holzes	113,4		190		
	Zementfabrik Kösen	113,4				130
	Katze	113,4				130
	Pfortaer Forst zwischen Cuculau und Gradierwerk	112		190	165	
	Gradierwerk	112				132
	Kösen, Rexhausens Weinberg	111,5				140
	Galgenberg	111,5				130
	Köppelberg	111				140
	Hunnenburg	110		190		
	Weinberg Sanctorum	110				140
	Straßenschleife an den Weinberghäusern nördlich Pforta	109			165	
	östlich vom Laasen	108	190			

Saale (Fortsetzung).

Meßtischblatt 1:25000	Flußstrecke	Höhe des Alluviums	Obere präglaziale Terrasse Basis	Untere präglaziale Terrasse Basis	Interglaziale Terrasse Basis
	Almrich-Ostende über Naumburg bis Grochlitz	108-102,4			125-120
	Feld südlich Kl. Jena	106			130
	Hohlweg nördlich d. Kirche Kl. Jena	106		142	
	Forst Freyburg über d. Blütengrund	104,6	180		
	8 Vorkommen vom nördlichen Keilholz zum Gerodig		170		
	7 Kieslager auf dem linken Unstrutufer bei Gr. Jena			136-134	
	2 Kieslager nördlich vom Gerodig, südsüdwestlich von Dobichau, Kreisgrenze			132	
	Henne	102,8			120
Freyburg a. U.	2 Kgr. nordnordwestlich v. Dobichau			131	
Stößen	Kgr. nördlich Schellsitz	102,4			119
	2 Kgr. westlich Eulau		170		
	3 » zwischen Gerodig u. Goseck		170		
	Kgr. nördlich von Rotes Holz bei H 177,6 westlich Rödchen		170		
	Kgr. südöstlich Leißling bei H 182,1		170		
	» östlich Leißling bei H 175,5		170		
	» nahe am Gasthof zur schönen Aussicht		170		
	Kgr. östlich von Langendorf		165		

Berlin, den 19. März 1908.

Über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ost-Thüringen.

Von Herrn **Karl Kolesch** in Jena.

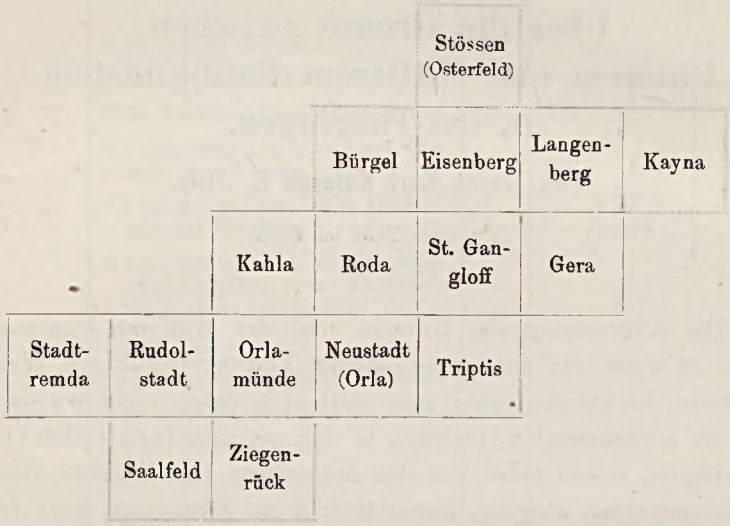
(Mit einer Tafel im Text.)

Die Abgrenzung des Unteren und des Mittleren Buntsandsteins in einer für das ganze östliche Thüringen gültigen Weise ist keine leichte Aufgabe; man darf sich daher nicht wundern, daß die aufnehmenden Geologen in den verschiedenen Teilen Ost-Thüringens, indem jeder von den besonderen Verhältnissen seines Aufnahmegebiets ausging, hinsichtlich dieser Grenze zu ganz verschiedenen Auffassungen gekommen sind.

Die Folge davon ist, daß eine Mächtigkeitsbestimmung eines Schichtenkomplexes innerhalb des Unteren und Mittleren Buntsandsteins nach den älteren Blättern der Geologischen Spezialkarte von Preußen auf Schwierigkeiten stößt, da man bei Berücksichtigung von mehreren Blättern auch zu mehreren und zwar zu recht verschiedenen Resultaten gelangt. Dies erfuhr ich, als es sich für mich darum handelte, den Vertikalabstand der Sohle der Gervillienschichten[1]) von der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein genau festzulegen. Die Grenzlinie war auf den verschiedenen Blättern nach abweichenden Gesichtspunkten gezogen, und deshalb war ich nicht im stande, mit Hilfe der älteren geologischen Karten meinen Zweck zu erreichen. Es blieb mir

[1]) Karl Kolesch, Über Versteinerungen aus dem Mittleren Buntsandstein von Ost-Thüringen. Centralbl. für Min. etc. 1903, S. 660.

nichts anderes übrig, als selbst eine neue, einheitliche und dabei technisch bequeme Grenze zu suchen. Im Nachstehenden gebe ich die Resultate meiner Untersuchungen, indem ich bemerke, daß sich dieselben auf folgende Blätter beziehen: Saalfeld, Stadtremda, Rudolstadt, Orlamünde, Kahla, Roda, Eisenberg, Langenberg, Gera, St. Gangloff, Triptis, Neustadt (Orla) und Ziegenrück.



Bevor ich jedoch die einschlägigen Verhältnisse schildere, halte ich es für angebracht, die aus der Literatur entnommenen Anschauungen über das fragliche Thema zu erwähnen. Es finden sich zwei, relativ allgemein gehaltene Mitteilungen über die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in den Abhandlungen, resp. in dem Jahrbuch der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. — E. E. Schmid[1]), der den nordwestlichen Streifen von Ost-Thüringen kartiert hat, faßte als Grenzlinie »ein Niveau mitten im Buntsandstein auf, unter welchem der Abhang vielerorts scharf, fast überall deutlich steiler einfällt und unzweifelhaft auf einen verschiedenen Widerstand gegen die Erosion zu Folge verschiedener Reichlichkeit der tonigen Beimengungen hinweist. Dieses Niveau ist es, welches sich auf den von »Schmid« bearbeiteten

[1]) E. E. Schmid, Das ostthüringische Röth. Dieses Jahrb. 1881, S. 92.

Blättern Bürgel, Roda, Stössen, Eisenberg, St. Gangloff u. a. als Grenzlinie findet«. In Wirklichkeit hat Schmid bei der Abgrenzung der beiden unteren Abteilungen des Buntsandsteins außer der bezeichneten orographischen Eigentümlichkeit noch andere Umstände berücksichtigt; es geht dies aus den Erläuterungen zu den Blättern St. Gangloff, Roda und Eisenberg hervor, nach denen die Grenze festgelegt ist unter Berücksichtigung des »Kontrastes der dunkelroten und lichtgelben bis grauen Farbe, der fettigen und mageren Beschaffenheit, der fehlenden oder reichlichen Beimengung von Sandsteinbrocken zu dem Verwitterungsboden«, der andauernd nassen Stellen und der Quellen. Außerdem hat er noch dem Gegensatz »in der Stärke der untersten Schichten des Mittleren Buntsandsteins gegen die des Unteren« Rechnung getragen. In keiner der Schmid'schen Arbeiten finde ich eine Bemerkung über die Korngröße.

Liebe [1]), der den Südoststreifen des ostthüringischen Buntsandsteingebiets aufgenommen hat, stellt sich auf einen anderen Standpunkt. Nach ihm ist der Untere Buntsandstein ein Wechsel von »roten Lettenlagen und rötlichen bis dunkelroten Sandsteinen meist feineren, bisweilen auch gröberen Kornes«. Über den Mittleren Buntsandstein schreibt er: »Die Lettenlagen sind blaugrau und nur in der Minderzahl der Fälle rot. In ihrer Mächtigkeit treten sie weit gegen die Sandsteinbänke zurück. Letztere sind in der Regel grau und von mittlerem bis gröberem, gleichmäßigerem Korn.« Noch deutlicher kommt die Auffassung von Liebe in den Erläuterungen zu den Blättern Neustadt (Orla) und Triptis zur Geltung, da er hier bei der Schilderung des Mittleren Buntsandsteins das gröbere Korn, das Vorherrschen der Sandsteinbänke gegen die Lettenlagen, sowie die hellere Farbe der Sandsteine und Letteneinlagerungen als unterscheidende Merkmale scharf heraushebt. In der Gegend von Neustadt (Orla) und Triptis zeichnet sich nach Liebe der Mittlere Buntsandstein noch durch das »zurücktretende« Bindemittel aus. — Aus den von R. Richter

[1]) K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Bd. V, Heft 4, S. 60 u. 61.

und Liebe verfaßten Erläuterungen zum Bl. Orlamünde geht hervor, daß hier der Untere Buntsandstein vorherrschend feinkörnig, der Mittlere grobkörnig ist. Dasselbe gilt von dem Bl. Rudolstadt. — K. von Fritsch, der Bl. Stadtremda aufgenommen hat, spricht ganz offen aus, daß die »Begrenzung des Unteren Buntsandsteins gegen den Mittleren im Bereiche der Karte eine ziemlich schwierige war. Es mußte die Grenze nach dem Wechsel der Korngröße des Sandsteins und nach dem der Stärke der Sandsteinbänke bestimmt werden. Auch die Entfernung von der Zechsteingrenze kam bei der Entscheidung in Betracht.«

Die dritte Auffassung über unsern Gegenstand finden wir bei E. Zimmermann in den Erläuterungen zum Bl. Saalfeld. Das Blatt ist zwar von Liebe und Zimmermann gemeinschaftlich aufgenommen worden, doch war die Arbeit insofern eine geteilte, als Zimmermann das Buntsandsteingebiet allein zu kartieren hatte; deshalb kommt in der Schilderung des Buntsandsteins nur der Standpunkt von Zimmermann zum Ausdruck, und dieser geht dahin, daß »der Mittlere Buntsandstein sich weniger durch ein anderes Korn vom Unteren unterscheidet als vielmehr durch die größere Mächtigkeit der Sandsteinbänke und ihr sehr beträchtliches Vorherrschen vor den Lettenzwischenlagen«. — Ganz ähnlich spricht sich Zimmermann in den Erläuterungen zum Bl. Ziegenrück aus, indem er sagt, daß die Grenze dahin zu legen ist, wo auf »rote, lettenreiche Sandsteinschichten meist harter, ziemlich krystallinischer, mittelfein- bis mittelgrobkörniger, in stärkeren Lagen und Bänken auftretender Sandstein von rötlicher Farbe mit wenig Lettenbindemittel und spärlichen Lettenzwischenlagen folgt«. Schmid stellt also eine in der Landschaft auftretende Terrainstufe in den Vordergrund; Liebe, Richter und von Fritsch berücksichtigen außer anderen Faktoren die Korngröße, und Zimmermann endlich läßt sich von der Mächtigkeit und Häufigkeit der Sandsteinbänke leiten.

Es ist von vornherein zu erwarten, daß die nach so verschiedenen, teilweise unbestimmten Gesichtspunkten aufgenommenen Karten manche Ungenauigkeiten aufweisen müssen. Ich möchte

nur einige, besonders in das Auge springende Örtlichkeiten herausgreifen. Auf dem Bl. Neustadt (Orla) ist die Grenze zwischen su und sm am Kesselberg 420 m über N. N. eingetragen, nordwestlich von Börthen verläuft sie im allgemeinen auf der Isohypse 320. Die beiden ca 3 km voneinander entfernten Punkte liegen auf der in Ostthüringen vorherrschenden Streichlinie SW.—NO. Die verschiedene Höhe der Grenze könnte man entweder durch ein außergewöhnlich starkes Fallen oder durch eine zwischen Kesselberg und Börthen aufsitzende Verwerfung oder durch die Annahme erklären, daß die Schichten des Unteren Buntsandsteins nach SW. stark an Mächtigkeit abnehmen. In den Erläuterungen zum Bl. Neustadt ist eine Deutung ebensowenig zu finden wie im Gelände, dessen Untersuchung nichts anderes als ein schwaches nordwestliches Fallen ergab. Die verschieden hohe Grenze auf der Karte erklärt sich vielmehr aus der Unsicherheit in der Trennung des su und des sm: am Kesselberg ist die Grenze dahin gelegt worden, wo auf rote Sandsteinschichten heller gefärbte Gesteine folgen, nordwestlich von Börthen aber beginnt der sm mit den ersten grobkörnigen Sandsteinen.

Auf Bl. Eisenberg stehen in dem unteren Teile des Mühltales links und rechts vom Bach rote, gervillienführende Sandsteine an, über denen hellfarbige Schichten liegen. Die beiden Talflanken zeigen oben einen geringen, unten einen größeren Böschungswinkel, so daß also an einer Stelle der Abhang »deutlich steiler einfällt«. Hierher ist die Grenze gelegt worden. Die Folge davon ist, daß einerseits die Gervilliensandsteine auf der Karte als Unterer Buntsandstein erscheinen und daß andererseits schon 10—15 m über der Grenze die obersten karneolführenden Schichten des Mittleren Buntsandsteins stehen. Die Veranlassung zu dem Irrtum ist neben der roten Farbe der Sandsteine der Wechsel in dem Böschungswinkel des Hanges gewesen.

Die beiden Beispiele mögen genügen, um die bis jetzt herrschende Unsicherheit in der Gliederung des ostthüringischen Buntsandsteins zu zeigen. Es ist zwar richtig, daß die von Schmid erwähnte Terrainkante existiert, aber erstens läßt sie sich nicht überall, vor allen Dingen nicht in dem ganzen Süden und Süd-

westen unseres Gebietes konstatieren, und zweitens sind außer der Schmid'schen Grenzbank noch andere Schichten stufenbildend. — Ich muß auch zugeben, daß Unterer und Mittlerer Buntsandstein sich oft durch die Farbe und durch die Häufigkeit der Sandsteinbänke, resp. Lettenlagen unterscheiden, andererseits freilich muß ich betonen, daß gerade die Merkmale, die in dieser Beziehung für den Unteren aufgestellt sind, zuweilen auf den Mittleren passen. — Was endlich den Satz: unten feinkörnig, in der Mitte grobkörnig, betrifft, so würde bei Berücksichtigung desselben die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein in Ostthüringen häufig ganz nahe dem Zechstein zu liegen kommen.

Deshalb habe ich bei der Festlegung einer Grenzlinie von den auf S. 590—592 gekennzeichneten Anschauungen wenig Gebrauch machen können und mich bemüht, eine Trennung von Unterem und Mittlerem Buntsandstein auf rein mineralogischer Basis vorzunehmen. Mehrmals glaubte ich eine Grenze gefunden zu haben, immer aber verlor sie sich bei der Untersuchung von größeren Gebieten, war also nicht brauchbar. Als ich endlich am Pfannberg zwischen Neustadt (Orla) und Strößwitz einen plötzlichen Wechsel in der Zusammensetzung der aufeinander folgenden Schichten erkannte, mußte ich das ganze ostthüringische Buntsandsteingebiet begehen, um zu entscheiden, ob sich die angenommene Grenzlinie durchziehen läßt. Nachdem dies geschehen ist, stelle ich als Resultat der Untersuchung folgenden Satz auf: *der Untere Buntsandstein ist in seinen oberen Partieen kalkreich und kaolinarm, der Mittlere Buntsandstein ist in seinen unteren Schichten kaolinreich und kalkfrei.*

Was zunächst den Unteren Buntsandstein betrifft, so hat sich ergeben, daß er auf den oben genannten Blättern in seiner Zusammensetzung recht verschieden ist; nur sein oberer Schichtenkomplex zeigt insofern eine Übereinstimmung, als in ihm *Kalksandsteine* auftreten. Der Kalk findet sich entweder als gewöhnliches Bindemittel oder in Oolithform.

1. Im Nordosten unseres Gebietes tritt ein feinkörniger, grauer Sandstein auf, der zwischen den Quarzkörnern Kalk in auffallender Menge führt. Bei der Verwitterung nimmt das Zement

infolge seines Eisengehaltes eine intensiv gelbe Farbe an, gegenüber welcher die weniger auffallenden, grauen Quarzkörner zurücktreten, sodaß das ganze Gestein als gelber Sandstein erscheint. Schreitet die Verwitterung fort und wird das Bindemittel bis auf einen geringen braunen oder schwärzlichen Rest ausgelaugt, so entstehen poröse Sandsteine von graugelber, gelber, rötlich-grauer oder dunkelroter Farbe. Die ca $^1/_2$—$^3/_4$ mm großen Poren haben niemals genau die Form von Hohlkugeln, sondern sind nur im allgemeinen rund. Im Südwesten konnte ich diesen Sandstein nicht auffinden.

2. Mehr Interesse beansprucht der Sandstein, bei welchem der Kalk in Oolithform auftritt. Von einem echten Rogenstein kann nicht die Rede sein, vielmehr handelt es sich um einen feinkörnigen, hellgrauen bis weißgrauen Sandstein, der arm an Glimmer und Kaolin, dagegen reich an grau gefärbten Oolithkörnern ist. Der Zahl nach halten sich Quarz- und Rogenkörner fast überall das Gleichgewicht, nur verhältnismäßig selten treten die letzteren zurück. Auch in der Größe stimmen beide im allgemeinen überein, ihr Durchmesser beträgt meist $^1/_2$ mm, selten einmal $^3/_4$ mm. Die Verteilung der Oolithkörner innerhalb des Sandsteins ist zuweilen eine regellose, vielfach aber sind sie in Straten, die der Hauptschichtrichtung parallel laufen, gehäuft, und ebenso oft lassen sie durch ihre Anordnung die Schrägschichtung deutlich hervortreten. Unter dem Mikroskop zeigen sie die bekannte konzentrisch-radiale Struktur, freilich nicht so deutlich wie die Rogensteine vom Harzrand.

Bei der Verwitterung nehmen die Oolithkörner zunächst eine gelbe, später eine gelb-braune Farbe an, werden dann ausgelaugt und bedingen dadurch einen porösen Sandstein[1]), den man, als

[1]) Entsprechendes haben bereits A. von Koenen, O. Grupe und G. Müller beobachtet:

O. Grupe, Gebirgsbau und Stratigraphie des Homburgwaldes. Dieses Jahrb. 1902, Bd. XXIII, S. 615.

A. von Koenen, Über Kalksandstein-Konkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röth. Zeitschr. der D. g. G. 1905, S. 156.

A. von Koenen, Erläuterungen zu Blatt Lauenberg.

A. von Koenen, Erläuterungen zu Blatt Hardegsen.

A. von Koenen, G. Müller und O. Grupe, Erläuterungen zu Blatt Alfeld.

Analogon zum Schaumkalk, Schaumsandstein nennen könnte. Die Poren stellen anfangs Hohlkugeln dar, im Laufe der Zeit aber büßen sie ihre regelmäßige Form ein, indem vom Rande her wenige Quarzkrystalle nach dem Innern zu schießen. Der Schaumsandstein hat, je nach dem Grade der Verwitterung, eine recht verschiedene Farbe; von einem schwach gelben Grau bis zu einem dunklen Rot findet man eine ganze Reihe von Übergängen; immer heben sich die mit eisenhaltigen Verwitterungsrückständen ausgefüllten Poren als relativ dunkle Stellen von ihrer Nachbarschaft ab. Es ist natürlich, daß die Poren, ebenso wie die Oolithkörner selbst, vielfach in Streifen, die der Hauptschichtrichtung parallel laufen, gehäuft sind oder bei Diagonalstruktur in der Schichtrichtung zweiter Ordnung liegen.

Da, wo die oolithischen Sandsteine überhaupt auftreten, kann man überall Handstücke schlagen, bei denen am Rande Poren, in der Mitte unversehrte Rogenkörner und in der Zwischenzone Oolithreste zu beobachten sind. Dies ist der Fall auf den Blättern Rudolstadt, Orlamünde, Neustadt (Orla), Roda, St. Gangloff, Gera, Eisenberg und Langenberg. Auf Bl. Triptis habe ich bis jetzt die oolithischen Sandsteine nicht auffinden können, doch ist es sehr wahrscheinlich, daß sie in dem von mir noch nicht untersuchten Nordwestwinkel des Blattes stehen, da dieser an die oolithreichen Teile der Blätter Neustadt (Orla), Roda und St. Gangloff grenzt. Die Blätter Stadtremda, Saalfeld und Ziegenrück sind frei von oolithischen Sandsteinen. Auf dem Bl. Kahla streicht überhaupt kein Unterer Buntsandstein aus, deshalb fehlen hier auch die oolithischen Sandsteine, resp. ihre Vertreter, die Schaumsandsteine. Am besten kann man die oolithischen Sandsteine auf dem Bl. Roda studieren, da hier in den sogenannten Tälern diese »salpeterführenden Schichten« Veranlassung zu einem ausgedehnten Steinbruchbetrieb[1]) gegeben haben. Die Bänke erreichen hier eine Mächtigkeit von 50 cm.

Eine von Herrn Dr. E. Greiner im mineralogisch-geologi-

[1]) Die Schichten, welche hier abgebaut werden, liegen nach der geologischen Karte teilweise in dem obersten su, teilweise in dem untersten sm.

schen Institut zu Jena ausgeführte Analyse eines von Erdmannsdorf bei Roda stammenden oolithischen Sandsteins ergab:

SiO_2	41,43	In Salzsäure unlöslich
$Al_2O_3(Fe_2O_3)$	4,15	
CaO	0,59	
MgO	0,22	
$CaCO_3$	33,06	In Salzsäure löslich
$MgCO_3$	16,79	
Fe_2O_3 etc.	1,27	
H_2O	1,93	
	99,44	

Den aus dem oolithischen Sandstein hervorgegangenen Schaumsandstein kann ich nur dann von dem unter 1. geschilderten porösen Sandstein (S. 594) unterscheiden, wenn der Schaumsandstein als solcher noch nicht zu alt ist und deshalb die Poren die Hohlkugelform noch nicht eingebüßt haben. Wie ich bereits erwähnt habe, fehlen auf den Blättern Stadtremda, Saalfeld und Ziegenrück die oolithischen Sandsteine; es finden sich hier nur poröse Sandsteine, von denen ich bei der starken Verwitterung, der sie ausgesetzt waren, nicht sagen kann, ob sie aus einem Sandstein mit gewöhnlichem karbonatischem Bindemittel oder aus einem oolithischen Sandstein hervorgegangen sind. Die zuweilen recht gerundete Form der Poren macht es für mich wahrscheinlich, daß das letztere der Fall ist.

Die obere Abteilung des Unteren Buntsandsteins besteht nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit aus Kalksandstein oder porösem Sandstein. Überall schieben sich kaolinarme Sandsteine, lettige Zwischenlagen, Quarzsandsteine und lose Sande[1]) in unregelmäßiger Wechselfolge ein; immer aber kehren Kalksandsteine, resp. poröse Sandsteine wieder, die den oberen Schichten des Unteren Buntsandsteins das charakteristische Gepräge geben.

Ganz unbekannt sind die oolithischen Sandsteine in Ost-

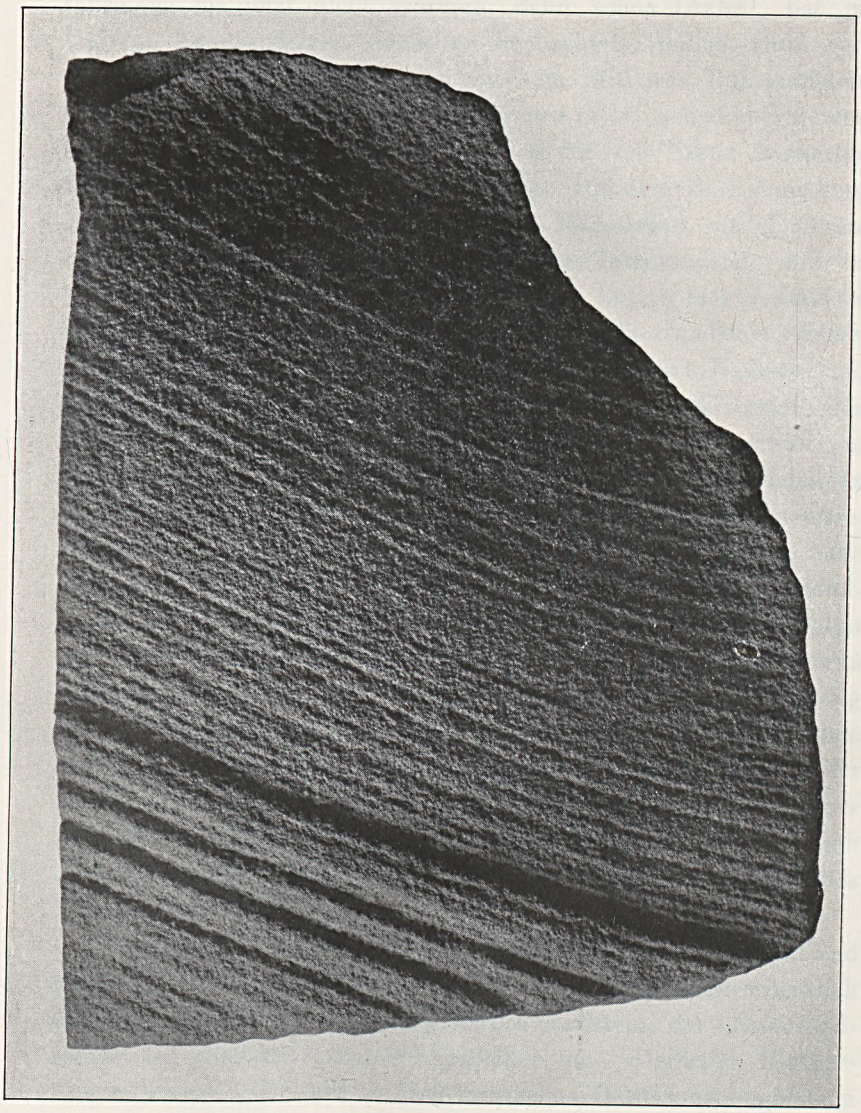
[1]) Diese »leicht zerreibbaren, bis losen, sogar staubigen Sande (sm_α)« gehören nach E. E. Schmid (Erläuterungen zu Bl. Gangloff) dem Mittleren Buntsandstein an. — Auch in ihnen fand ich Oolithkörner.

thüringen bis jetzt nicht gewesen, denn schon Liebe[1]) hat im Unteren Buntsandstein »Oolithe« beobachtet, freilich »nur vereinzelt und wenig entwickelt«; auch im Mittleren Buntsandstein fehlen nach ihm die »oolithischen Partieen nicht, geben aber keinen Horizont ab«. Aus den Erläuterungen der von Liebe kartierten Blätter geht hervor, daß dieser »Oolith« auf dem Bl. Langenberg unterhalb Pohlitz und nördlich von Nickelsdorf im Unteren, zwischen Nedissen und Ossig im Mittleren Buntsandstein auftritt. Was die beiden ersten Punkte betrifft, so liegen hier oolithische Sandsteine vor, die auch ich zum Unteren Buntsandstein rechne. Anders verhält es sich mit den »Oolithen« zwischen Nedissen und Ossig; meine Auffassung über den petrographischen Charakter des Unteren und Mittleren Buntsandsteins hätte einen gewaltigen Stoß erhalten, wenn wirklich in der von Liebe bezeichneten Gegend Mittlerer Buntsandstein mit »Oolithen« anzutreffen wäre. Ich bin deshalb mehrmals an der fraglichen Stelle gewesen, habe aber auch die ganze Nachbarschaft auf das Alter der Buntsandsteinschichten untersucht, bin aber immer zu demselben Resultat gekommen: überall stehen Schichten an, die ich zum Unteren Buntsandstein stelle. Die Schichten zwischen Nedissen und Ossig speziell entsprechen in ihrer Aufeinanderfolge vollständig dem Schichtenkomplex, der bei Langenberg auf beiden Seiten der Elster zu Tage tritt, und der nach Liebe und auch nach meiner Meinung dem Unteren Buntsandstein angehört. Deshalb sehe ich auch die »Oolithe« zwischen Nedissen und Ossig als Gesteine des Unteren Buntsandsteins an.

Fast regelmäßig tritt nahe der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem ein durch Brauneisenstein verkitteter, außerordentlich fester, kaolinführender, plattig-schaliger Sandstein, der »Eisensandstein« der Landwirte und Waldarbeiter auf. Derartige Einlagerungen finden sich wohl in allen deutschen Buntsandsteingebieten und zwar gewöhnlich in ganz verschiedenen Horizonten. Bücking[2])

[1]) K. Th. Liebe, Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Bd. V, Heft 4 S. 60 u. 61.

[2]) H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1892, N. F., Heft 12, S. 171.



Eisenschale vom Pfann-Berg bei Neustadt (Orla).

z. B. konstatierte sie in den obersten Schichten des su_1, nahe der oberen Grenze von su_2 und endlich an der unteren Grenze von sm_1. In Ostthüringen liegen die Verhältnisse anders: wenn auch die Eisensandsteine nicht auf die oberste Abteilung des Unteren Buntsandsteins beschränkt sind, so trifft man sie doch gerade hier so massenhaft, daß die vereinzelten, in tieferen oder höheren Schichten vorkommenden Stücke dagegen verschwinden. Eine Eigentümlichkeit, die nur bei den Eisensandsteinen der oberen Abteilung des Unteren Buntsandsteins zu finden ist, besteht in der ganz seltsamen Oberfläche, wie sie besonders auf dem Bl. Neustadt (Orla) beobachtet werden kann. Der Eisensandstein bildet hier 2—3 cm dicke, stark zerklüftete Schichten, deren Bruchstücke besonders dann, wenn das Ausstreichen an einem flachen Hang erfolgt, in großer Zahl umherliegen. Es sind tellergroße oder kleinere, sehr flache Kugelschalen mit einer sonderbaren Streifung: auf einer Seite, zuweilen auch beiderseits, zeigen sich parallel verlaufende und zwar etwas gekrümmte Kämme und entsprechende, wie mit einem Kerbmesser erzeugte Rinnen. Die Kämme, bezw. Rinnen auf der einen Seite sind nicht immer gleichgerichtet mit denjenigen auf der anderen Seite, beide Streifensysteme stehen vielmehr manchmal zu einander unter einem spitzen Winkel. Auf ein und demselben Stück und auf ein und derselben Seite ist der Abstand der Rinnen verschieden, und dementsprechend wechselt die Breite der Kämme; die breiteren Kämme sind regelmäßig auch höher und zeigen auf ihrem Rücken feinere Rinnen. Ein durch ein gutes Handstück geführter Querschnitt sollte Klarheit darüber bringen, ob es sich bei diesen Streifen vielleicht um eine Druckerscheinung handelte; der Schnitt zeigte nichts Auffallendes, so daß ich gegenwärtig noch ganz im Unklaren über die Entstehung der eigenartigen Skulptur bin. — Die schönsten Eisenschalen finden sich am Westabfall des Pfann-Berges und südöstlich von Burkersdorf (Bl. Neustadt a. d. Orla); siehe nebenstehende Tafel. Am Apfelberg bei Wolfersdorf (Fröhliche Wiederkunft) treten statt der Eisenschalen lößkindelähnliche Brauneisensteinknollen von der Größe einer Walnuß oder einer mittleren Kartoffel auf. —

Von dem Unteren Buntsandstein hebt sich scharf, ja ich kann sagen meist haarscharf, der Mittlere Buntsandstein ab: auf die Kalksandsteine oder porösen Sandsteine folgt ganz plötzlich ein feinkörniger, nicht sehr fester, grauer bis grau-weißer oder gelblicher, oft dickbankiger Sandstein, der außerordentlich reich an Kaolin ist. In den meisten Fällen findet man Kaolinkörner, seltener zieht sich durch den Sandstein ein aus Kaolin bestehendes Netz hindurch, das in seiner Verzweigungsart an das Pilzmycel erinnert. Der Kaolingehalt ist zuweilen so groß, daß der Sandstein technische Verwendung findet; dies ist der Fall in den Porzellanfabriken Volkstedt (Bl. Stadtremda), Uhlstädt (Bl. Rudolstadt) und Kleindembach (Bl. Orlamünde), die Material aus der unteren Abteilung des Mittleren Buntsandsteins verarbeiten.

Liegt der Kaolinsandstein auf stark verwittertem Kalksandstein und streichen beide an einem Steilabfall aus, so erkennt man schon aus ziemlicher Entfernung die scharfe Grenzlinie an dem Farbengegensatz von Grau (oben) und Rot (unten)[1]; überlagert freilich der Kaolinsandstein frischen Kalksandstein, dann sieht alles grau aus.

Von vornherein kann man erwarten, daß die untersten Glieder des Mittleren Buntsandsteins einen anderen Verwitterungsboden geben als die obersten Schichten des Unteren, und daß schon die Beschaffenheit und Farbe der Felder oder Wege die Festlegung der Grenze bis zu einem gewissen Grade ermöglichen. Tatsächlich findet man häufig dann, wenn man aus dem Unteren Buntsandstein in den Mittleren eintritt, nicht mehr rote oder gelbliche und dabei lehmige, sondern graue oder grau-weiße und sehr sandige Wege und Felder. Wollte man aber nun ausschließlich auf Grund dieser Beobachtung die Grenze ziehen, so würde man eben in den Fehler verfallen, der auf den älteren geologischen Karten so oft gemacht worden ist. Ich kann nicht genug davor warnen, die Farbe und die mehr oder weniger sandige Beschaffenheit der Felder entscheiden zu lassen; das einzige zuver-

[1]) Sehr schön kann man dies an der Felswand unterhalb Orlamünde beobachten. Auf der geologischen Karte ist hier und noch ca 50 m höher su eingetragen.

lässige Mittel zur Bestimmung des Alters unserer Schichten sehe ich in dem verschiedenen Gehalt der Gesteine an Kalk, resp. Kaolin. Ich möchte hier nur ein Beispiel anführen. Bewegt man sich in einer Gegend mit ungestörter Lagerung (z. B. auf dem Bl. St. Gangloff) an einem Hang von unten nach oben, und nähert man sich der von SCHMID als sm_α bezeichneten Zone (Seite 597, Fußnote), so trifft man plötzlich, nachdem man ein rotes und etwas lehmiges Terrain passiert hat, ganz hellgrau gefärbte und außerordentlich sandige Wege und Felder. Nach der alten Auffassung hat man hier die Grenze überschritten, nach meiner Gliederung aber handelt es sich um Unteren Buntsandstein, denn unterhalb wie oberhalb der Linie, welche die verschiedenen Gebiete trennt, ist der Sandstein kalkführend oder porös. Die von ZIMMERMANN betonte relativ große Mächtigkeit und Häufigkeit der Sandsteinschichten im Mittleren Buntsandstein kann bei der Trennung, wie ich sie vornehme, nicht benutzt werden, denn gerade mein Unterer ist in manchen Gegenden sehr reich an mächtigen Bänken: die zahlreichen Steinbrüche bei Kraftsdorf (Bl. St. Gangloff), Waltersdorf (Bl. St. Gangloff) Ottendorf (Bl. Roda), Eisenberg, Kleinpörthen (Bl. Kayna) usw. stehen nach meiner Gliederung samt und sonders im Unteren Buntsandstein. — Noch einmal muß ich auf das Korn zu sprechen kommen und bemerken, daß die obersten Schichten des Unteren Buntsandsteins durchschnittlich etwas feinkörniger sind als die ältesten Gesteine des Mittleren, nur ist der Größenunterschied der einzelnen Mineralindividuen ganz unbedeutend und kann als trennendes Moment nicht benutzt werden. Bemerkenswert ist das mehrfache Zusammentreffen der Grenze von Feld und Wald mit der Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein, sowie das Auftreten von sumpfigen Stellen an den Punkten, an welchen gerade meine Grenze liegt. Indes sind derartige Coïncidenzen verhältnismäßig selten; in der Mehrzahl der Fälle ist an dem Ausstreichen der Grenzfläche außer dem Wechsel der Gesteine etwas Besonderes nicht zu beobachten.

Wenn ich oben die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein als eine in den meisten Fällen haarscharfe Linie

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

bezeichnet habe, so wollte ich damit andeuten, daß in manchen Gegenden, besonders in dem Südwesten des untersuchten Gebietes, die Trennung nicht ganz leicht ist. Auf den beiden Blättern Saalfeld und Ziegenrück findet sich nämlich, abgesehen von dem fehlenden Kalksandstein, nur eine dürftige Entwicklung des porösen Sandsteins, infolgedessen man gerade das sehr stark vermißt, was sonst entscheidend ist. Aber schon auf den Blättern Rudolstadt und Orlamünde liegen die Verhältnisse günstiger: der oolithische Sandstein stellt sich ein, der poröse Sandstein wird häufiger, und an der Grenze macht sich der Eisensandstein mehr und mehr breit. Je weiter man nach NO. geht, um so zahlreicher werden die Oolithkörner, und um so schöner sind die hohlkugelförmigen Poren der Schaumsandsteine; mit anderen Worten: es zeigt sich in der oberen Abteilung des Unteren Buntsandsteins eine Verkalkung in der Richtung SW.—NO.

Auch der Mittlere ändert sein Gesicht, indem die bei Saalfeld an der Basis auftretenden haselnuß- bis faustgroßen Gerölle[1]) nach Norden und Osten hin an Zahl und Größe abnehmen und auf dem Bl. St. Gangloff nur noch als ganz vereinzelte erbsenr große Quarze konstatiert werden können.

Im allgemeinen liegt die von mir angenommene Grenze höher und zwar oft wesentlich höher als die auf den geologischen Karten eingetragene Linie; eine Ausnahme bildet nur das Bl. Saalfeld, bei dem meine Auffassung sich nahezu mit dem von Zimmermann in der Karte zum Ausdruck gebrachten Standpunkt deckt. Es folgt hieraus ohne weiteres, daß eine nach meinem Trennungsprinzip ausgeführte geologische Aufnahme ganz wesentr lich von den jetzigen Karten insofern abweichen würde, als der Untere Buntsandstein auf Rechnung des Mittleren an Fläche gewinnen müßte. Die Gervillienschichten, welche die Veranlassung zur Festlegung der Grenzlinie gewesen sind, würden auf der Karte als Glieder des Mittleren Buntsandstein erscheinen und

[1]) Erläuterungen zu Bl. Saalfeld, S. 43.

E. Zimmermann, Über den Buntsandstein bei Saalfeld in Thüringen und über sandgeschliffene Gerölle in dessen Konglomeraten. Monatsberichte d. D. g. G. 1907, Nr. 10—11, S. 227.

zwar als ein Schichtenkomplex, dessen Basis 60 m über der von mir angenommenen Grenze liegt.

Die sehr nahe liegende Frage nach der vertikalen Entfernung meiner Grenzschicht von den oberen Letten des Zechsteins kann ich noch nicht bestimmt beantworten; trotz mehrerer Einzelbestimmungen muß ich mich auf die ungefähre Angabe von 220—250 m beschränken.

Zusammenfassung: In Ostthüringen läßt sich die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein dahin legen, wo auf kalkführende Sandsteine kaolinreiche Schichten folgen.

Bei meinen Untersuchungen des ostthüringischen Buntsandsteingebiets und auch bei der Behandlung der vorliegenden Grenzfrage bin ich vielfach von Herrn Prof. E. Zimmermann in freundlichster Weise unterstützt worden. Ihm muß ich auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Jena, den 20. Mai 1908.

Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover.

4. Das Kalktufflager von Lauenstein.

Von Herrn **Hans Menzel** in Berlin.

Nahe dem Nordende des Ith liegt in schmalem tiefem Quertale der Flecken Lauenstein. Der Kamm des Ith, der nach Westen zu von einer Reihe massiger Felsklippen gekrönt wird, besteht aus den nordöstlich einfallenden Schichten des Korallendolomites, auf die sich in regelmäßiger Reihenfolge nach dem Tal der Saale hin die höheren Stufen des Oberen Jura, die Kimmeridgeschichten, sowie die Schichten mit *Ammonites Gigas* legen. Diese abwechselnd aus härterem und weicherem Gestein bestehenden Schichten haben Veranlassung gegeben, daß vor dem ziemlich einheitlich verlaufenden Rücken des Ith nach dem Hangenden zu noch mehrere durch Einsenkungen oder flache Längstäler getrennte niedrige Rücken einherlaufen. So treten die festen Bänke des Mittleren Kimmeridge sowie Zonen festerer Gesteine im Oberen Kimmeridge und vor allem die *Gigas*-Schichten als Parallelrücken in der Nähe von Lauenstein auf. Letzteren gehören z. B. der Krähenberg und der Knickbrink nördlich und südlich vom Orte an. Das Quertal, in dem Lauenstein liegt, ist durch Querbrüche veranlaßt, die hier die Juraschichten durchsetzen. Das läßt sich daran erkennen, daß diese Schichten außer dem Haupteinfallen nach Nordost auch ein schwächeres Einfallen nach dem Quertale zu zeigen. Die Folge davon ist, daß alle Niederschlagswasser,

die rings um das Lauensteiner Tal fallen, oberirdisch wie unterirdisch nach dem Quertal zu abgeführt werden. Die in den stark zerklüfteten Bänken der Jurakalke in die Tiefe gedrungenen Sickerwässer sammeln sich an diesen Querspalten und dringen hauptsächlich da, wo die unteren, stark tonigen Gigasschichten ihnen den Weg verlegen, zu Tage. Solcher Quellen finden sich bei Lauenstein mehrere, teils südlich des Burgberges, teils nördlich desselben. Die stärkste dieser Quellen ist die am sogenannten Lauenteiche, die aus Schichten des Oberen Kimmeridge entspringt.

Dieser Quell, der auf seinem ganzen Wege ausschließlich kalkreiche Schichten durchdringt und noch heute ein sehr hartes Wasser führt, hat in früheren Zeiten das Tal hoch mit Kalktuff aufgefüllt. Denn der Kalktuff bildet heute den Untergrund des ganzen Wiesentales am Lauenteiche, ferner des ganzen Tales, auf dem Lauenstein steht, von der Hausmannschen Fabrik an bis vor dem Dammtore und von da ab an der Straße nach Salzhemmendorf bis hin zum Pfingstanger.

Die Beschaffenheit des Kalktuffes von Lauenstein ist die eines Absatzes aus fließendem Wasser. Über sein Liegendes ist wenig bekannt. Vielfach dürften es direkt die Juraschichten sein; hie und da zeigten sich aber auch Schotter unter ihm. Oberflächlich zeigt er mehrfach deutlich eine Art Terrassenbildung, derartig, daß sich quer über das Tal hinweg ebene Bänke ziehen, die steil nach vorn zu einer tieferen Stufe abfallen. Eine solche Stufe tritt deutlich dicht unter dem Lauenteich hervor. Sie hat sich anscheinend unterhalb des heutigen Dammtores wiederholt, ist aber durch Menschenhand schon stark verwischt. Die Hauptmasse des Kalktuffes ist locker und krümmelig und besteht daneben stellenweise aus kleineren oder größeren Kalkkonkretionen; stellenweise sind feste zusammenhängende Bänke eingelagert, die sich deutlich als Inkrustationen von Pflanzen, Schilfstengeln und Chararasen kennzeichnen, auch Äste, Zweige und Blätter von Laubbäumen finden sich nicht selten beigemischt. Unterhalb dieser festen Bänke tritt wohl hie und da ein dunkler, humoser, tonig-sandiger Streifen auf, der von eingeschwemmter Verunreinigung herrührt. Kleinere Aufschlüsse

finden sich häufig im Kalktuffe. In den Gärten liegt er meist bis fast zu Tage, so daß ihn jeder tiefere Spatenstich emporbringt. Ebenso wird er in jeder Baugrube sichtbar. Die Keller vieler Häuser sind in ihm angelegt. Größere Aufschlüsse finden sich heute indessen nur zwischen Mühle und Lauenteich, und hier treten auch die Fossilien auf, die sich aus ihm haben sammeln lassen.

Die Fauna des Kalktufflagers von Lauenstein ist lange nicht so reichhaltig, weder an Zahl der Arten noch der Individuen, wie die des Alfelder Kalktuffes. Es erforderte große Mühe und Sorgfalt, durch lange wiederholtes fleißiges Absuchen und Ausschlemmen die nachfolgende Fauna zu erhalten. Die Hauptmenge der in ihm nachgewiesenen Organismen wird durch die Molluskenschalen gebildet. Es fanden sich im Kalktuff:

a) an Pflanzen:

1. *Chara* sp.; nicht allzuhäufig und nur in einzelnen Lagen; sowohl die Kalkinkrustation der Stengel wie die spiralgestreiften kleinen Früchte.
2. Moose. Nur deren Kalküberzug mit undeutlichen Abdrücken.
3. Schilf, als Abdrücke und Hohlräume erhalten, bildet ganze Bänke.
4. *Alnus* sp. Blätter und Zweige.

b) an Tieren:

1. *Hyalina cellaria* Müll. Häufig und meist gut erhalten.
2. *Hyalina nitidula* Drap. Ziemlich häufig.
3. *Hyalina cristallina* Müll. Nicht selten.
4. *Conulus fulvus* Müll. Mehrere mäßig große Exemplare.
5. *Zonitoides nitidus* Müll. Ein sehr gut erhaltenes Exemplar.
6. *Patula rotundata* Müll. Sehr häufig und in recht variierenden Formen. Neben ganz platten mit scharfem Kiel finden sich höher gewundene Stücke mit stumpfer Externseite.
7. *Punctum pymaeum* Drap. Mehrere Exemplare.
8. *Acanthinula aculeata* Müll. 2 Stück.
9. *Vallonia pulchella* Müll. und
10. *Vallonia costata* Müll. Beide mehrfach gefunden.

11. *Trigonostoma obvoluta* Müll. Sehr zahlreich; wohl die häufigste Art bei Lauenstein.
12. *Triodopsis personata* Lam. In 8 Exemplaren gefunden.
13. *Trichia hispida* L. Mehrere, meist unvollständige Stücke.
14. *Eulota fruticum* Müll. Recht häufig.
15. *Fruticicola incarnata* Müll. Ebenfalls ziemlich häufig.
16. *Chilotrema lapicida* L. Etwa ein Dutzend Exemplare.
17. *Arionta arbustorum* L. Ziemlich selten, bisher nur 3 Stück gefunden.
18. *Tachea hortensis* Müll.
19. *Tachea nemoralis* L. Beide recht häufig und meist mit Bänderung erhalten.
20. *Buliminus montanus* Drap. Selten.
21. *Buliminus obscurus* Müll. Ziemlich häufig.
22. *Zua lubrica* Müll. Häufig in ziemlich großen Exemplaren, daneben auch var. *exigua* Menke in 1 Exemplar.
23. *Azeca Menkeana* Pfeiff. Häufiger als die vorhergehende.
24. *Caecilianella acicula* Müll. Nicht häufig.
25. *Orcula doliolum* Brug. Nicht selten.
26. *Pupilla muscorum* L. Nicht selten.
27. *Vertigo pygmaea* Drap. Selten.
28. *Clausilia laminata* Mont. Ziemlich häufig.
29. *Clausilia biplicata* Mont. Desgleichen.
30. *Clausilia plicata* Drap. Etwas seltener.
31. *Clausilia parvula* Studer. Ziemlich häufig.
32. *Succinea Pfeifferi* Rossm. Häufig, zum Teil in sehr großen Exemplaren.
33. *Succinea oblonga* Drap. Ziemlich selten.
34. *Carychium minimum* Müll. Häufig.
35. *Limnaea stagnalis* L. Selten.
36. *Limnaea ovata* Drap. Nicht sehr häufig.
37. *Limnaea lagotis* Schrenk. Desgleichen.
38. *Limnaea truncatula* Müll. Nicht selten.
39. *Acme polita* Hartm. Häufig.
40. *Pisidium pusillum* Gmelin. Nicht häufig.

In dem Kalktuff bei Lauenstein fehlten durchaus, ebenso wie bei Alfeld, zwei Arten, die heute in großer Menge auf demselben leben und sich in den obersten Schichten zahlreich subfossil finden, nämlich:

Helicogena pomatia L. und
Xerophila ericetorum Müll.

Im übrigen ist die Fauna eine ausgesprochene Waldfauna, worauf das zahlreiche Auftreten von *Patula rotundata* und *Trigonostoma obvoluta* sowie der Clausilien hindeutet. Ferner kann man wohl aus dem häufigen Vorkommen von *Azeca menkeana* und *Acme polita* schließen, daß die Gegend um den Lauenteich recht schattig und feucht gewesen ist, noch mehr wie heutzutage. Auffallend ist allerdings hier wie bei Alfeld das gänzliche Fehlen von Daudebardien, die heute in der Nähe von Lauenstein sich gar nicht selten lebend finden. Das deutet vielleicht darauf hin, daß diese Raubschnecke erst neuerdings eingewandert und noch im Vordringen begriffen ist. Alle die genannten Arten sind heute noch lebend in der Nähe zu finden, *Orcula doliolum* allerdings nur oben an den Ithklippen. Der Kalktuff, wenigstens so weit er aufgeschlossen und auf Fossilien durchsucht worden ist, hat sich zur Alluvialzeit gebildet.

In alten Zeiten, wahrscheinlich schon im frühen Mittelalter, hat man die festen Bänke des Kalktuffes hier wie anderwärts gern zu Bausteinen verwendet; denn es finden sich in den Mauern der alten Burg Lauenstein nicht selten Stücke von ihm, und ebenso kann man in den Mauern der Häuser aus jüngerer Zeit die festen Bänke verwendet sehen. Vereinzelt geschieht das heute noch. Außer zu Bausteinen hat man den Kalktuff von Lauenstein, insbesondere in neuerer Zeit, mehrfach zum Mergeln der Felder benutzt und zu diesem Zwecke die Mergelgrube unterhalb des Lauenteiches angelegt.

Der starke Quell am Lauenteiche, sowie einige andere wasserreiche Quellen südlich vom Burgberge wurden schon seit alter Zeit zum Treiben einer ganzen Reihe von Mühlen benutzt (daher der Name des Baches: Grindelbach). Aber nicht alles Quellwasser

findet oberirdisch seinen Abfluß. Ein großer Teil desselben fließt unterirdisch in dem porösen Kalktuff entlang und tritt im Osten an vielen Stellen gelegentlich zu Tage. So haben z. B. nicht selten die Einwohner ihren Brunnen im Keller. Da nun in den porösen Kalktuff von oben her leicht alle Verunreinigungen eintreten konnten, so waren in früherer Zeit auch Typhusepidemieen keine Seltenheit. Eine Besserung ist in neuerer Zeit dadurch eingetreten, daß man eine Wasserleitung angelegt hat. Doch sind daneben mehrfach die alten Brunnen noch im Gebrauch.

Das Kalktufflager hat außerdem noch eine eigentümliche Einwirkung auf das Klima des Ortes Lauenstein, indem es eine starke Tau- und Nebelbildung begünstigt und durch die starke Wasserverdunstung merkliche Abkühlung selbst an den Abenden heißer Sommertage hervorruft.

Berlin, den 30. Juni 1908.

Über frühglaziale Bildungen auf Blatt Gronau.

[Briefliche Mitteilung, Nachtrag.]

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

Als im vergangenen Winter die Farben-Erklärungen zu den zum Druck gelangenden Blättern Gronau, Salzhemmendorf und Eschershausen fertig gestellt werden sollten, mußte ich auf Grund der im vorigen Herbst gemachten Beobachtungen die Massen von Schutt von Pläner sowie von Hilssandstein und von Kalk und Dolomit des Oberen Jura als älteste Diluvial-Bildungen aufführen und begründete dies in einem Briefe d. d. 21. Febr. 1908, welcher in diesem Jahrbuch S. 98 abgedruckt ist. Es sei dazu hier noch bemerkt, daß ganz wahrscheinlich auch gewisse Schuttmassen älterer Gesteine wie Muschelkalk und Buntsandstein nicht bloß als Abhangsschutt oder als Deltabildungen oder »Schotter einheimischer Gesteine« anzusehen sein dürften, sondern als vor- oder frühglaziale Bildungen. Jedenfalls ist diese Frage im Auge zu behalten.

Im Oktober vorigen Jahres hatte ich nun auf Blatt Gronau gesehen, daß ausgedehnte, ziemlich mächtige Plänerschotter, welche unzweifelhaft von den benachbarten Sackbergen (FÖRSTER's »Gronauer Kreidemulde«) herstammen, teils unter Lößlehm, teils unter Geschiebelehm (Grundmoräne) liegen, und nahm deshalb vorglaziales Alter für sie in Anspruch. In den damals einigermaßen verfallenen Kiesgruben und sonstigen Aufschlüssen hatte ich eine Beimengung von nordischem Material nicht beobachtet, sondern nur lose umherliegende Geschiebe. In diesem Sommer fand ich aber einige Plänerschottergruben frisch aufgeschlossen,

und in der Kiesgrube an der Windmühle östlich Gronau (in ca. 100 m Meereshöhe) in dem anstehenden Schotter inmitten der doch immerhin ziemlich kleinen Plänergerölle vereinzelte nordische und sonstige Geschiebe, welche zum Teil fast Kopfgröße erreichen. Da sie aber nicht platt liegen, sondern steil stehen, dürften sie durch »Drift« dorthin gelangt sein.

In einer anderen, tiefen Kiesgrube, 1 km SO. von Brüggen, nahe dem Waldrande (bei ca. 150 m Meereshöhe) fanden sich dagegen im unteren Teile des Plänerschotters unregelmäßige, aber zum Teil ziemlich dicke Streifen von grobem, nordischem Sand. Es hat somit die östliche Strömung, die die Plänergerölle herbeiführte, zeitweise mit einer schwächeren, mehr nördlichen abgewechselt.

Es sind diese Plänerschotter daher sicher nicht tertiär, sondern vor- oder frühglazial, ihre Beziehungen zu dem reinen nordischen Schotter und Sand bleiben aber zweifelhaft, der nördlich und südlich von Barfelde (östlich Gronau) in größerer Mächtigkeit ebenfalls unter dem Geschiebelehm liegt, an letzterer Stelle zugleich nördlich von den Sackbergen, also zwischen dem anstehenden Pläner und dem Plänerschotter bei Barfelde.

Göttingen, den 28. Juli 1908.

Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande.

Von Herrn **O. Grupe** in Berlin.

Hierzu Tafel 16.

Bereits vor zwei Jahren habe ich in einer Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft im Anschluß an einen Vortrag von Herrn H. STILLE über »Spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen«[1]) hervorgehoben, »daß auch in dem östlich sich anschließenden braunschweigischen und hannoverschen Gebiet Lagerungsverhältnisse sich zeigen, die auf ein höheres, zum mindesten präoligocänes Alter einzelner Bruchspalten hinweisen, an denen dann aber später am Ende der Miocänzeit abermalige Verschiebungen stattgefunden und nunmehr ebenfalls das Tertiär disloziert haben, und ferner, daß auch dort das Ineinanderübergehen der hercynischen (nordwestlichen) und rheinischen (südnördlichen) Störungen, ihr unmittelbarer, eine durchaus gleichmäßige Tektonik bedingender Zusammenhang vielfach zu beobachten ist, eine Erscheinung, die in diesen Fällen gegen eine grundsätzliche Altersverschiedenheit der beiden Störungsarten spricht.«

Inzwischen sind nun auch in anderen Nachbargebieten ältere, teils präcretacische, teils alttertiäre Störungen festgestellt worden, und zwar von MESTWERDT[2]) im Lippeschen im Bereiche des

---

[1]) Monatsber. der Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 57, S. 432—34.

[2]) MESTWERDT, Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. v. KOENEN-Festschrift, S. 221 ff. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhdl., Stuttgart 1907.

Falkenhagener Liasgrabens, von Menzel[1]) in der Gegend von Hildesheim und in allerjüngster Zeit von v. Koenen[2]) in der Umgebung der Sackberge. Es drängt sich danach immer mehr die Vorstellung auf, daß es in erster Linie diese älteren Störungen sind, die den Gebirgsbau des nordwestlichen Deutschlands bedingen, mögen sie nun einer einzigen oder mehreren Dislokationsphasen angehören, und die jüngeren, jungmiocänen Verwerfungen, wie sie zuerst v. Koenen nachgewiesen hat, an Bedeutung weit übertreffen[3]).

Das erwähnte hannoversch-braunschweigische Gebiet, dessen tektonische Verhältnisse ich im Folgenden schildern möchte, umfaßt den Solling und sein nördliches Vorland und ist in den letzten fünf Jahren Gegenstand meiner Kartierungen und Untersuchungen gewesen. Einen Teil desselben, die Blätter Dassel, Lauenberg und Hardegsen, habe ich im Verein mit Herrn Geh. Bergrat v. Koenen und Herrn Dr. M. Schmidt geologisch aufgenommen, und ich möchte es nicht unterlassen, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer für die vielfache Anregung und Förderung meiner Studien, die ich in den Jahren unserer gemeinsamen Arbeit von ihm erfahren habe, herzlichst zu danken.

Der Gebirgsbau.

Der Solling ist ein ziemlich gleichförmiges Gebirge, das im allgemeinen ganz allmählich zu ausgedehnten Hochflächen ansteigt und von einer Reihe von Schluchten und landschaftlich anmutigen

[1]) Menzel, Tertiär und Tektonik im Norden von Hildesheim, ebendaselbst, S. 175 ff.

[2]) v. Koenen, Über das Verhalten und Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetals bei Alfeld und Elze. Nachr. der Kgl. Ges. der Wissensch. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1907, S. 1—9.

[3]) Während der Drucklegung dieser Arbeit erscheint ein Aufsatz von Th. Lorenz »Über den Gebirgsbau Mitteldeutschlands« (Vers. d Niederrh. geol. Ver. 1907), in dem der Verfasser diese zuerst von Stille auf Grund langjähriger und sorgfältiger Kartierungen nachgewiesenen älteren Dislokationen ohne stichhaltige Gegengründe anzweifelt. Auch lassen einzelne Angaben des Verfassers wie die über die stets völlige Konkordanz der Kreide am Hils und im nördlichen Harzvorlande die für solche Kritik notwendige Sachkenntnis einigermaßen vermissen.

Wiesentälern durchschnitten wird. Im W. und S. wird er in der Linie Holzminden-Höxter-Karlshafen-Adelebsen von der Weser und ihrem Nebenflusse, der Schwülme, umflossen, im O. und N. von den Randhöhen des Leinetals, des Markoldendorfer Beckens und der Stadtoldendorfer Hochebene begrenzt.

Geologisch setzt sich der Solling in erster Linie aus den gleichmäßig flach gelagerten Schichten des Mittleren Buntsandsteins zusammen, und zwar zum größten Teile aus denjenigen der oberen Stufe der Formation, der Bausandsteinstufe (sm_2), von der die 10—15 m mächtigen Hangendschichten, aus Tonen mit eingelagerten harten Sandsteinbänken bestehend, als besondere Stufe der »Tonigen Grenzschichten« (sm_3) neuerdings noch abgetrennt werden. Beide Stufen zusammen dürften dem hessisch-thüringischen Chirotheriensandstein entsprechen, was ich später in einer anderen Arbeit näher begründen werde.

Der Bausandstein ist am Rande des Sollings, zunächst unter der dünnen Decke der »Tonigen Grenzschichten«, in Form massiger, mäßig fester Sandsteinbänke abgelagert. An seiner unteren Grenze treten dann aber im Innern des Gebirges mächtigere, mit harten, z. T. grobkörnigen Sandsteinbänken abwechselnde Tonschichten hervor, die in der Gegend von Hellental, Silberborn und Neuhaus plötzlich auf mindestens 100 m anschwellen und die höchsten Erhebungen der Großen Blöße und des Moosberges bilden. Weiter nach S. zu gehen diese Schichten bei allmählichem Zurücktreten der Tone in den eigentlichen massigen und feinkörnigen Bausandstein über, der, ursprünglich am Ost-Rande des Sollings nur ca. 50 m mächtig, auch seinerseits immer mehr und mehr anwächst und schließlich bei Karlshafen die 150—200 m hohen Weserklippen zusammensetzt. Außerdem nimmt auch noch die untere Stufe des Mittleren Buntsandsteins an Mächtigkeit zu, und es erreicht dadurch die gesamte Abteilung eine durch die verschiedenen Tiefbohrungen nachgewiesene Mächtigkeit von mindestens 600 m, die im Süden nach dem Reinhardswalde zu noch weiter anzuschwellen scheint.

Diese zuletzt erwähnte mächtigste untere Stufe des Mittleren Buntsandsteins, die sich aus weniger dickbankigen, grobkörnigen

und feinkörnigen Sandsteinen und mit ihnen wechsellagernden Tonen zusammensetzt, kommt in größerer Ausdehnung nur im südöstlichen Teile des Sollings in der Gegend von Uslar und Volpriehausen unter dem Bausandstein zutage. An verschiedenen Stellen fanden sich in diesen älteren Schichten des Mittleren Buntsandsteins Estherien und *Gervillia Murchisoni* und ferner an der Wöseker Sommerhalbe südöstlich Bollensen und am Wöhlerberg südwestlich Delliehausen bemerkenswerterweise auch Chirotherienfährten. An der letztgenannten Lokalität machte dann noch in jüngster Zeit Herr Bergwerksdirektor Schröder in Volpriehausen interessante Funde von Kehlbrustplatten-Abdrücken von Labyrinthodonten sowie von einigen der Ordnung der Lepidosteiden angehörigen Ganoidfischen, die demnächst von Herrn Landesgeologen Professor Schröder näher beschrieben werden.

Während im Süden die Schichten der Buntsandsteinformation sich jenseits der Weser und Schwülme in gleicher Weise im Bramwalde und Reinhardswalde fortsetzen, fallen sie nach O., N. und W. von dem Plateau mantelförmig und gleichmäßig flach ab und werden am Rande des Gebirges von den jüngeren Triassedimenten überlagert.

Dieser einförmige und regelmäßige Bau des Buntsandsteingewölbes wird aber, wie schon Graul[1]) erkannte, durch eine Reihe von südostnordwestlich und südnördlich bis südwestnordöstlich gerichteten Spalten und Bruchzonen unterbrochen, die zum Teil als breitere, mit Tertiär, zuweilen auch Röt und Muschelkalk erfüllte Talversenkungen ausgebildet sind. Die Tertiär- und Muschelkalkablagerungen setzen sich dadurch auch landschaftlich im allgemeinen so scharf gegen die aufsteigenden Buntsandsteinhöhen ab, daß selbst bei mächtigerer Bedeckung der aus Löß, Schotter und besonders Gehängeschutt bestehenden diluvialen Talbildungen die Ränder der Gräben einigermaßen sicher zu er-

[1]) Graul, Die tertiären Ablagerungen des Sollings, Neues Jahrbuch für Min. 1885, Bd. I. Die Spalten sind allerdings hier in ihrem Verlaufe zum Teil ganz unrichtig angegeben und willkürlich durch das Buntsandsteinmassiv hindurchgelegt. Recht dankenswerte und wichtigere Angaben enthält dagegen die Arbeit über die Beschaffenheit und das Alter der Tertiärbildungen.

kennen sind. Wesentlich erleichtert wird allerdings die genaue Festlegung der Verwerfungen durch Quellen, die oft in größerer Anzahl und Stärke im Verlaufe der Randspalten auf ihnen zutage fließen.

Die bedeutenderen dieser Störungen und Gräben sind:

1. Die durch den ganzen Solling in seinem östlichen Teile von Adelebsen über die Bramburg und Volpriehausen bis Lauenberg verlaufende Störung.

In mehrfacher Weise prägt sich diese Dislokation im Aufbau der Bramburg aus: ein längerer Röteinbruch durchsetzt den Mittleren Buntsandstein, und an seine Randspalten scheint das Auftreten des Basaltes der Bramburg geknüpft zu sein, der das auf Röt und zugleich Mittlerem Buntsandstein diskordant lagernde, gegen die östliche Buntsandsteinpartie verworfene Tertiär überdeckt. Es ist dies die einzige Stelle des Sollings, wo das Tertiär, aus Miocän und marinem Oberoligocän bestehend, unter der schützenden Decke des Basaltes auf der Höhe erhalten geblieben ist.

Weiterhin macht sich die Störung im Buntsandstein durch Vertiefungen im Gelände bemerkbar, in denen erst zwischen Schlarpe, Volpriehausen und Delliehausen einzelne kleinere und größere Tertiärfetzen (Miocän und Oberoligocän) als Spaltenausfüllungen sichtbar werden, in größerem Maße aber auch noch unter den Gehängeschuttmassen verborgen sein mögen. Die einzelnen Buntsandsteinkuppen selbst erscheinen hier innerhalb der verbreiterten Bruchzone unregelmäßig und mehr oder weniger erheblich gegen das gleichförmige Buntsandsteinmassiv zur Tiefe gesunken und haben unter sich ein gleichfalls stark gestörtes und gestauchtes Salzlager, wie die Grubenaufschlüsse von Justus I bei Volpriehausen zeigen. Die östliche Randspalte der Bruchzone läßt sich vom Rötgraben der Bramburg aus ununterbrochen bis über Delliehausen hinaus im Buntsandstein verfolgen, während die westliche Begrenzung des Einbruchs bis Volpriehausen nicht genügend hervortritt und deshalb auf der Übersichtskarte nicht berücksichtigt worden ist.

Erst von Volpriehausen ab nach N. enthält die Störungszone in ihrem westlichen Teile zusammenhängende miocäne Tertiärmassen, in welchen beim Forsthause Delliehausen die Sollinger Braunkohlenwerke ein mächtigeres Braunkohlenlager abbauen. Nach N. zu nimmt das Tertiär immer mehr an Breite zu und erfüllt die ganze Spalte. Erst jenseits Forsthaus Grimmerfeld verschmälert sich der Graben und läuft als solcher an der »Platte« aus, zuletzt statt Tertiär stark gestörte Schollen der verschiedenen Muschelkalkstufen enthaltend. Weiterhin verläuft die Störung als einfache Bruchspalte im Diessetal.

Eine westliche Parallelspalte setzt südwestlich Lauenberg auf und führt gleichfalls eingesunkene Partieen von Tertiär, Oberem und Mittlerem Muschelkalk.

2. Die Tertiärgräben in der Umgebung von Uslar.

In nordwestsüdöstlicher bis nordsüdlicher Richtung verlaufen von der Ahlequelle über Schönhagen-Sohlingen, vom Forsthaus Steinborn über Kreuzbusch und Forsthaus Knobben und im Ital über Eschershausen hinaus drei Tertiärspalten auf Uslar zu und vereinigen sich hier zu einem größeren Tertiärbecken[1]), das sich östlich bis Dinkelhausen und Bollensen ausdehnt und auch noch nach S. über Schoningen und Verliehausen hinaus einen Ausläufer entsendet. Eine Reihe isolierter Buntsandsteinkuppen bilden in dieser ausgedehnten, fast ausschließlich aus miocänen Sanden, Tonen und Braunkohlen bestehenden Tertiärablagerung horstartig stehen gebliebene Pfeiler.

3. Die über Amelieth, Polier und Bodenfelde in südöstlicher Richtung sich erstreckende Tertiärversenkung des Reiherbachs.

Auf ihr liegen nordwestlich Amelieth, am Fuße des Ahnenbergs und gegenüber am Fuße des Hasenbeutels Decken stark

[1]) Die Darstellung auf der tektonischen Übersichtskarte, soweit sie das Becken selbst betrifft, macht keinen Anspruch auf völlige Genauigkeit, da die Aufnahmen dieses Gebietes noch nicht abgeschlossen sind. Der hier recht komplizierte Gebirgsbau läßt sich überdies bei der mächtigen Diluvialbedeckung in allen seinen Einzelheiten nicht genau erkennen.

zersetzten Basaltes[1]), dessen Magma vermutlich auf den Randspalten der Versenkung emporgequollen ist und sich über das zwischen den Buntsandsteinhöhen zur Tiefe gesunkene Tertiär ausgebreitet hat. Auf der westlichen Randspalte entspringen im Orte Bodenfelde auch einige salzhaltige Quellen sowie ein Kohlensäuerling.

4. Die den ganzen Solling in seinem nordwestlichen Teile durchziehende nordostsüdwestliche Grabenversenkung.

Dieselbe enthält an ihren beiden Enden einerseits zwischen Merxhausen nnd dem Mecklenbruch, andererseits oberhalb und unterhalb Derental eingesunkene, zum Teil stark zerrüttete Partieen von Röt, Oberem, Mittlerem und in der Hauptsache Unterem Muschelkalk, dazwischen in der Mitte bei Neuhaus und Silberborn miocäne Tertiärbildungen nebst einer kleinen Wellenkalkscholle am östlichen Ausgange des erstgenannten Dorfes. Dadurch, daß der Graben sich beide Male zwischen dem Tertiär und Muschelkalk schließt und auf eine längere Strecke als einfacher Bruch im Buntsandstein verläuft, der keinen Einbruch jüngerer Schichten bewirkt hat, bildet er kein ununterbrochenes Tal. Es haben sich vielmehr naturgemäß an diesen Stellen zwei Talpässe herausgeformt, die Wasserscheiden bilden und auf der einen Seite zu der Tertiärversenkung, auf der anderen zu der Muschelkalkversenkung hinabführen.

An der Ahlequelle nimmt die Störung den bereits beschriebenen Tertiärgraben des Ahlebachs in sich auf. Die hier am Kreuzungspunkte der beiden Spalten entspringende Ahlequelle ist die stärkste Quelle des Sollings.

Das an den Solling im N. sich anschließende Vorland enthält in seiner östlichen Hälfte das Einbeck-Markoldendorfer Becken, dessen Randhöhen weiter westwärts sich in einer Reihe einzelner die Stadtoldendorfer Hochebene umsäumender Gebirgsrücken und Berggruppen fortsetzen, unter denen im N. der Hom-

[1]) Die Ausdehnung der Basalte konnte bei der mächtigen Schuttüberlagerung auf der Karte nur mutmaßlich angegeben werden.

burgwald und Vogler, im S. der Holzberg und Burgberg besonders hervortreten.

Der geologische Aufbau dieses Gebietes ist bereits früher von M. Schmidt[1]) und mir[2]) näher beschrieben worden, und ich beschränke mich deshalb darauf, hier nur in großen Zügen und nach den in unserem Falle leitenden Gesichtspunkten, wie sie sich erst bei der Spezialkartierung des Gesamtgebietes ergeben haben, die tektonischen Verhältnisse zu schildern.

Das Einbeck-Markoldendorfer Becken ist ein größeres Versenkungsbecken, dessen innere Ausfüllungsmassen aus Keuper- und Liasschichten[3]) sich zusammensetzen und gegen die nordwestlich und südnördlich streichenden Muschelkalk- und Buntsandsteinzüge des Beckenrandes an entsprechend gerichteten Brüchen um mehr oder weniger erhebliche Beträge zur Tiefe gesunken sind.

Die Röt- und Muschelkalkschichten der westlichen und südlichen Umwallung des Beckens überlagern zwischen Mackensen, Dassel und Hilwartshausen normal den Mittleren Buntsandstein des Sollings. Dagegen bildet die südöstliche Randhöhe der Ahlsburg mit ihren älteren Buntsandsteinschichten, unter denen an zwei Stellen bei Lauenberg auch noch Zechstein[4]) zum Vorschein kommt, einen aufgepreßten Horst gegenüber dem Sollingmassiv, der von letzterem und der ihm nach der Leine zu vorgelagerten Muschelkalk- und Keuperlandschaft durch eine SO.—NW.-Verwerfung von 700—800 m Sprunghöhe abgeschnitten wird und, wie Bohrungen ergeben haben, auf diese jüngeren Triaskomplexe überschoben ist. Demzufolge erscheinen auch die den Sollingbunt-

[1]) M. Schmidt, Der Gebirgsbau des Einbeck-Markoldendorfer Beckens. Dieses Jahrbuch für 1893.

[2]) Grupe, Die geologischen Verhältnisse des Elfas, des Homburgwaldes, des Voglers und ihres südlichen Vorlandes. Inaug.-Diss. Göttingen, 1901.

[3]) Vergl. auch Grupe, der Untere Keuper im südlichen Hannover. v. Koenen-Festschrift, Stuttgart 1907, S. 75 ff. und

Emerson. Die Liasmulde von Markoldendorf. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., Bd. 22, 1870, S. 239 ff.

[4]) Vergl. Grupe, Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehung zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. Dieses Jahrb. für 1908, S. 44 und 45.

sandstein regelmäßig bedeckenden Röt- und Muschelkalkschichten der westlichen Randhöhe nördlich Hilwartshausen gesunken und um ca. 1 km gegen die entsprechenden Triasglieder der Ahlsburg nach S. zu verschoben, und zwar durch die südnördliche Störung des Diessetals, welche die unmittelbare Fortsetzung der oben beschriebenen Solling-Bruchzone Bramburg-Volpriehausen-Grimmerfeld bildet und beim Seelzerturm stark zertrümmerte Muschelkalk- und Keuperschollen sichtbar werden läßt.

In gleichem Sinne verlaufende Dislokationen durchsetzen bezw. begrenzen auch weiterhin als Keuper- und Muschelkalkgräben den stark zerrissenen westlichen Muschelkalkflügel des Markoldendorfer Beckens. Die äußerste von ihnen erscheint zwischen Denkiehausen und Merxhausen ebenfalls als die direkte Fortsetzung einer anderen Sollingstörung, nämlich der Neuhaus-Hellentaler Grabenversenkung, die ja bereits innerhalb des Sollings einen 7—8 km langen Muschelkalkeinbruch bildet.

Am nördlichen Rande des Beckens erhebt sich im W. der durch Längs- und Querverwerfungen stark zerrissene Buntsandsteinsattel des Elfas, der in seiner Sattelspalte »am Gehren« marines Oberoligocän einschließt und durch ein ausgedehnteres Tertiärbecken zwischen Lenne und Wangelnstedt von dem Buntsandstein- und Zechsteingebirge des Homburgwaldes abgeschnitten wird. Der Keuper- und Liasabbruch am Südfuße des Elfas erfolgt nicht so gleichmäßig wie an den übrigen Randhöhen des Markoldendorfer Beckens. Es schiebt sich hier eine Staffel stark zerfetzter Röt- und Muschelkalkstreifen ein, die im W. in der Umgebung von Lüthorst sich in einzelne horstartige Schollen inmitten der Keupermasse auflösen. Weiterhin findet der gesamte Abbruch des Beckens sein Ende an dem isoliert vorspringenden Buntsandsteinhorst des Aulsberges, dem gegenüber auch die Buntsandsteinschichten des Elfas gesunken sind.

Die Sattelachse des Elfas schneidet nördlich Lenne das genannte Tertiärbecken ab und läßt sich weiterhin durch den Homburgwald und Vogler hindurch bis zur Weser verfolgen, indem sie auch diese beiden Gebirgsrücken je in zwei Flügel teilt, von denen die Nordflügel die durchaus gleichmäßige Fortsetzung

des entsprechenden Elfasflügels bilden und nur westlich Eschershausen durch ein breiteres Tertiärbecken unterbrochen werden.

Einen wesentlich anderen Aufbau zeigen die Südflügel. Vollkommen flach gelagerte ältere Buntsandsteinschichten, hauptsächlich dem Unteren Buntsandstein angehörend, treten an ihnen zu Tage und unter diesen am Ostrande des Voglers und am westlichen und südlichen Rande des Homburgwaldes in größerer Ausdehnung auch noch Glieder des Oberen Zechsteins, Zechsteinletten, Plattendolomit und Gipse, von denen die letzteren die Hauptanhydritzone des Zechsteinsalzlagers repräsentieren[1]). Die südlichen Flügel des Homburgwaldes und Voglers bilden demnach Horste, und zwar gleich der Ahlsburg jedenfalls auch Aufpressungshorste, sowohl gegenüber dem gesamten Elfas wie gegenüber ihren entsprechenden Gegenflügeln, die an der Sattelspalte bis zu ca. 500 m ursprünglich verworfen erscheinen. Durch den späteren Auslaugungsprozeß im Zechsteinsalzlager, der zum mindesten im südlichen Flügel des Homburgwaldes und im südöstlichen Teile des Voglers das gesamte jüngere Steinsalz und einen Teil des Hauptanhydrits zerstört hat, und den damit zugleich verbundenen Einbruch des hangenden Gebirges hat sich allerdings das Ausmaß dieses Verwurfes wieder erheblich verringert, so daß heute die Sattelachse durchweg im Buntsandstein selbst verläuft.

Weit bedeutender ist der Abbruch im S. der Horste, der mit dem Keuper- und Liasabbruche des Markoldendorfer Beckens in unmittelbarem Zusammenhange steht. Hier grenzen an den Zechstein und Unteren Buntsandstein stark zerstückelte Schichtenkomplexe der jüngeren Trias, Röt, Muschelkalk und Keuper, die einerseits im O. die einzelnen Bergrücken der Holzberggruppe, andererseits im W. die ungemein kupierte Hügellandschaft in der Umgebung von Golmbach und Rühle aufbauen und hierselbst mit ihren westsüdwestlich gerichteten Keuperversenkungen bereits den Falkenhagener Liasgraben im geologischen Sinne einleiten. Der Abbruch verläuft aber nichts weniger als geradlinig und gleichmäßig, vielmehr in mannigfachen Windungen und Absätzen, die

[1]) Vergl. Grupe, Die Zechsteinvorkommen usw., a. a. O., S. 40—43.

er zum Teil an anderen Brüchen erfährt. Er begrenzt zunächst im Anschluß an die nördliche Randverwerfung des Markoldendorfer Beckens in nordwestlicher bis südnördlicher Richtung das Tertiärbecken bei Wangelnstedt, wendet sich dann plötzlich nach W., um weiterhin am Muschelkalk des Kellberges ein wenig nach N. abzulenken und schließlich nördlich Stadtoldendorf in der breiten Einsenkung des Odfeldes völlig in den Bereich des Zechsteingebirges zu treten. Die Störung umsäumt hier im O., N. und W. den Bausandstein des Odfeldes, der gegenüber dem angrenzenden Zechstein um ca. 1000 m gesunken erscheint, biegt dann aber, sobald sie aus dem Odfelde heraustritt, am Fuße des Bützeberges halbkreisförmig nach W. bezw. NW. um und verwirft bis zur Weser die jüngere Trias gegen den Buntsandstein des Voglers.

Der Bausandstein der Odfeldversenkung setzt aber, über Stadtoldendorf sich flächenhaft ausbreitend und im O. und W. die Röt- und Muschelkalkplatten des Holzberges und Burgberges tragend, durchaus gleichmäßig nach S. in den Solling hinein fort und bildet damit gleichsam eine in die älteren Buntsandstein- und Zechsteinschichten des Voglers und Homburgwaldes vorgestreckte Zunge des Sollings. Gleich wie an seinem nordöstlichen Rande gegenüber dem südlichen Zuge der Ahlsburg, so erscheint auch hier gegenüber den Südflügeln des Voglers und Homburgwaldes das Sollingmassiv um 800—1000 m (im relativen Sinne) verworfen.

Die verschiedenartigen, den Gebirgsbau charakterisierenden Hebungsgebiete und Senkungsfelder habe ich auf der tektonischen Übersichtskarte in der Weise zum Ausdruck gebracht, daß ich einerseits den Zechstein und Unteren Buntsandstein — am Vogler auch etwas älteren Mittleren Buntsandstein —, andererseits den Röt und Muschelkalk und drittens den Keuper und Lias zu geologischen Einheiten vereinigt habe, dagegen die Formationen des Mittleren Buntsandsteins und Tertiärs als solche bestehen gelassen und die diese verschiedenen geologischen Komplexe umgebenden Störungen besonders scharf hervorgehoben habe. Es stellen somit, wie

schon erwähnt, die Südflügel des Homburgwaldes und Voglers, sowie der südliche Zug der Ahlsburg mit ihrem Zechstein und älterem Buntsandstein die eigentlichen Faltenkerne oder die relativ höchsten Hebungen dar. Ihnen gegenüber erscheinen bereits die entsprechenden Gegenflügel, beide Flügel des Elfas, sowie das gesamte Sollingmassiv zur Tiefe verschoben und bezeichnen nur noch Gebiete mittlerer Hebung[1]). Noch größere Beträge des Abbruchs zeigen die Röt- und Muschelkalkplatten in den einzelnen Teilen des Vorlandes, die ich als Gebiete geringster Hebung bezeichnet habe, und schließlich den gesteigertsten Ausdruck finden die Versenkungen in den verschiedenen Keuper- und Liasgräben, unter denen das Einbeck-Markoldendorfer Becken bei seiner großen Ausdehnung für die Oberflächengestaltung vor allem maßgebend ist. Eine besondere Stellung nehmen die Einbrüche des Tertiärs ein, da dieses übergreifend auf den verschiedensten Triasschichten lagert und deshalb das Ausmaß seiner Verwerfungen sich nach dem jeweiligen Charakter der liegenden Triasstufe bestimmt. Wir werden sehen, daß diese Tertiärversenkungen im allgemeinen weniger bedeutende Sprunghöhen zeigen.

Die Altersverhältnisse der Dislokationen.

Wir wissen, daß das nordwestdeutsche Schollengebirge hauptsächlich von zwei Arten von Brüchen beherrscht wird, von den südnördlichen oder rheinischen und den südostnordwestlichen oder hercynischen Brüchen, von denen im westlichen Teile des Gebietes die ersteren mehr im S., die anderen mehr im N. auftreten und den Bau der einzelnen Gebirgszüge bestimmen. In einer Reihe von Aufsätzen, die vor längeren Jahren in diesem Jahrbuch erschienen sind, hat dies zuerst v. Koenen vor allem für den Leinetalgraben und das westliche Harzvorland ausführlicher nachge-

[1]) Selbstverständlich sind diese Begriffe nur in relativem Sinne zu verstehen, da die »Horste« augenscheinlich emporgepreßte Gebirgskerne darstellen, denen gegenüber dann z. B. das Sollingmassiv in seiner ursprünglichen Lage mehr oder weniger verblieben sein könnte, jedenfalls nicht um den vollen Betrag der tatsächlichen Sprunghöhe der Verwerfung gesunken ist.

wiesen, indem er dabei den südnördlichen Dislokationen eine etwas spätere Entstehung zuschrieb als den südostnordwestlichen.

Das in seinen tektonischen Zügen beschriebene Gebiet des Sollings und seines Vorlandes gehört der mittleren Zone des nordwestdeutschen Gebirgslandes an, in dem der Übergang der rheinischen Bruchrichtung in die hercynische sich vollzieht und zwar in der Weise, daß beide Arten von Störungen sich mit einander scharen und in der ganzen Ausdehnung des Geländes sich an seinem Aufbau beteiligen. Es zeigt sich dabei, daß in diesem Gebiete die verschiedenen Störungen ein durchaus einheitliches Bruchsystem bilden und keine grundsätzliche Altersverschiedenheit erkennen lassen, genau wie nach den Untersuchungsergebnissen Stille's am westlich benachbarten Eggegebirge. Es sei dies im Folgenden an einigen Beispielen kurz erläutert.

Wir sahen, daß der Solling von einer Reihe von nordwestlichen und südnördlichen Bruchzonen durchzogen wird, von welchen die letzteren auch eine mehr nordöstliche Richtung annehmen können. Abgesehen von den Muschelkalkvorkommen südwestlich Lauenberg, im Hellental, bei Neuhaus und oberhalb und unterhalb Derental sind die Dislokationen samt und sonders von eingesunkenem Tertiär erfüllt und stellen somit in diesen Teilen durchaus einheitlich gebaute Gräben dar, die gleichmäßig ineinander übergehen und nirgends irgendwelche Verwerfungen des einen Grabens durch den anderen erkennen lassen, wie man sie bei verschiedenem Alter der Brüche notwendig erwarten müßte. So nimmt der Neuhaus-Silberborner Tertiärgraben an der Ahlequelle den gegen ihn quer gerichteten Graben des Ahlebachs in sich auf, und aus dem Uslarer Becken strahlen nach allen Richtungen Störungen aus, die überall das ungefähr gleiche Ausmaß der Verwerfung ihrer tertiären Massen zeigen.

Die gleiche Beobachtung macht man im Markoldendorfer Becken. Die Keuper- und Liasversenkung erfolgt hier an den Rändern der Muschelkalk- und Buntsandsteinhöhen sowohl — im N. und S. — an südostnordwestlichen wie — im W. und S. bei

Lauenberg — an nordsüdlichen Brüchen, von welchen die letzteren zum Teil gleichmäßig in die ersteren übergehen, zum Teil ununterbrochen weiter in den Solling fortsetzen. Die Störungen zeigen also auch hier bei ihrer verschiedenen Richtung die gleiche Wirkung, niemals aber eine Verwerfung älterer, schon vorhandener Brüche oder Gräben.

Einen eigentlichen Ostrand besitzt das Markoldendorfer Becken nicht, es steht vielmehr in der Gegend von Einbeck und Northeim mit dem Leinetal in offener Verbindung, indem die Lias- und Keuperschichten seines Innern und die älteren Triasschichten seines Südrandes mit den sie begleitenden hercynischen Brüchen nach und nach die rheinische Richtung des Leinetals annehmen. Das Markoldendorfer Becken geht also in den Leinetalgraben über und wird nicht von ihm in geologischem Sinne abgeschnitten oder verworfen oder mit anderen Worten: die Entstehung des Leinetalgrabens hängt zeitlich unmittelbar mit der hercynischen Aufrichtung und Grabenversenkung des Markoldendorfer Beckens zusammen und kann nicht jüngeren Datums sein.

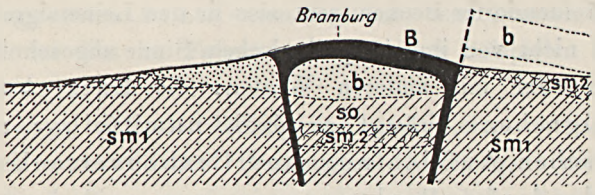
Wenn nun auch nach den obigen Ausführungen die Lagerungsverhältnisse im Solling und seinem nördlichen Vorlande keinen grundsätzlichen Altersunterschied der verschieden gerichteten Störungen, vielmehr eine ziemlich einheitliche Grundstruktur des Baus der Landschaft anzeigen, so ist doch nicht zu verkennen, daß dem Gebirgsbau in bestimmten Teilen ein zweimaliger Dislokationsprozeß zugrunde liegt, der im einen Falle die mit der Aufrichtung des Gebirges unmittelbar verbundenen, im anderen Falle selbständig auftretende Schichtenverschiebungen und Grabenversenkungen umfaßt.

An einer Reihe von Stellen — über Tage sowie im Untergrunde — weist nämlich der Schichtenaufbau Lagerungsformen auf, nach denen an den fraglichen Bruchspalten zweimalige, durch einen größeren zeitlichen Zwischenraum von einander getrennte Dislokationen erfolgt sein müssen. Im Folgenden seien die Örtlichkeiten solcher zweimaliger Dislokationen in ihrer Tektonik näher beschrieben.

a) Die Basaltkuppe der Bramburg.

Die Bramburg ist die einzige Stelle auf der Hochfläche des Sollings, wo das Tertiär in seiner ursprünglichen Lagerung unter dem Basalt vor der Erosion bewahrt worden ist. In der Hauptsache besteht es aus Quarzsanden und Tonen des Miocäns, an deren Basis dann noch in geringer Mächtigkeit marines Oberoligocän vielfach lagert. Es ruht hier in gleicher Weise diskordant auf unterstem Bausandstein und auf Schichten des Röts, die eine längere nordsüdliche Grabenversenkung inmitten des Mittleren Buntsandsteins bilden und sowohl im S. wie im N. unter der Tertiärdecke heraus-

Figur 1.



Maßstab 1 : 25000.

Zeichenerklärung:

sm1 (Unterer) Mittlerer Buntsandstein
sm2 Bausandstein
so Röt
b Tertiär (Oberoligocän und Miocän)
B Basalt

treten[1]). Das Tertiär scheint in sich selbst, soweit es bei dem überlagernden Basaltschutt durch vorhandene Aufschlüsse und Aufgrabungen zu konstatieren war, nicht oder nicht erheblich disloziert zu sein, enthält jedenfalls keine Verwerfung von dem Ausmaße des Röteinbruchs. Aber schon allein der Umstand, daß auf der Höhe des Sollings inmitten des Mittleren Buntsandsteins

[1]) Infolge mächtigeren Basaltschuttes war im N. der Bramburg der Rötgraben bei der Kartierung von Herrn Geh. Rat v. Koenen nicht festzustellen. Erst neuere, gelegentlich der Öffnung des Wasserleitungsgrabens geschaffene Aufschlüsse haben die Fortsetzung des Röts nach N. über das bedeckende Oligocän und Miocän hinaus gezeigt.

unter der Tertiärdecke eingestürzte Rötschichten sich finden, während hier sonst der Röt samt der Hauptmasse des Bausandsteins vor der Tertiärablagerung vollkommen abgetragen war, beweist, daß der Röteinbruch oder die den Röt dislozierenden Brüche zunächst älter als das Tertiär, zum mindesten präoberoligocän sind. Ein zweiter derartiger Rötgraben befindet sich $1^1/_2$ km östlich davon ebenfalls im Mittleren Buntsandstein.

Verworfen ist jedoch im Gegensatz zu seiner sonstigen übergreifenden Lagerung das Tertiär der Bramburg an seinem östlichen Ende, wo es meist von Basalt bedeckt wird, gegen den Bausandstein und zwar entlang dem östlichen Randbruch des Rötgrabens. Es hat somit an der östlichen Randspalte zum zweiten Male nach Ablagerung des Miocäns ein Verwurf stattgefunden, der nunmehr das Tertiär samt seinem liegenden Röt und Bausandstein um einige Dekameter in die Tiefe verschob gegen einen an der östlichen Seite stehenbleibenden Bausandsteinsockel, der zunächst natürlich gleichfalls von Tertiär gekrönt war.

Es ist nicht der Zweck dieser Zeilen, auf die z. T. recht interessanten Verhältnisse des Basaltvorkommens selbst näher einzugehen, und ich werde an anderer Stelle später hierauf ausführlicher zurückkommen. Es seien hier nur einige orientierende Angaben angeschlossen. Aus der Lagerungsform der Basaltsäulen möchte ich schließen, daß das Auftreten des Basalts in ursächlichem Zusammenhange mit der Dislokation steht. Der Basalt dürfte ungefähr gleichzeitig mit dem Verwurfe des Tertiärs vielleicht auf beiden Randspalten des Rötgrabens, sowohl auf der östlichen wie durch die lockeren Tertiärmassen hindurch auf der westlichen Randspalte, emporgepreßt sein, um sich dann an der Oberfläche deckenförmig auf dem Tertiär auszubreiten und im O. seitlich an den aufragenden Buntsandsteinsockel anzulegen[1]). Ich habe diese Auffassung im obigen Profil zum Ausdruck gebracht, wobei ich zur Veranschaulichung der Verhältnisse angenommen habe, daß der Schnitt zufällig beide Male den Basalt-

[1]) Die heutige Form der Basaltkuppe ist natürlich durch die spätere Erosion mitbedingt, die einen großen Teil der ursprünglichen Basaltmasse entfernt hat.

fuß trifft, falls eben nicht überhaupt die Basaltdecke in ihrer ganzen Längenerstreckung den Spalten unmittelbar aufsitzt.

Abgesehen von einer starken mechanischen Auflockerung der Schichten zeigen sich eigentliche Kontaktwirkungen in der östlich angrenzenden Buntsandsteinpartie nicht. Dagegen ist der Basalt hier an der Grenze zu einem weichen Basaltton intensiv zersetzt. Es ist dies eine Zersetzungsform, die auch an anderen Stellen, oft in größerem Umfange, die sonst frische und kompakte Basaltmasse der Bramburg in vertikalen Zonen durchzieht, sowie mehr oder weniger auch die übrigen Basaltvorkommen des Sollings auszeichnet und auf postvulkanische Prozesse, in erster Linie wohl auf Einwirkung kohlensäurehaltiger Lösungen [1]) zurückzuführen sein dürfte. Auch diese Erscheinung dürfte darauf hinweisen, daß der Eruptionsherd im Untergrunde der Bramburg selbst gelegen hat. Ich behalte mir vor, auf diese Verhältnisse an anderer Stelle ausführlicher einzugehen.

b) Die Grabenversenkungen des Sollings.

Ist es schon nicht unwahrscheinlich, daß derartige ältere Dislokationsvorgänge, wie wir sie soeben an der Bramburg kennen gelernt haben, auch im weiteren Verlaufe der nach N. fortsetzenden Bruchzone erfolgt sein mögen, so scheint mir die Zusammensetzung der miocänen und diluvialen Ablagerungen weiterhin im Innern und am Rande des Sollings die Auffassung zu rechtfertigen, daß die Sollinggräben ganz allgemein oder wenigstens doch zum großen Teil in ihrer ursprünglichen tektonischen Anlage bereits höheren, vor- oder alttertiären Alters sind.

Wie neuere Bohrungen und die Aufschlüsse in einer Reihe von Sandgruben in der Gegend von Bollensen, Uslar, Schoningen, Polier und Neuhaus zeigen, besitzen die Miocänsande hier nicht mehr ihre reine und gleichmäßige Zusammensetzung. Sie enthalten vielmehr in Wechsellagerung und oft in vorwiegendem Maße dunkelrote, tonige und grobe Sande umgelagerten Buntsandsteinmaterials sowie auch Buntsandsteingesteine in Form echter Schotter-

[1]) Kohlensäuerlinge treten als Nachklänge der ehemaligen Eruptionen ja noch heute beim benachbarten Orte Bodenfelde, sowie in größerem Maße im Vorlande des Sollings bei Höxter, Herste, Driburg usw. auf.

lagen und einzelner Gerölle, die zum großen Teile nur kantengerundet sind und zuweilen größere Dicke erlangen. Am besten sind diese Verhältnisse in den größeren Aufschlüssen nördlich Bollensen und am Kampbache östlich Schoningen zu beobachten.

An der ersteren Lokalität werden in einer Sandgrube 5—6 m mächtige, abwechselnd bräunlich und dunkelrot gefärbte, z. T. recht grobe und tonige Sande sichtbar, die verschiedentlich feinere, rote Buntsandsteinschotter sowie in kurzen Adern oder in ganz unregelmäßiger Anordnung größere, kaum oder nur ganz wenig abgerollte Buntsandsteinstücke einschließen.

Am Kampbache östlich Schoningen bietet sich folgendes Miocänprofil dar: Durch die Verwerfung, deren Kluft mit einer Reibungsbreccie erfüllt ist, werden vom Buntsandstein zunächst mehrere Meter mächtige, bunte und plastische Tone abgeschnitten. Darauf folgen in einer Mächtigkeit von 9—10 m miteinander wechsellagernde dunkelrote, weiße und oft zu Eisenstein verkittete bräunliche Sande. Die roten Buntsandsteinsande sind oft voll von winzigen Ton- und Sandsteinbrocken und enthalten außerdem regelrechte Schotterlagen, die besonders in den oberen Schichten sich anreichern und zuweilen größere, nur wenig abgerundete Buntsandsteingeschiebe führen.

Es liegt auf der Hand, daß diese zur Miocänzeit umgelagerten Buntsandsteinmassen bei der vielfach ganz geringen Abrollung und bedeutenderen Größe der einzelnen Gerölle dem Solling selbst entstammen und von den benachbarten Höhen herab den miocänen Ablagerungen zugeführt sein müssen. Die Taleinsenkungen, in denen fast ausschließlich das Tertiär heute lagert, sind also schon in vormiocäner Zeit wenn auch in anderer Form und höherem Niveau vorhanden gewesen und haben die hereinbrechenden Wassermassen des Miocäns zunächst aufgenommen, während die Höhen selbst im Anfange noch frei blieben und erst nach und nach bei fortschreitender Sedimentation von dem miocänen Gewässer und seinen Ablagerungen überdeckt wurden. Daß die Schichten dementsprechend stellenweise große Mächtigkeit besitzen müssen, haben Bohrungen in der Nähe des Bahnhofs Uslar gezeigt, die bei 92 m noch nicht das Liegende erreicht haben.

Warum sind nun aber gerade im Bereiche der vorhandenen Täler die späteren Tertiärversenkungen erfolgt? Im Hinblick auf die Dislokationserscheinungen an der Bramburg möchte man am ehesten vermuten: aus dem einfachen Grunde, weil auch diese Täler auf schon vorhandenen Spalten und Bruchzonen lagen, die bereits ihre erste Anlage veranlaßt hatten und die am Ende des Miocäns zum zweiten Male aufrissen und nunmehr das Tertiär dislozierten. Diese Vermutung findet denn auch ihre Bestätigung auf Grund folgender Betrachtungen:

Das zur Miocänzeit umgelagerte Buntsandsteinmaterial entspricht in seiner Beschaffenheit durchaus den noch heute an den Hängen und auf den Höhen zutage tretenden Buntsandsteinschichten. Nirgends finden sich irgendwelche Gerölle jüngerer Triasgesteine, am Fuße der aus dem unteren Bausandstein und älteren Mittleren Buntsandstein bestehenden Höhenzüge nicht einmal Gerölle, die der obersten Stufe der Abteilung, dem oberen oder eigentlichen Bausandstein, entstammen könnten. Es dürfte demnach schon zu dieser Zeit der Schichtenaufbau am Solling annähernd der gleiche gewesen sein wie heutzutage, abgesehen von den Stellen, wo die älteren, oligocänen Tertiärbildungen von der Erosion zu Beginn des Miocäns verschont geblieben waren und den Buntsandstein noch überlagerten. Damit steht durchaus im Einklang, daß dort, wo heute, wie in der weiteren Umgebung von Uslar, der Buntsandstein unmittelbar unter miocänem Tertiär liegt, also bei dessen Ablagerung von den älteren Tertiärschichten entblößt war, im Miocän mehr oder weniger häufig umgelagerte Buntsandsteinmassen eingebettet liegen, während an anderen Stellen, wie in der Volpriehäuser Gegend, wo noch heute Oberoligocän ansteht, die miocänen Sande durch kein Buntsandsteinmaterial verunreinigt sind.

Zu dem gleichen Ergebnis gelangen wir auch auf anderem Wege. Ich habe schon früher gezeigt[1]), daß die altdiluvialen Weserschotter zwischen Hameln und Holzminden, die in einer Mächtigkeit von mindestens 60—70 m ehemals vor dem Inlandeise aufgeschüttet worden sind, so auffallend viele Gerölle von Braunkohlenquarzit enthalten

[1]) Grupe, Zur Entstehung des Wesertals zwischen Hameln und Holzminden. Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges., Bd. 57, Monatsber. S. 43 ff.

zum Unterschiede von den Schottern der jungdiluvialen Mittleren Terrasse, die im großen und ganzen ziemlich frei davon sind. Noch stärkere Anhäufungen bilden sie, wie ich im vergangenen Sommer beobachtet habe, in der entsprechenden Oberen Terrasse flußaufwärts am Rande des Sollings zwischen Holzminden und Karlshafen. Neben den Thüringerwaldgesteinen setzen hier oftmals fast ausschließlich Buntsandstein- und Knollensteingerölle z. T. von beträchtlicheren Dimensionen die Schotter zusammen, dagegen habe ich, was besonders bemerkenswert ist, nirgends in den mächtigen altdiluvialen Schottermassen auf der rechten Weserseite zwischen Karlshafen und Holzminden ein Muschelkalkgeröll entdeckt bis auf die Terrassenpartie am Katernstein bei Holzminden, wo einzig und allein Muschelkalkgerölle plötzlich sich einstellen. Ganz analog verhalten sich in ihrer Zusammensetzung die entsprechenden altdiluvialen Schotter des Einbeck-Markoldendorfer Beckens[1]) am Nordost-Rande des Sollings. Auch hier reichern sich in den Buntsandsteinschottern nach dem Sollinge zu mehr und mehr die Tertiärquarzite an.

Dieses auffallende Hervortreten der Tertiärgesteine in den älteren Schottern findet seine natürliche Erklärung darin, daß hauptsächlich zur altdiluvialen Zeit das die einzelnen Triashöhen, u. a. den Solling, bedeckende Tertiär erodiert sein dürfte. Nur die Sande an der Bramburg und einige zerstreute Braunkohlenquarzitblöcke am Rande des Sollings zwischen Höxter und Lauenförde sind von der ehemaligen Tertiärdecke in ihrer ursprünglichen Lagerung übrig geblieben.

Des weiteren ist das völlige Fehlen oder die große Seltenheit von Muschelkalkgesteinen in den Schottern bemerkenswert. Diese Tatsache führt zu dem gleichen Schlusse wie vorhin, daß die Abtragung der jüngeren Trias auf dem Solling sich

[1]) Diese mächtigen, stellenweise bis 40 m über die heutige Talsohle ansteigenden Schotter sind von Herrn Geh. Bergrat v. Koenen wohl versehentlich als »jungdiluviale Schotter« auf den Blättern Dassel und Lauenberg bezeichnet worden. Solche jungdiluvialen Schotter, wie sie von Herrn Menzel und mir im Leinetal und Wesertal in Gestalt von nur 12, bezw. 20 m hohen Aufschüttungsterrassen festgestellt worden sind, fehlen aber dem Markoldendorfer Becken.

schon vor dem Absatze des Miocäns vollzogen haben muß. Hätte das Tertiär noch jüngere Triassedimente unter sich gehabt, so müßten diese gleich dem Tertiär und Buntsandstein in den Weserschottern zwischen Holzminden und Karlshafen und in den entsprechenden Schottern der Ilme im Markoldendorfer Becken, die doch zum großen, im letzteren Falle zum allergrößten Teile dem Solling entführt sind, irgendwelche Ablagerungen hinterlassen haben. Die wenigen Muschelkalkgerölle, die sich am ehesten noch in den Ilmeschottern hier und da finden, stammen von den unmittelbar benachbarten Muschelkalkzügen, die, dem Solling vorgelagert, bereits vor Aufschüttung der altdiluvialen Schotterterrasse in den heutigen Tälern Durchlaßpforten für die Sollinggewässer besaßen. Und auch die am Katernstein bei Holzminden plötzlich lokal auftretenden Muschelkalkgerölle können nur von den gegenüberliegenden Muschelkalkbergen von der Weser herbei transportiert sein, wie das völlige Verschwinden der Muschelkalkgesteine innerhalb derselben Terrasse nach dem Solling zu beweist.

Diese Auffassung wird ferner noch unterstützt durch das vereinzelte Auftreten der oben erwähnten Tertiärquarzitblöcke am Sollingrande auf den Buntsandsteinschichten, sowie endlich durch die Beschaffenheit der diluvialen Gehängeschuttbildungen im Solling, soweit sie am Rande der Tertiärgräben liegen und umgelagertes Tertiär enthalten. Ihre Zusammensetzung aus Buntsandsteingesteinen, wie sie noch heute in der Nachbarschaft zutage treten, und tertiärem Material, das von den Höhen, auf denen es jetzt nicht mehr lagert, ehedem mit herabgespült worden ist, beweist gleichfalls, daß sich hier keine jüngeren Triasschichten zwischen Buntsandstein und Tertiär befunden haben.

Von der ehemaligen jüngeren Triasdecke sind aber, wie gezeigt wurde, im Solling außer dem Röt der Bramburg noch einzelne Schichtenkomplexe von Muschelkalk in Form eingesunkener Schollen erhalten geblieben, und zwar an zwei Stellen südwestlich Lauenberg und in besonders großer Ausdehnung und einer Gesamtlänge von 14—15 km innerhalb der nordwestlichen Bruchzone im Hellental, bei Neuhaus und in der Umgebung von Derental. Diese Muschelkalkschichten müßten danach schon

in vormiocäner, höchstwahrscheinlich aber gleich dem Röt der Bramburg in voroberoligocäner Zeit eingesunken sein. Denn zur Zeit ihres Einbruchs dürfte doch wohl der Solling wenigstens in seiner größeren Ausdehnung von der jüngeren Trias überlagert gewesen sein und nicht nur lokal an den Stellen, an denen später zufällig die Dislokationen erfolgten. Die Muschelkalkversenkungen stellen somit eine ältere Phase der Sollinggräben dar, wie wir sie ja schon vorhin vermutet haben, während die Tertiäreinbrüche das Werk jüngerer, jungmiocäner[1]) Krustenbewegungen gewesen sind, die aber im allgemeinen den vorhandenen Spalten wieder gefolgt zu sein scheinen. Ob und inwieweit hierbei die jüngeren Triasschichten, soweit sie heute übertage liegen, wieder disloziert worden sind, ist nicht festzustellen.

Nach alledem müßte man die jüngere Trias wohl hier und da im Liegenden des Tertiärs erwarten, soweit sie zuvor nicht wieder abgetragen worden ist. So zeigen die Ergebnisse einiger Bohrungen, die in der Uslarer Gegend unter Miocän, in der Umgebung von Volpriehausen unter Oberoligocän Mittleren Buntsandstein angetroffen haben, daß hier zusammen mit den älteren Tertiärbildungen auch die jüngeren Triasschichten zuvor zerstört worden sind.

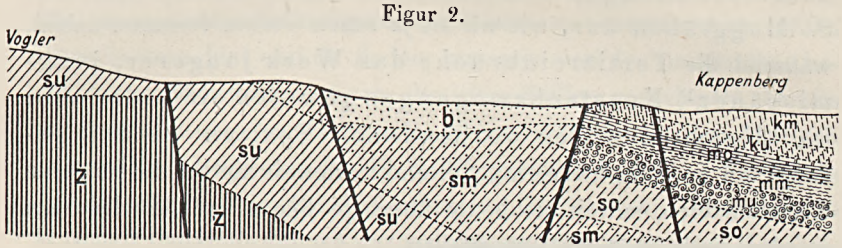
c) Die Tertiärbecken bei Eschershausen und Lenne-Wangelnstedt.

Das gemeinsame Auftreten präoligocäner und jungtertiärer Verwerfungen in einer Störungszone bezeugen auch im Vorlande des Sollings die Lagerungsverhältnisse der Tertiärbecken bei Eschershausen und Lenne-Wangelnstedt, die den langen Buntsandsteinsattel als Grabeneinbrüche durchschneiden und schon vor Jahren durch Bohrungen nach Braunkohle in ihrem Untergrunde erschlossen worden sind.

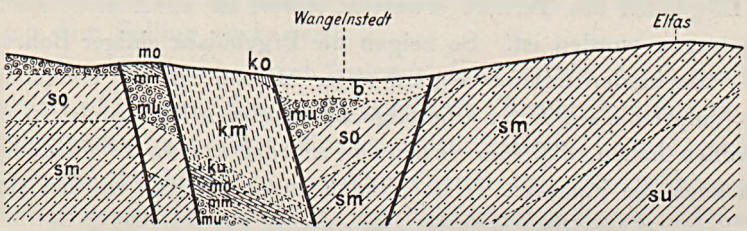
[1]) Daß die das Tertiär dislozierenden Störungen in der Hauptsache, soweit sie nicht wieder in jüngerer, diluvialer Zeit sich bemerkbar gemacht haben, am Ende der Miocänperiode erfolgt sind, hat ja bereits v. Koenen in mehreren in diesem Jahrbuch erschienenen Aufsätzen dargelegt, auf die in diesem Punkte verwiesen sei.

Das Becken westlich Eschershausen (Fig. 2) enthält über Tage sämtliche Abteilungen des marinen Oligocäns[1]) und wird im O., S. und W. von den Buntsandstein- und Zechsteinschichten des Homburgwaldes und Voglers, im N. von den nordsüdlich streichenden jüngeren Triasgliedern des Kappenberges der Reihe nach bis zum Gipskeuper begrenzt.

Figur 2.



Figur 3.



Maßstab 1 : 25000.

z Zechstein	mo Oberer Muschelkalk
su Unterer Buntsandstein	ku Unterer Keuper
sm Mittlerer Buntsandstein	km Mittlerer Keuper
so Röt	ko Rät
mu Unterer Muschelkalk	b Tertiär (Oligocän und Miocän)
mm Mittlerer Muschelkalk	

Ein ähnlicher Schichtenaufbau umrahmt das Tertiärgebirge des Lennetals (Fig. 3), das sich an der Oberfläche aus Rupelton, oberoligocänen Mergeln und miocänen Quarzsanden[1]) zusammensetzt. Es wird im O., N. und W. von Mittlerem und Unterem Bunt-

[1]) Vergl. Grupe, Die geologischen Verhältnisse des Elfas usw., a. a. O., S. 33—38.

sandstein eingeschlossen, im S. dagegen durch die schon näher beschriebene Störung von der südlich vorgelagerten, stark verworfenen jüngeren Triaslandschaft abgeschnitten, in der in unmittelbarer Nachbarschaft des Tertiärbeckens nahe Wangelnstedt Gipskeuper und Rät zu Tage streichen.

Eine im Eschershäuser Becken im Rupelton angesetzte Bohrung durchsank nun unter dem marinen Unteroligocän bei 29 m Teufe bunte Mergel, welche zu oberst unmittelbar an der Basis des Unteroligocäns von dessen Brandungswoge aufgearbeitet und mit Geröllen abradierter Kieseltone und Quarzite verknetet waren, die sich als typische Rötquarzite kennzeichneten und damit auch den Rötcharakter der Mergel selbst anzeigen.

Da das Tertiär von Lenne-Wangelnstedt unter den gleichen Verhältnissen auftritt d. h. auch inmitten von Buntsandstein und im Bereiche derselben streichenden Bruchzone, so gehören höchstwahrscheinlich auch die unter diesem bei 47 m nordwestlich Wangelnstedt erbohrten bunten Mergel dem Röt an, zumal sie wie bei Eschershausen im Fortstreichen der Rötschichten des anstehenden Buntsandsteingebirges liegen und genau die gleiche Beschaffenheit zeigten wie die Rötmergel, die durch eine versehentlich im anstehenden Röt niedergebrachte Bohrung etwa $^1/_2$ km westlich zu Tage gefördert wurden. Eine dritte dazwischen gelegene Bohrung durchteufte unter Diluvium wieder Oligocän. Damit steht jedenfalls fest, daß der Röt der ersten Bohrung nicht infolge einer Verwerfung das Tertiär unterlagert, sondern dessen ursprünglich Liegendes bildet.

Es sind also unter dem Tertiär alle jüngeren Triassedimente, die noch daneben am Rande der Tertiärgräben bis zum Gipskeuper bezw. Rät anstehen und weiterhin von den Juraschichten des Iths und Markoldendorfer Beckens überlagert werden, in einer Mächtigkeit von mindestens 400—500 m vor Ablagerung des Oligocäns zerstört worden. Will man diese Verhältnisse nicht mit der gezwungenen Annahme zu erklären versuchen, daß die jüngere Trias bei Eschershausen und Wangelnstedt steil und inselartig aus

dem rings umgebenden Oligocänmeere[1]) herausragte und zufällig an derselben Stelle später zur Tiefe sank, so bleibt keine andere Erklärung übrig als die, daß die jüngeren Triasschichten bereits in voroligocäner Zeit um mehrere 100 m verworfen wurden gegen stehenbleibende Triassockel, die nun ihrerseits in der Folge der Erosion oder Abrasion bis zum Röt unterlagen.

Die Tertiäreinbrüche selbst mit ihrem weit geringeren Effekt fanden auch hier erst später am Ende des Miocäns an denselben Störungen und ihren Querbrüchen statt und hatten natürlich zugleich eine Versenkung der liegenden Triasschichten im Gefolge. Ein Teil dieser liegenden, dem Mittleren Buntsandstein angehörenden Schichten ist in der südöstlichen Ecke des Eschershäuser Beckens dabei in etwas höherem Niveau an der Sattelspalte hängen geblieben und tritt daher hier nach Abtragung seiner Tertiärdecke unmittelbar zu Tage.

d) Schlußfolgerungen.

Die zuletzt behandelten Tertiärbecken bei Eschershausen und Lenne-Wangelnstedt gehören nun aber mit ihren südlichen Randverwerfungen der großen Störung an, die den gesamten Buntsandsteinsattel vom Solling und seinem jungtriassischen Vorlande abschneidet und am Rande des Voglers mit ihren zahlreichen westsüdwestlichen Querbrüchen unmittelbar in das Bruchsystem des Falkenhagener Liasgrabens übergeht, dessen bedeutendere Störungsphase nach den neueren Untersuchungen von Mestwerdt[2]) gleichfalls in eine frühere, zum mindesten alttertiäre Epoche fällt[3]). Danach dürfte

[1]) Die benachbarten kleinen Oligocänvorkommen bei Vardeilsen, am Scharfenberge bei Hilwartshausen und am Holzberge südlich Stadtoldendorf zeigen jedenfalls, daß auch dies Gebiet der jüngeren Trias im allgemeinen vom oligocänen Meere überflutet worden ist.

[2]) a. a. O.

[3]) Für die Vermutung Mestwerdt's, daß es sich hier um präcretacische Störungen wie an der Egge handelt, liegt vorläufig noch kein Beweis vor. Die neuesten Untersuchungen Stille's am Teutoburger Walde und Osning und Haarmann's in der Osnabrücker Gegend, auf die ich noch kurz zurückkomme, lassen es ebenso gut möglich erscheinen, daß dem Falkenhagener Graben ein alttertiäres Alter zukommt.

man für die gesamte Dislokationszone, zu der wir auch die Verwerfungen entlang der Sattelachse zu rechnen haben, d. h. für die Aufwölbung und Zerreißung des Buntsandstein- und Zechsteinsattels und den Abbruch des Sollings und seines jungtriassischen Vorlandes zunächst einmal ein präoligocänes Alter in Anspruch nehmen.

Hiermit in voller Übereinstimmung steht des weiteren unsere Auffassung von der mindestens alttertiären Entstehung der Muschelkalkgräben des Sollings. Von diesen setzt nämlich der westliche über Merxhausen und Denkiehausen gleichmäßig in das jungtriassische Vorland hinein und bildet hier zusammen mit den übrigen Dislokationen und Gräben, die bereits im O. an dem soeben als präoligocän erkannten Abbruche des Markoldendorfer Beckens sich beteiligen, ein in seiner Struktur und damit auch in seiner Entstehung einheitliches Bruchsystem. Es entsprechen diese Dislokationen also durchaus den Störungen im westlichen Teile des Vorlandes am Rande des Voglers, die daselbst, nur etwas mehr nach W. ablenkend, die zum wenigsten alttertiäre Bruchzone des Falkenhagener Liasgrabens einleiten.

Nach alledem dürfte wohl der Gebirgsbau unseres Gesamtgebietes in seiner Grundphysiognomie als das Produkt präoligocäner Dislokationsvorgänge anzusehen sein, wobei ich allerdings zunächst bei der Einheitlichkeit des gesamten Bruchsystems voraussetze, daß die älteren Dislokationen, die teils als präoligocän, teils als präoberoligocän, teils auch nur als prämiocän zu bestimmen sind, ein und derselben Störungsphase angehören. Daß die Faltung der Schichten des nordwestdeutschen Gebirgslandes schon in vortertiärer oder zum Teil wenigstens frühtertiärer Zeit begonnen hat, ist ja eine längst feststehende und wohl allgemein anerkannte Tatsache. Das zeigt z. B. in unserem Falle sowohl die Lagerung des vom Basalt geschützten Tertiärs auf den verschiedenartigen aufgerichteten Triasschichten der benachbarten Dransfelder Gegend wie auch die Lagerungsform und Beschaffenheit der miocänen Geröllbildungen im Solling. Für unser Gebiet müssen wir aber weiter zu der Vorstellung gelangen, daß diese Faltung bereits so intensiv und mit Verwerfungen und

Grabeneinbrüchen verbunden gewesen ist, daß sie bereits im großen und ganzen der tektonischen Struktur der Landschaft das heutige Grundgepräge gab.

Gegenüber diesem eigentlichen Faltungsprozeß stellen die jungtertiären Dislokationen, soweit sie als solche wirklich festzustellen sind, nur lokale Grabeneinbrüche geringeren Ausmaßes dar, die mit einer weiteren, stärkeren Aufrichtung der Schichten nicht verbunden gewesen zu sein brauchen und zum großen Teil in ihrem Verlaufe den vorhandenen Spalten der älteren Phase zu folgen scheinen (posthume Verwerfungen im Sinne von Suess[1]). Derartige posthume Gebirgsstörungen haben wohl überhaupt eine allgemeinere Verbreitung als man bisher angenommen und lassen in diesem Falle die sonst übliche Methode, nach dem Alter der dislozierten Schichten das relative Alter der betreffenden Dislokationen zu bestimmen, nicht zu. Gerade die Tertiärgräben des Sollings bieten hierfür ein eklatantes Beispiel. Sicher nachzuweisen sind unsere zur jungtertiären Zeit erfolgten posthumen Störungen nur dort, wo sich das von ihnen betroffene Tertiär noch erhalten findet, nämlich hauptsächlich in Gestalt der Tertiärgräben des Sollings und der Tertiärbecken bei Eschershausen und Lenne-Wangelnstedt. Aber auch sonst dürften sie hier und da in Erscheinung getreten sein, wie die wenn auch geringfügigen Tertiärvorkommen bei Vardeilsen, südlich Stadtoldendorf, nördlich Hilwartshausen, am Fuße der Ahlsburg und im Elfas zeigen. Das letztgenannte Vorkommen bezeichnet auch hier ein abermaliges Aufreißen der alten Sattelspalte des Elfas. Ob die jungmiocänen Störungen sich allerdings in hervorragenderem Maße an dem so verwerfungsreichen Aufbau der jüngeren Trias beteiligen, muß dahingestellt bleiben.

Sehr schön im Einklang mit unseren Ergebnissen steht, daß nach der neueren Auffassung von Koenen's das nächste nach N. zu folgende Triasgebiet in der Umgebung der Sackberge gleichfalls seine Aufrichtung und Dislokationen schon in früherer und

---

[1]) Vergl. XCIV. Band der Sitzungsberichte der Kaiserl. Akad. der Wiss. zu Wien, 1. Abt., Dezemberheft S. 4.

zwar alt- oder vorcretacischer Zeit erfahren hat[1]). Warum soll nicht aber auch die dieses Gebiet durchsetzende Leinetalstörung in ihrer ersten Entstehungsphase von gleichem Alter sein? Wenn bei Freden in ihr Kreide- und Tertiärschichten auftreten, so bezeichnet dies meines Erachtens auch hier ein Wiederaufreißen der alten Leinetalspalte in jungtertiärer Zeit, und in Übereinstimmung mit den Beobachtungen Stille's am Eggegebirge zeigt sich auch in unserem Gebiete, daß die Richtungsänderung der Brüche kein Beweis für ihre Altersverschiedenheit zu sein braucht.

Der südliche Teil der Leinetalstörung, d. h. der eigentliche Leinetalgraben, geht jedenfalls, wie wir sahen, in der Gegend von Einbeck und Northeim unmittelbar aus dem Markoldendorfer Becken hervor — weiter nach N. setzt sich das Leinetal zunächst bis Kreiensen[2]) als Erosionstal im Buntsandstein fort — und ist das Markoldendorfer Becken, wie ich glaube nachgewiesen zu haben, in seiner älteren Phase von mindestens voroligocänem Alter, so ist es wohl gerechtfertigt, folgerichtig auch dem angrenzenden Teil des Leinetalgrabens in seiner ersten Anlage ein gleiches, präoligocänes Alter zuzuschreiben.

Die Störungen des Triassockels der Sackberge sind nach v. Koenen alt- oder vorcretacisch, und es ist nicht unmöglich, daß auch die präoligocänen Dislokationen unseres Gebietes diesem Bruchsystem angehören, das ja zuerst von Stille am westlich benachbarten Eggegebirge festgestellt worden ist. Immerhin möchte ich nicht unerwähnt lassen, daß für unsere Dislokationen möglicherweise auch ein jüngeres, jungcretacisches oder alttertiäres Alter in Frage kommen könnte, nachdem im vorigen Jahre Menzel[3]) derartige Störungen in der Hildesheimer Gegend nachgewiesen hat und nachdem dann neuerdings von Stille[4]) die Osningstörungen als postcretacische erkannt sind, denen Haarmann für die Osnabrücker Gegend in einer im Erscheinen begriffenen Arbeit mit plausiblen Gründen ein eocänes Alter zuschreibt.

[1]) v. Koenen, Über das Verhalten und Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge usw., a. a. O., S. 3 u. 4.

[2]) Vergl. Bl. Einbeck der geol. Spezialkarte.

[3]) Menzel, a. a. O.

[4]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Driburg, S. 62—65.

Über die tertiären Transgressionen.

Zu welcher Zeit die mächtigen Schichtenkomplexe der jüngeren Trias und wahrscheinlich auch des Jura von den heutigen Buntsandsteinhöhen des Sollings, Voglers, Homburgwaldes und Elfas abgetragen worden sind, entzieht sich der Beurteilung, zumal wir nicht einmal das genaue Alter der präoligocänen Störungen feststellen können, die durch ihre bedeutenden Schichtenverschiebungen — bis zu 1000 m Sprunghöhe — erst die unmittelbare Veranlassung zu diesen gewaltigen Erosionen oder Abrasionen gaben. Immerhin beweisen die im Oligocän zuweilen beobachteten Geröllvorkommen, daß zum mindesten an einzelnen Stellen zur oligocänen Zeit Triasschichten zerstört worden sind.

Schon an der Basis des marinen Unteroligocäns sind bei Eschershausen Rötgerölle über Röt erbohrt worden. Desgleichen enthält das von M. Schmidt bei Vardeilsen nordöstlich Markoldendorf aufgefundene Unteroligocän[1]), das hier Angulaten-Lias diskordant auflagert, zu unterst Geröllbildungen, und zwar Gerölle von Liastonen, die mit den unteroligocänen Sanden und vielfach zerbrochenen Molluskenschalen verwebt und vermengt sind. Das Unteroligocän transgrediert danach über die verschiedensten aufgerichteten älteren Schichten, die zum Teil bei diesem Vorgange der Abrasion unterlagen. Die Vorkommen sind aber insofern noch besonders interessant, als sie die Grenze des marinen Unteroligocäns weit nach Süden zu vorschieben; die nächsten marinen Ablagerungen dieser Stufe finden sich erst bei Bünde, Sarstedt, Aschersleben usw. Weiter im Süden treten ältere Tertiärbildungen im Liegenden des Rupeltons dann erst wieder in der Kasseler Gegend auf, und zwar nach den älteren Untersuchungen von Beyrich[2]), v. Koenen[3]) und Ebert[4]) und nach den neueren

[1]) M. Schmidt, Unteroligocän von Vardeilsen bei Einbeck. Dieses Jahrb. für 1900, S. LXXXVIII ff.

[2]) Beyrich, Über die Stellung der hessischen Tertiärbildungen. Monatsber. der Kgl. Akadem. der Wissensch. Berlin 1854.

[3]) v. Koenen, Über die ältesten und jüngsten Tertiärbildungen bei Kassel. Nachr. der Kgl. Ges. der Wissensch. 1887, No. 7.

[4]) Ebert, Die tertiären Ablagerungen der Umgegend von Kassel. Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1882.

Aufnahmeergebnissen von Beyschlag[1]) und Blanckenhorn[2]) stets in limnischer Ausbildung in Gestalt braunkohlenführender Sande und Tone. Nach Ansicht der letzteren beiden Autoren ist diese ältere Braunkohlenbildung von unteroligocänem Alter, und es müßte somit in dem Zwischengebiet des Reinhardswaldes und Sollings irgendwo die Küste des unteroligocänen Meeres gelegen haben.

Auch das Mitteloligocän, das bei Eschershausen und Lenne noch als typischer Rupelton mit *Leda Deshayesiana* entwickelt ist, fehlt im Solling[3]) und Reinhardswalde[4]), sowie auch in der Dransfelder Gegend[5]). Das älteste Tertiär ist hier an einer Reihe von Punkten das marine Oberoligocän, dessen diskordante Auflagerung auf Buntsandstein und jüngeren Triasgliedern sowohl über Tage besonders unter Basalt zu beobachten, wie durch einzelne Bohrungen unter Tage nachgewiesen ist.

Wenn auch in diesen Gebieten das Unteroligocän möglicherweise nicht überall zur Ablagerung gekommen ist, so kann diese Annahme für das Mitteloligocän, das in seiner gleichmäßigen, auf ein ununterbrochenes Meeresbecken hinweisenden Tonfacies im Norden bei Eschershausen und Lenne und weiter südlich bei Kassel und darüber hinaus auftritt, wohl nicht zutreffen. Der Rupelton dürfte auch im Solling und Reinhardswalde ehemals sedimentiert worden sein, indem er zugleich über die älteren tertiären und triassischen Schichten transgredierte, ist dann aber vor dem Absatze des Oberoligocäns wieder zerstört worden. Besonders auch das Fehlen des Rupeltons unter dem auf ursprünglicher Lagerstätte befindlichen Oberoligocän an tiefer gelegenen Punkten

---

[1]) Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau. Halle 1907, S. 103.

[2]) Blanckenhorn, Geologie und Topographie der näheren Umgebung Kassels. Kassel 1903, S. 20—36.

[3]) Die nördlich Volpriehausen ehemals an der Basis des Tertiärs erbohrten grünen Tone oder Mergel, die nach Graul (a. a. O. S. 37) möglicherweise Rupelton sein sollen, dürften den allgemeinen Lagerungsverhältnissen nach eher als Oberoligocän zu deuten sein.

[4]) Vergl. v. Linstow, Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Kassel. Dieses Jahrbuch für 1898, S. 1 ff.

[5]) Vergl. die Erläuterungen zu den Blättern Dransfeld und Jühnde.

am Rande des Sollings, wie z. B. am Backenberge bei Dransfeld, wäre auf andere Weise nicht gut zu erklären. Wir kämen damit zu dem gleichen Schluß wie Blanckenhorn[1]) auf Grund der Lagerungsverhältnisse in der Kasseler Gegend, daß am Ende des Mitteloligocäns die oligocäne Sedimentation unterbrochen wurde. Das Meer wich nach Norden zurück, um dann mit Beginn des Oberoligocäns von neuem vorzudringen und dabei die älteren Tertiärschichten zum Teil zu abradieren.

Bei dieser erneuten Transgression des oligocänen Meeres in seiner letzten, oberoligocänen Phase wurden mit dem älteren Tertiär zugleich auch Teile der triassischen Unterlage zerstört, wie das öftere Auftreten von Triasgeröllen in den oberoligocänen Mergeln und Sanden beweist. So wurden Buntsandsteingerölle beobachtet an der Basis einer zugleich mit Buntsandsteinschichten eingesunkenen Oberoligocänscholle bei Volpriehausen nahe dem Salzbergwerke »Justus«, Muschelkalk- und Keupergerölle im Oberoligocän des Eschershäuser Beckens, und große Keuperton-(?)-Brocken enthielten die zu rauhen Gesteinsblöcken verfestigten Oberoligocänmergel nördlich Hilwartshausen, die mit miocänen Quarzsanden zusammen eine Spalte im Wellenkalk ausfüllen. Als weiteres Merkmal einer Strandfacies führen die letztgenannten Oberoligocängesteine von Hilwartshausen bemerkenswerterweise auch noch Phosphoritgerölle, sowie aus gleicher phosphoritischer Gesteinsmasse bestehende und zerriebene Steinkerne vermutlich oberoligocäner Conchylien, die sich dadurch auffällig von den übrigen teils in Form von Steinkernen, teils mit Schale erhaltenen Oberoligocänfossilien (*Pecten decussatus*, *Pectunculus obovatus*, *Cyprina rotundata*, *Cardita tuberculata* usw.) unterscheiden.

Am Ende des Oberoligocäns zog sich das Meer infolge nachhaltiger negativer Strandverschiebung für immer nach Norden zurück, und an seine Stelle traten die ausgedehnten Süßwasserseen des Miocäns, die auch in unserem Gebiete mächtige, zuweilen zu Quarziten verfestigte Sande und Tone, sowie Braunkohlen zum Absatze brachten. Eingeleitet wurde diese Periode durch eine

[1]) Blanckenhorn, a. a. O. S. 36 u. 40.

größere Erosion, welche die eben sedimentierten oberoligocänen Sande und Mergel, sowie hier und da auch Schichten des älteren Gebirges beseitigte und damit eine vielfach diskordante Auflagerung der nachfolgenden Miocänbildungen auf älteren Triasschichten (Umgebung von Uslar) zur Folge hatte.

Schon früher hat v. Koenen[1]) durch seine Funde von Geröllen im Miocän am Hohen Hagen bei Dransfeld auf diese limnische Transgression hingewiesen und auch hiermit die Trennung der miocänen Quarzsande vom marinen Oberoligocän begründet.

Wie wir bereits sahen, wurden zunächst die Täler und Taleinsenkungen des Sollings von den miocänen Ablagerungen erfüllt, denen von den angrenzenden Buntsandsteinhängen, soweit sie vorher von den älteren Tertiärschichten durch die Denudation entblößt worden waren, Buntsandsteinmaterial, Sande und Schotter, zugeführt wurden. Erst mit fortschreitender Sedimentation werden die miocänen Wassermassen und ihre Absätze die Buntsandsteinhöhen erreicht und überdeckt haben.

In den feinen Sanden des Miocäns fallen außer den aus nächster Nähe stammenden und stets für sich allein auftretenden Buntsandsteinmassen an einigen Lokalitäten (nördlich Volpriehausen, nordwestlich Uslar, östlich Lippoldsberg, Bramburg) auch einzelne oder stärker angehäufte Gerölle von Fettquarz, Kieselschiefer, Grauwacke und Feuerstein auf, wie sie ja auch schon von anderen Geologen im Casseler Tertiär beobachtet worden sind[2]). Diese Gerölle müssen durch Flüsse verfrachtet und dem Solling zugeführt worden sein, und zwar wahrscheinlich von Westen bezw. Südwesten her aus der Gegend des Rheinischen Schiefergebirges. Darauf weisen neben den paläozoischen Gesteinen vor allem die Feuersteine hin, deren Ursprung in der angrenzenden westfälischen Kreide zu suchen sein dürfte, in welcher nach den Untersuchungen Stille's[3]) derartige Konkretionen zuweilen sich finden und ehedem vielleicht noch größere Verbreitung besessen haben. Auch abgerollte und

[1]) v. Koenen, Über die Casseler Tertiärbildungen. Neues Jahrb. für Min. 1892 S. 162.

[2]) Vergl. Ebert, a. a. O. S. 5 und Blankenhorn, a. a. O. S. 45.

[3]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Kleinenberg S. 19.

zum Teil recht große Blöcke von Braunkohlenquarzit bezw. Braunkohlensandstein kommen am Feldberge östlich Lippoldsberg mit diesen fremdartigen Schottern zusammen vor und scheinen von ihrer ursprünglichen nahegelegenen Lagerstätte aus eine Umlagerung erfahren zu haben.

Die meist lockeren Tertiärmassen erlagen auf den Hochflächen und an den Abhängen des Sollings bald der Denudation. Dieselbe mag bereits in der Pliocänperiode begonnen haben, ihre Haupttätigkeit hat sie jedoch augenscheinlich in der älteren Diluvialzeit entfaltet. Das zeigen, wie gesagt, die mehr oder weniger beträchtlichen Anhäufungen von Tertiärquarziten in den altdiluvialen Weser- und Ilmeschottern, die zum großen bezw. größten Teile ihr Material aus dem Solling bezogen haben. Abgesehen von den wenigen Knollensteinblöcken am Rande des Sollings südlich Höxter blieb das Tertiär einzig und allein unter der schützenden Decke des Basaltes der Bramburg auf seiner ursprünglichen Lagerstätte in etwas größerer Ausdehnung erhalten. In zusammenhängenden und mächtigen Massen lagert es dagegen noch heute, vielfach von Löß und Schuttbildungen verhüllt, in verschiedenen Tälern und Talsenken, in denen es infolge seines späteren tektonischen Einbruchs dem allgemeinen Denudationsniveau entrückt war.

Berlin, den 26. April 1908.

Über einige Carbonfarne aus der Familie der Sphenopteriden.

Von Herrn **Fritz Behrend** in Berlin.

Hierzu Tafel 17 und 18.

Die vorliegende Arbeit ist entstanden auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. POTONIÉ, in dessen Institut sie angefertigt wurde. Von den Pflanzen der Carbonzeit haben ihn besonders die Farne beschäftigt, weil diese Pflanzen sich zur Horizontbestimmung besonders gut eignen. Insbesondere hat POTONIÉ die Systematik der Carbonfarne[1]) zu fördern gesucht durch zweckmäßige Teilung zu großer »Gattungen« (im Sinne der Paläobotanik für sterile Reste), um so eine leichtere Übersicht über einen zu großen Formenkreis zu gewinnen.

Wir lesen bei POTONIÉ in ENGLER-PRANTL Nat. Pflanzenfamilien, I. Teil, 4. Abteil. 1902, S. 474 ff.:

> »Namentlich handelt es sich um eine Klassifikation der sterilen Wedelreste, besonders der vielen fossil vorliegenden, sterilen spreitigen Teile ..... Die Kenntnis der letzteren ist für den Geologen von großer Wichtigkeit, da solche Reste bei ihrer Häufigkeit für Horizontbestimmungen namentlich in paläozoischen Formationen von ausschlaggebender Bedeutung sein können .....«

[1]) Als »Farne« sind, wie früher üblich, hier auch Reste bezeichnet, die farnähnlich sind, und über deren fertile Organe wir nichts oder nichts hinreichend Sicheres wissen, und die viele Paläobotaniker heute als Pteridospermen bezeichnen. wie *Alethopteris*, *Neuropteris*, *Lonchopteris*.

Nur die Merkmale der Fiedern letzter Ordnung der sterilen Reste lassen sich mit Erfolg bei der Klassifikation verwenden, wie dies schon von Brongniart erkannt wurde.

Schon vor Brongniart hatte Schlotheim (Petrefaktenkunde 1820) und ihm folgend z. B. auch Artis (Antedil. Phyt. 1838) für die Farnreste den Namen »*Filicites*« gebraucht; dieser erwies sich aber, da die Arten sich schnell mehrten, bald als viel zu umfassend. Brongniart gliederte in seinem »Prodrome d'une histoire des végétaux fossiles 1828«, besonders aber in der grundlegenden »Histoire des végétaux fossiles« (1828—1838) die Farne in folgender Weise:

Sphenopteris: F. l. O.[1]) an der Basis eingeschnürt, länglich-rund, mehr oder weniger geteilt.

Cyclopteris: Nur eine ungeteilte Fieder, fast rund, radialaderig.

Neuropteris: F. l. O. ähnlich wie *Sphenopteris*, an der Basis eingeschnürt, ungeteilt, lang-herzförmig.

Glossopteris: Fiedern sehr groß, zungenförmig, wohl einfach, lanzettlich.

Pecopteris: F. l. O. an der Spindel breit ansitzend, Aderung fiederig.

Lonchopteris: F. l. O. wie *Pecopteris*, aber Maschenadern.

Odontopteris: F. l. O. pecopteridisch; keine Hauptader; von der Basis aus gehen lauter ± parallele Adern.

Callipteris (Tableau des genres 1849, S. 24): F. l. O. pecopteridisch, unregelmäßig, Zwischenfiedern.

Sternberg zweigte dann von *Pecopteris* noch *Alethopteris* ab, charakterisiert durch herablaufende F. l. O. und Nebenadern.

Natürlich ist Brongniart's Einteilung durchaus künstlich; der ihr anhaftende Mangel hat sich auch schon immer stark fühlbar gemacht, und verschiedentlich ist die Einreihung der bekannten fossilen Farne nach »natürlichen« Gesichtspunkten, wie in der

[1]) F. l. O. = Fieder letzter Ordnung.
F. v. O. = Fieder vorletzter Ordnung.
F. 3. l. O. = Fieder drittletzter Ordnung.

Botanik der rezenten Pflanzen, d. h. nach den fertilen Resten, versucht worden.

So hat Göppert (1836) in seinem Werk »Über fossile Farnkräuter« ein »natürliches« System aufzustellen versucht. Wie mangelhaft dieses aber ist, zeigt schon ein flüchtiger Blick; er teilt sie ein in:

1. *Gleicheniaceae:* »mit wenigen Sporangien an einem Sorus«. Hierzu rechnet er seinen *Gleichenites*, weil das Laub von *Gl. Linkii* dem lebender Gleichenien ähnlich ist. Sichere Fortpflanzungsorgane kennt er bei dieser Gattung nicht.

2. *Neuropterides:* Fortpflanzungsorgane unbekannt.

3. *Sphenopterides:* Sporangien am Rande, am Ende der Adern; bei den allermeisten kennt er fertile Reste auch nicht.

4. *Pecopterides:* »die Fruktifikation wenn sichtbar, am Rande oder den Nerven ansitzend, oder punktförmig«.

Da er indessen selbst einsah, daß diese Einteilung nicht haltbar war, so hat er sie später wieder aufgegeben.

Ebenso hat später Stur in seiner »Culmflora« (1875/77) und in der »Carbonflora« (1885) eine Gliederung der fossilen Farne auf »natürlicher Grundlage« versucht. Er teilt die Farne nach Lage, Anzahl, Bedeckung der Sporangien ein in: *Hapalopteris*, *Senftenbergia*, *Hawlea*, *Oligocarpia*, *Discopteris*, *Saccopteris*, *Calymmotheca* usw. Auf welcher Grundlage diese »natürlichen« Gattungen standen, mag an zwei Beispielen gezeigt werden. Auf Grund fertiler Reste, die er bei zwei Arten fand, gründete er die Gattung *Discopteris*, drei weitere Arten stellte er ebenfalls dahin wegen der äußerlichen Ähnlichkeit ihrer Fiedern, ohne einen fertilen Rest zu kennen.

Mit seiner *Calymmotheca Stangeri* zusammen fand er auf derselben Platte, aber auf der anderen Seite, eine verzweigte Spindel mit annähernd derselben Außenskulptur wie sein Farn, was übrigens bei dem nicht ganz vorzüglichen Erhaltungszustand nicht allzuviel sagen will. An dieser Spindel sitzen sternförmige Gebilde, die Stur für Hüllklappen erklärt, in denen Sporangien gesessen haben sollen und die er als Indusien bezeichnet. Diese

Spindel nun hält er für den fertilen Teil des *Calymmotheca*-Wedels, obgleich er ihn nicht damit in organischem Zusammenhang fand. Auf dieser Annahme baut sich seine Gattung *Calymmotheca* auf. Von den meisten hierhergezogenen Arten kannte er auch nicht die Spur eines Sporangiums bezw. Fortpflanzungsorganes.

Diesen auf »fertile Reste gegründeten Gattungen« gegenüber stellte er plötzlich eine auf die Verzweigungsart des Wedels gegründete. Solche Verzweigungen, ebenso wie fertile Reste, die sich mit sterilen in organischem Zusammenhang finden oder sich wenigstens sicher mit ihnen identifizieren lassen, sind sehr selten. Und da ein System nichts nutzt, das auf Merkmale aufgebaut ist, die in der größten Mehrzahl der Fälle überhaupt nicht vorhanden sind, so hat man Göppert's wie Stur's System verlassen müssen und hat sich wieder dem alten bewährten Brongniart'schen Verfahren zugewandt, das man besser auszubauen begonnen hat, und so lange wird beibehalten müssen, bis man ein wirklich besseres und sicheres gefunden hat.

Während nun die meisten »Gattungen« Brongniart's mehr oder weniger gut diagnostizierbare Gruppen bilden, begreift seine Gattung *Sphenopteris* Formen in sich, die in den Extremen sehr heterogen sind. Schon bei Brongniart ist die Gattung *Sphenopteris* mit so vielen Arten vertreten, daß eine Übersicht und Diagnostizierung ziemlich schwer war, und so haben die Autoren gerade *Sphenopteris* in eine Anzahl Gattungen zerspalten, die gewisse durch gemeinsame Merkmale zusammengehörige Formenkreise umfassen.

Bis zu gewissem Grade wird man sich bezüglich der Umgrenzung solcher Gattungen konventionell einigen müssen. Brongniart selbst hat auch die Unsicherheit in der Abgrenzung scheinbar so verschiedener Gattungen wie *Sphenopteris* und *Pecopteris* empfunden, wie er selbst (Histoire S. 356) ausspricht:

> »Les limites de ces diverses formes de Fougères sont si difficiles à bien fixer qu'il y a nécessairement un peu d'arbitraire dans leur classification«.

Den Anfang mit der Zerteilung von *Sphenopteris* machte schon 1838 Presl mit *Rhodea*. Schimper folgte mit *Eremopteris* (1869), *Sphenopteridium* (1874; jetzt zu den *Archäopteridae* gerechnet). Besonders wichtig war die Isolierung der halb sphenopteridischen, halb pecopteridischen Gattung *Mariopteris* durch Zeiller (1878). Viel weiter in der Zerteilung des immer noch zu großen Restes von *Sphenopteris* ging Potonié, der die Gattungen *Palmatopteris* (1891), *Ovopteris* (1893), *Alloiopteris* (1897) und neuerdings noch *Cuneatopteris* (1903) abtrennte.

Die Abgrenzung der einzelnen *Sphenopteris*-Arten begegnet vielfach erheblichen Schwierigkeiten, die zum Teil in der Unvollkommenheit der Abbildungen, namentlich der älteren Autoren, zum Teil aber auch in der Ähnlichkeit der Reste selbst begründet sind. Wir wollen im Folgenden versuchen, eine Anzahl von Arten der Gattungen *Cuneatopteris*, *Sphenopteris* s. str. (d. h. der nach Abtrennung der vorher genannten Gattungen bei *Sphenopteris* verbleibende Rest, der sich um Arten, wie *Sph. trifoliolata* und *Sph. Sauveuri* gruppiert), ferner von *Ovopteris*, näher zu fixieren und ihre geologische und, so weit erforderlich, geographische Verbreitung zu betrachten. Ausführlicher beschrieben und abgebildet werden diese Arten in Potonié's Werk: »Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzenreste«.

Systematik.

Brongniart definiert in seinem Prodrome (p. 50) die Gattung *Sphenopteris* folgendermaßen:

> »Pinnules rétrécies à la base, non adhérentes au rhachis, plus ou moins profondément lobées; lobes divergens, presque palmées; nervures paroissant presque rayonner de la base de la pinnule«.

Streng genommen würden nach dieser Definition nur Potonié's Gattungen *Cuneatopteris* und *Sphenopteris* s. str., auch *Rhodea*, *Palmatopteris* und vielleicht *Eremopteris* hierher zu rechnen sein (Gruppe A); hingegen paßt zwar bei manchen von Brongniart

zum Teil zu *Pecopteris*, später großenteils zu *Sphenopteris* gezogenen Formen (Gruppe B), die jetzt als *Ovopteris*, *Alloiopteris*, *Mariopteris* abgetrennt sind, die Diagnose Brongniart's auf die äußere Umgrenzung der F. l. O., dagegen ist die Aderung nicht gabelig-palmat, sondern es besteht eine deutliche Mittelader mit deutlich fiederig davon abgehenden Seitenadern. Wir unterabteilen deshalb die *Sphenopteridae* folgendermaßen:

A. *Sphenopteroideae:* mit gabelig-palmaten Adern ohne hervortretende, höchstens angedeutete Mittelader.

B. *Ovopteroideae:* mit deutlicher Mittelader und fiederig von ihr abgehenden Seitenadern.

Sphenopteriden[1]).

A. Sphenopteroideae.

Aderung fächerförmig-gegabelt; keine deutliche Mittelader.

Einige Spezies der Gattung *Sphenopteris* scheinen allerdings auf den ersten Blick eine deutliche Mittelader zu haben (*Sph. Laurentii, trigonophylla, Potieri, dicksonioides, Bäumleri*). Bei näherer Betrachtung zeigt sich, sobald man etwas von der feinen Aderung sieht, daß die scheinbare F. l. O. besser als eine F. v. O. und daß die scheinbare Mittelader als eine Spindel l. O. aufzufassen ist; die F. l. O. sind freilich seitlich ± oft ganz verwachsen und zeigen ihrerseits dann nur gabelig-palmate Adern.

Bei einigen Formen von *Alloiopteris*, *Mariopteris* tritt die Mittelader nicht deutlich hervor; trotzdem sind die Formen leicht als zu diesen Gattungen gehörig zu erkennen.

I. Cuneatopteris Pot.

Cuneatopteris Potonié, Naturwissenschaftl. Wochenschr., N. F. Bd. III, 1903, S. 16. Ausführlich in Abb. u. Beschr. foss. Pfl., Lief. V, 1907, No. 81.

[1]) Wir nennen vorläufig mit Herrn Prof. Dr. Potonié diese Familien Sphenopteriden, Pecopteriden usw., nicht *Sphenopteridaceae* usf., um so immer wieder daran zu erinnern, daß es sich hier ja nur um Pseudofamilien mit künstlichen Merkmalen, nicht analog den auf die Fortpflanzungsorgane aufgebauten Familien der rezenten Botanik handelt.

F. l. O. keilförmig bis fast lineal, abgestumpft bis abgestutzt, einfach bis (meist 3-)lappig bis geteilt. Vom Grunde aus gehen ein bis mehrere meist gabelig verzweigte Adern ab, die in jeden Lappen meist nur eine Seitenader senden. Die Hauptspindel ist bei den bisher bekannten Arten unter spitzem Winkel gegabelt, zum Teil mit beblättertem Fußstück. Bei einigen Arten sind die Spindeln quer gerieft. Die bisher bei zwei Arten gefundenen fertilen Organe zeigen an den sonst unveränderten F. l. O. die Spitzen der Lappen durch Anschwellungen auf der Unterseite, auf der Oberseite wulstig verdickt. Einzelne deutliche Sporangien konnten bisher noch nicht entdeckt werden. Vielleicht steht, wie schon Göppert bemerkt, *Cuneatopteris* der lebenden Gattung *Davallia* nahe, die ja auch cuneatopteridische F. l. O. hat, die die Sori an ihrer Spitze tragen.

Cuneatopteris adiantoides Schloth. sp.

Fumaria officinalis Volkmann, Siles. subterr. 1720, p. 111, Taf. XIV, Fig. 2.
Filicites adiantoides Schlotheim, Fl. der Vorw. 1804, Taf. X, Fig. 18, Taf. XXI, Fig. 2. Petrefaktenk. 1820, S. 408.
Filicites (Sphenopteris) elegans Brongniart, Class. des Vég. foss. 1822 in Mém. ann. du Mus. d'Histoire nat. Tom. VIII, p. 233, Taf. XIII, Fig. 2.
Sphaenopteris elegans Sternberg, Vers. 1825, Fasc. III, p. XV, Taf. XXIII, Fig. 2.
Acrostichum silesiacum Sternberg, l. c., p. XV.
Sphenopteris elegans Brongniart, Prodr. 1828, p. 50; Hist. vég. foss. 1829, p. 172, Taf. LIII, Fig. 1, 2.
Cheilanthites elegans Göppert, Foss. Farne, 1836, S. 233, Taf. X, Fig. 1, Taf. XI, Fig. 1, 2.
Diplothmema elegans Stur, Culmflora. 1875—1877, S. 237 (131), Taf. XIII, Fig. 5, Taf. XIV, Fig. 1—6.
Cuneatopteris adiantoides Potonié, Abb. u. Beschr. foss. Pflanz., Lief. V, 1907, Nr. 81.

F. l. O. keilförmig, bis fast lineal, an der Spitze abgestumpft bis abgestutzt, oft gekerbt bis gelappt. Lappen stumpf bis zugespitzt. Die F. l. O. bilden eiförmige bis länglich-eiförmige F. v. O. von ziemlich starrem Aussehen. Aderung meist undeutlich, meist nur eine sich palmat-gabelnde Ader vorhanden. Spindeln kräftig, stets quergerieft. *Diplothmema*-Aufbau (vgl. Stur, Culmflora, II, S. 120 [226]). Reste bis vierfach-gefiedert bekannt. Wahrscheinlich fertile Reste zeigen die Spitzen der F. l. O. auffällig

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

verdickt, wohl durch Sporangienhäufchen auf der Unterseite. Sporangien bisher nicht bekannt.

Vorkommen: Culm und unterer Teil des Unteren Produktiven Carbons (Flora 2 und 3)[1].

Oberschlesien: Ostrauer Schichten.

Niederschlesien: Waldenburger Schichten.

Schottland: Lower Carboniferous: Carboniferous Limestone.

Cuneatopteris divaricata Göppert sp.

(Taf. 17, Fig. 1.)

Filicites fragilis Schlotheim, zum Teil, Petrefaktenk. 1820, S. 408, Taf. XXI, Fig. 1.

? *Sphenopteris tridactylites* Brongniart, Histoire, 1829, p. 181, Taf. L.

Sphenopteris elegans Sternberg, zum Teil, Vers. fasc. 5 u. 6, 1833, S. 56, Taf. XX, Fig. 3, 4.

Cheilanthites divaricatus Göppert, Syst. filic. foss. 1836, p. 238, Taf. XII, Fig. 1, 2.

» *microlobus* Göppert, l. c., S. 238, Taf. XIII, Fig. 1, 2, 3.

Sphenopteris divaricata Stur, Culmflora, 1875—77, I, S. 25, Taf. VI, Fig. 6, 7.

Calymmotheca Linkii Stur, l. c., II, S. 267, (161) z. Teil, Taf. XII (XXIX), Fig. 5a, b, 6.

» *divaricata* Stur, l. c. II, S. 271 (165), Taf. XIII, Fig. 1, 2, 3.

F. l. O. kurz-lineal- bis keilförmig, ganz bis (meist 2—3) lappig bis -teilig; die Spitze abgerundet bis abgestumpft bis abgestutzt; sich zu eiförmigen bis länglich-eiförmigen F. v. O. zusammensetzend; die Fiedern von einer oft gegabelten Mittelader durchzogen, die in die Lappen oft ebenfalls gegabelte Seitenadern abzweigt. Die stärkeren Spindeln zuweilen mit Trichomnarben besetzt, nie quergerieft (im Gegensatz zu *C. adiantoides*). Vorliegende Wedelreste bis vierfach gefiedert; *Hoeninghausi*-Aufbau[2]. Manche Exemplare zeigen Erhöhungen auf der Oberseite an der Spitze der F. l. O., auf der Unterseite kleine Eindrücke. Diese sind vielleicht, wie schon Göppert vermutet, durch Sori veranlaßt, wie sie sich bei *Davallia* finden. Schlotheim hat in seinem *Filicites fragilis* zwei Arten zusammengeworfen: unsere *Cu-*

[1]) Nach Potonié: Florist. Gliederung des Carbon und Perm. 1896.

[2]) Als *Hoeninghausi*-Aufbau wird nach Potonié Folgendes bezeichnet: Die Wedelspindel erster Ordnung teilt sich in gewisser Entfernung über ihrer Ursprungsstelle unter spitzem Winkel in zwei gleichwertige Gabeläste, die ebenso wie das Fußstück mit mindestens noch einmal geteilten Fiedern besetzt sind.

neatopteris und eine echte *Sphenopteris*, nämlich das, was wir nachher (S. 16) als *Sph. fragilis* bezeichnen werden. GÖPPERT hat, ohne sich um SCHLOTHEIM zu kümmern oder ihn zu erwähnen, die Art als *Cheilanthites divaricatus* bezeichnet; wir haben diesen Namen hier beibehalten und SCHLOTHEIM's Synonym für *Sph. fragilis* gelassen. *Ch. microlobus* ist eine nur in der Spreite der F. l. O. weniger differenzierte Form unserer Art ohne jede Selbständigkeit. STUR hat denselben Irrtum begangen wie SCHLOTHEIM und unter dem Namen *Calymmotheca Linkii* im allgemeinen dasselbe gelassen wie sein Vorgänger unter *Filicites fragilis*, nur die extremsten cuneatopteridischen Formen bezeichnete er als *Ca. divaricata*. Er konnte deshalb keine stichhaltigen Unterschiede angeben. *Diplothmema Mladecki* sind Formen, deren F. l. O. etwas gespreitztere Lappen besitzen. Bisher ist zwar kein beblättertes Fußstück bei STUR's Original gefunden; aber im übrigen sind sichere Unterscheidungsmerkmale nicht vorhanden und die bisher bekannten beblätterten Fußstücke unserer Art sind bedeutend größer (mit etwa 1 cm breiter Spindel) als die von STUR's *D. Mladecki*, dessen Spindeln etwa 2 mm breit sind; es ist möglich, daß bei solchem wohl als Kümmer- oder Schattenform aufzufassenden Stück die Beblätterung des Fußstücks fehlte oder sehr hinfällig war. Im übrigen kann man Stücke ohne Fußstück (STUR's Original zu *D. Mladecki* ist das einzige bisher vollständige) durchaus nicht unterscheiden. Man kann also vorläufig höchstens STUR's Stück als *C. divaricata* forma *Mladecki* bezeichnen.

Vorkommen: Unterer Teil des Unteren Produktiven Carbons (Flora 3).

Klein-Asien: Heraclea (ZEILLER, Héraclée 1899, p. 12, Taf. I, Fig. 3, 4).

Ober-Schlesien: Ostrauer Schichten.

Nieder-Schlesien: Waldenburger Schichten.

Cuneatopteris Völkeli n. sp.

(Taf. 17, Fig. 2).

F. l. O. schmal-lineal bis keilförmig, abgerundet bis abgestutzt, einfach bis an der Spitze gekerbt bis geteilt, nur eine Mittelader.

die sich an der Spitze ebenfalls teilen kann. Die F. l. O. an den oberen Wedelteilen meist einzeln, treten sonst zu meist keilförmigen bis eiförmigen bis fast palmatopteridischen F. v. O. zusammen; die mittelste F. l. O. ist dann oft weit vorgerückt. Die ziemlich kräftige Hauptspindel zeigt lepidodendroide Außenskulptur (ähnlich wie bei *Sph. Bäumleri*, Andr.; s. S. 26) wohl infolge der durchgedrückten Dictyoxylonstruktur der Leitbündel. Die im Verhältnis ziemlich schwachen gegabelten Nebenspindeln I. Ordnung sind mit einem Gelenkpolster an der Hauptspindel eingefügt. Nebenspindeln aller Ordnungen nicht selten schwach quergerieft. *Hoeninghausi*-Aufbau mit nacktem Fußstück. Reste bis vierfach gefiedert. Fertile Reste nicht ganz sicher bekannt.

Wie mehrere *Cuneatopteris*-Arten neigt auch unsere Art in manchen Exemplaren zu *Palmatopteris;* aber das Fächerförmige fehlt fast immer, und bei den meist abgestutzten Elementen l. O. kommt das Keilförmige immer klar zum Ausdruck, während diese bei *Palmatopteris* immer durchaus lanzettlich sind. Charakteristisch für unsere Art ist die *Dictyoxylon*-Struktur der Hauptspindel und die dünnen, zarten Nebenspindeln; der Aufbau stimmt mit den bisher bekannten *Cuneatopteris*-Arten überein; es scheint, daß die Familie zumeist aus Kletterfarnen gebildet war.

Die Art ist benannt nach dem Obersteiger der Rudolf-Grube, Herrn Völkel, dem die Geolog. Landesanstalt eine sehr reichhaltige Sammlung von Carbonpflanzen verdankt, der auch diese Art angehört.

Vorkommen: Unteres Produktives Carbon (Flora 3).

Nieder-Schlesien: Volpersdorf Rudolf-Grube, 13. Flöz (ded. Völkel).

Altwasser: Grube Seegen-Gottes.

Cuneatopteris Westfalensis n. sp.

(Taf. 17, Fig. 3.)

F. l. O. ziemlich groß, keilförmig abgestutzt bis abgestumpft, manchmal zwei bis mehrere mehr oder weniger seitlich verwachsen, so daß zuweilen nur die Spitzen frei bleiben. Aderung undeutlich,

wohl Fächeraderung. Die F. l. O. stehen bald einzeln, bald treten sie zu mehreren zusammen; bilden eiförmige bis schief-eiförmige F. v. O. Spindel l. O. manchmal etwas flexuos, die übrigen gerade, glatt, schwach längsgestreift. *Hoeninghausi*-Aufbau mit nacktem Fußstück. Reste bis dreifach gefiedert. Fertile Reste nicht bekannt.

Von *C. adiantoides* (*elegans*) unterscheidet sich unsere Art vor allem durch die glatten, schwach längsgestreiften Spindeln, die bei *C. adiantoides* bekanntlich immer quergerieft sind. Außerdem sind namentlich bei unserer Art die F. l. O. auffällig viel breiter keilförmig und stehen meist etwas weniger dicht als bei *C. adiantoides*, deren F. l. O. sich oft der linealen (*Rhodea*-) Form nähern.

Vorkommen: Flora 4.

Ruhr-Revier: Zeche Rosenblumendelle, Flötz Tutenbank und Rosendelle (Magerkohle).

Cuneatopteris elegantiformis Stur sp.

Diplothmema elegantiforme Stur, Carbonflora, 1885, S. 309, Taf. XXIX, Fig. 3.
Palmatopteris elegantiformis Zeiller, Héraclée, 1899, p. 29.

F. l. O. breit-lineal bis keilförmig, abgerundet bis abgestutzt, an der Spitze gekerbt bis (meist 2—3-)lappig; die Lappen dann ihrerseits meist abgerundet, treten zu eiförmigen bis lang-eiförmigen F. v. O. zusammen. Aderung undeutlich. Spindeln mehr oder weniger flexuos, anscheinend etwas geflügelt, wohl nackt. Aufbau nicht bekannt; Reste bis dreifach gefiedert; fertile Reste nicht bekannt.

Stur hat unsere Art mit *C. adiantoides* verglichen. Besondere Unterschiede sind die bei *C. adiantoides* quergerieften und geraden, hier glatten und flexuosen Spindeln, ferner auch besonders die F. l. O., die hier im Verhältnis zur Länge recht breit, viel breiter als bei *C. adiantoides* sind. Die von Potonié (z. B. Flor. Gliederung des Carbon und Perm. 1896, S. 23, Fig. 11) als »*Sphenopteris* typ. *elegantiforme*« hierher gezogenen Reste gehören nicht hierher, sondern sind wahrscheinlich Formen von *Sph. Hoeninghausi*. Daß unsere Art zu *C.* gestellt werden soll, hat Potonié (Abb. u. Beschr. foss. Pfl. Lief. V; 1907, Nr. 81) bereits bemerkt.

Vorkommen: Flora 5.

Belgien: Charbonnière de Belle-et-Bonne, Fosse Avaleresse (Stur l. c.).

Cuneatopteris laxifrons Zeiller sp.

Sphenopteris laxifrons Zeiller, Valenciennes 1888, p. 138. Atlas 1886, Taf. XV, Fig. 1.

F. l. O. keilförmig bis fast lineal, vorn abgestumpft und meist etwas ausgebuchtet, selten schräg abgestutzt bis lanzettlich zugeschärft, sehr oft stark nach vorwärts geneigt, seltener ziemlich gerade abstehend, einzeln oder am Grunde zu mehreren vereinigt; in jede F. l. O. gehen meist mehrere mehrfach fächerförmig gegabelte Adern; die meist etwas vorwärts geneigten F. l. O. bilden lockere, dreieckige bis eiförmige F. v. O., die ihrerseits sehr weit auseinanderstehend sich zu F. 3. l. O. zusammensetzen. Die an der Basis der F. 3. l. O. stehenden F. v. O., besonders die an der Unterseite, sind die größten. Spindeln, namentlich die stärkeren, etwas flexuos, das Zentralleitbündel tritt stark hervor. Reste bis dreifach gefiedert; Aufbau und fertile Reste unbekannt. Unsere Art ist auch besonders durch die Schlaffheit ihrer Belaubung, wie Zeiller bemerkt, genügend charakterisiert.

Vorkommen: Flora 6.

Valenciennes: Fettkohle des Pas-de-Calais, Liévin (Zeiller, l. c.).

Cuneatopteris linearis (Sternberg veränd.) Brongn.

?? *Sphenopteris linearis* Sternberg, Vers. 1825, Fasc. IV, p. XV, Taf. XLII, Fig. 4.
» » Sternberg bei Brongniart, Histoire vég. foss. 1829, p. 175, Taf. LIV, Fig. 1.?

F. l. O. breit-lineal bis keilförmig. Im Verhältnis zur Länge ziemlich breit; abgestutzt bis abgestumpft; meist einfach, seltener an der Spitze gekerbt; oft undeutlich gegen einander abgegrenzt, oft zu 2—3 bis mehreren seitlich miteinander verschmolzen, so daß nur die Spitzen frei bleiben. In jede F. l. O. gehen meist mehrere, sich gabelnde, fast gleichwertige Adern; die F. l. O. bilden meist unregelmäßige, oft annähernd eiförmige F. v. O. mit oft etwas flexuoser Mittelader. Aufbau nicht bekannt. Reste bis dreifach gefiedert. Fertile Reste nicht bekannt.

Der von STERNBERG l. c. abgebildete Fetzen gehört wahrscheinlich nicht hierher. Sein Fundort ist deshalb auch nicht zu berücksichtigen.

Vorkommen: England: Edinburg.

Sphenopteris BRONGN. z. T.

Filicites, Sect. *Sphenopteris* BRONGNIART z. T., Class. Vég. foss. 1822, p. 233.
Sphaenopteris STERNBERG z. T., Vers. I, fasc. 4, p. XV.

F. l. O. sich im ganzen der Kreisform nähernd; ganzrandig bis gesägt: einfach bis gelappt bis geteilt; Lappen kreisförmig bis fast keilförmig und dann zuweilen zu *Cuneatopteris* neigend. Vom Grunde aus strahlen fächerförmige, sich öfter gabelnde Adern aus. Die F. l. O. sind zuweilen auf der Oberfläche mit sehr feinen radialen Riefen versehen, die die Aderung verdecken und ein wenig an *Archaeopteris* erinnern (z. B. *Sph. obtusiloba*, *Sph. bermudensiformis*). Setzen sich zu meist lockeren eiförmigen bis fast parallelrandigen F. v. O. zusammen. Spindeln teils nackt und dann längs gestreift, teils mit Spreuschuppen oder den davon herrührenden Närbchen bedeckt. Aufbau, soweit bekannt, meist *Hoeninghausi*-Aufbau mit beblättertem Fußstück, seltener einfach fiedrig. Fertile Reste nicht mit Sicherheit bekannt.

Die Gattung findet sich hauptsächlich im Unteren Produktiven und unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons.

Es erscheint angebracht, die Gattung *Sphenopteris* in unserem Sinne in zwei Teile zu zerlegen, je nachdem die F. l. O. immer selbständig oder seitlich zu mehreren mehr oder weniger vollständig verwachsen sind, und zwar in:

a) *Solutae:* F. l. O. mehr oder weniger sich der Kreisform nähernd, nie oder selten seitlich verwachsen.

b) *Conjunctae:* F. l. O. meist mehr oder weniger vollständig verwachsen; die F. v. O. bilden dann scheinbare breit lineale, dreieckige bis fast eiförmige F. l. O.; ihre wahre Zugehörigkeit zu *Sphenopteris* ist oft nur an der typischen gabelig-palmaten Aderung der wahren F. l. O. zu erkennen.

a) Solutae.

Sphenopteris fragilis Schloth. z. T.

Filicites fragilis Schlotheim zum Teil, Petrefaktenkunde 1820, S. 408. Abb. in Flora der Vorwelt 1804, Taf. X, Fig. 17 (hier ohne wissenschaftlichen Namen).

Sphenopteris fragilis Brongniart, Prodrome 1828, p. 51.

» *Gravenhorstii* Brongniart, l. c. p. 51. Histoire 1829, p. 191, Taf. LV, Fig. 3.

Gleichenites Linkii Göppert, Foss. Farne 1836, S. 182, Taf. II, Fig. 1.

Calymmotheca Linkii Stur zum Teil, Culmflora II, 1875/77, S. 267 (161). Taf. XII (XXIX), Fig. 1—4.

F. l. O. kreis-eiförmig bis kreisförmig, gekerbt bis drei- bis fünfbuchtig bis lappig, mit fächerförmigen Gabeladern; am Rande meist etwas verdickt; bilden langeiförmige F. v. O. Spindeln mit längsgestreiften Malen, wohl Trichomnärbchen versehen. Vorliegende Reste bis vierfach gefiedert. *Hoeninghausi*-Aufbau (Göppert l. c.; Stur l. c., Fig. 1). Fertile Reste nicht bekannt.

Schlotheim hat zwei ganz verschiedene Reste zu seiner Art vereinigt. Wir haben den Namen hier für den zuerst von ihm abgebildeten Rest beibehalten. Der in der Petrefaktenkunde (1820), Taf. XXI, Fig. 1 abgebildete Rest gehört zu *Cuneatopteris divaricata*. Stur glaubte unsere Art in seine Gattung *Calymmotheca* stellen zu können auf Grund von »*Calymmotheca*-Indusien«, die er mit *Sph. fragilis* zusammen auf einer Platte fand; da sie jedoch niemals in organischem Zusammenhang mit unserer Pflanze auftreten, so ist seine Annahme nicht genügend begründet.

Über die Unterschiede von *C. divaricata* s. diese Art.

Vorkommen: Unteres Produktives Carbon (Flora 3).

Ober-Schlesien: Ostrauer Schichten.

Nieder-Schlesien: Waldenburger Schichten.

Über Schlotheim's Fundortangabe »Breitenbach ohnweit Schleusingen« vergl. das bei *Sphenopteris bermudensiformis* (Abb. u. Beschr. Foss. Pfl. 1907, Lief. V, Nr. 82) Gesagte. Brongniart's Fundorte sind nicht feststehend, zumal z. T. von Schlotheim's *Sph. fragilis* entnommen; von welchem Fundort die Figur Brongniart's stammt, gibt der Autor nicht an.

Sphenopteris bermudensiformis Schloth. sp.

(Über die Synonymie und Kritik siehe Abb. u. Beschr. foss. Pfl. Lief. V (1907) Nr. 82.)

F. l. O. meist klein und halbkreisförmig, gelappt bis geteilt; Lappen abgestutzt. Oberfläche fein radial gestreift. Die F. l. O. und die Spindeln meist ziemlich sparrig und locker. Spindeln oft flexuos, die stärkeren mit Spreuschuppen oder deren kleinen Narben bedeckt. Wedelreste bis vierfach gefiedert bekannt. *Hoeninghausi*-Aufbau mit nacktem Fußstück. Fertile Reste nicht bekannt.

Vorkommen: Unteres Produktives Carbon (Flora 3).

Klein-Asien: Heraclea (Zeiller, Heraclée 1899, Taf. I, Fig. 6—7).

Ober-Schlesien: Ostrauer Schichten.

Nieder-Schlesien: Waldenburger Schichten.

Sachsen: Berthelsdorf bei Hainichen (= Waldenburger Schichten), (Geinitz, Ebersdorf-Hainichen, Taf. II, Fig. 3—6). Über Schlotheim's Fundort Schleusingen s. Lief. V der Abb. u. Beschr. 1907, Nr. 82.

Sphenopteris Falkenhaini Stur.

(Taf. 17, Fig. 5).

Sphenopteris Falkenhainii Stur, Culmflora 1875 77, I, S. 26, Taf. VI, Fig. 1, 1a.

F. l. O. kreis- bis verkehrt eiförmig, mehr oder weniger vorwärts geneigt, herablaufend, gelappt bis tief gelappt, meist 3 (bis viel-)lappig; Lappen gerundet, mit meist sehr undeutlicher gabeliger Fächeraderung. Bilden vorwärtsgeneigte, dreieckige F. v. O., die 2—3 mal so lang sind wie ihre Basis. F. 3. l. O. lang-dreieckig bis lang-eiförmig. Die schwächeren Spindeln anscheinend nackt, scheinbar ein wenig geflügelt und schwach flexuos; die stärkste (wohl Haupt-) Spindel dicht mit Längsnarben besetzt, die entweder durch Dictyoxylon-Struktur oder durch Spreuschuppen bedingt sind. Bis dreifach gefiedert bekannt. Aufbau nicht sicher, anscheinend fiederig. Fertile Reste nicht bekannt.

Unsere Art ist der *Sph. Hoeninghausi* ähnlich, unterscheidet sich aber von ihr durch die kürzeren dreieckigen F. v. O., die

meist auffällig vorwärts geneigten F. l. O. sowie die schwach-geflügelten Spindeln v. O. Mit *Sph. bermudensiformis* (*distans*), der sie Stur vergleicht, hat unsere Art sehr wenig Ähnlichkeit. Der von Stur hierhergezogene Rest und Fundort Göppert's ist ganz unsicher. Außer dem Original Stur's, das uns bei der Beschreibung vorlag, ist bisher weiter kein sicherer Rest bekannt[1]).

Vorkommen: Unteres Produktives Carbon (Flora 3).

Ober-Schlesien: Kiowitz.

Sphenopteris Hoeninghausi Brongn.

(Taf. 18.)

Sphenopteris asplenioides Sternberg, Vers. I, Fasc. IV, 1825, S. XVI. Ohne Abbildung!
» *Hoeninghausi* Brongniart, Histoire 1829, p. 199, Taf. LII.
Cheilanthites » Göppert, Foss. Farne, 1836, S. 244.
Dicksonia » Ettingshausen, Farnkräuter der Jetztwelt, 1865, S. 216.
Sphenopteris (*Cheilanthides*) *Hoeninghausi* Schimper, Traité I, 1869, p. 385.
Calymmotheca Stangeri Stur, Culmflora 1875/77, S. 257 (151), Taf. VIII u. IX.
» *Hoeninghausi* Stur, l. c., S. 266 (160) und Carbonflora, S. 258, Taf. XXX, Fig. 1, 2, Taf. XXXI, Fig. 1—3.
» *Larischi* Stur, l. c. 1877, S. 274 (168), Taf. X (XXVII) u. IX (XXVIII).
» *Schlehani* Stur, l. c., S. 280 (174), Taf. XI (XXVIII), Fig. 2—4.
» *Rothschildi* Stur, l. c., S. 282 (176), Taf. XI (XXVIII), Fig. 5.
Sphenopteris (*Calymmotheca*) *Hoeninghausi* Zeiller, Valenciennes 1888, p. 82, Taf. V, Fig. 3, Taf. VI, Fig. 1, 2.
» *Hoeninghausi Larischiformis* Potonié, Jahrb. der Kgl. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1890, erschn. 1891, S. 23.
» *Hoeninghausi Stangeriformis* Potonié, l. c., S. 25.
» » *Schlehaniformis* Potonié, l. c., S. 31.
» (*Calymmotheca?*) *Larischi* Zeiller, Héraclée 1899, p. 11, Taf. I, Fig. 1.
(?) » typ. *elegantiforme* Stur, bei Potonié, Flor. Gliederung des Carbon und Perm, 1896, p. 23, Fig. 11 und p. 49.

F. l. O. halbkreis- bis kreis- bis kreiseiförmig, gelappt bis geteilt; die stark differenzierten flach ausgebreitet, die weniger differenzierten auch etwas aufgewölbt; Lappen sehr veränderlich, kurz, breit und abgerundet bis schmal, fast lineal und abgestumpft, abgestutzt oder auch zugespitzt. Aderung fächerförmig-gegabelt,

[1]) Die Originale Stur's, auch die im Folgenden genannten, standen mir durch die Güte der Direktion der K. K. Geolog. Reichsanstalt zur Verfügung, wofür ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank sage.

meist ziemlich deutlich. Die Fiedern l. O. setzen sich senkrecht-abstehend oder etwas vorwärtsgeneigt zu meist langen, schmalen bis lang-eiförmigen F. l. O. zusammen. Spindeln aller Ordnungen stark mit Spreuschuppen oder deren Narben besetzt bis anscheinend fast ganz nackt. Reste bis dreifach-gefiedert. *Hoeninghausi*-Aufbau. Fertile Reste nicht sicher bekannt. Bei anscheinend fertilen Resten zeigt die Spreite der F. l. O. eine stärkere, wulstige, unregelmäßige Auftreibung und ist weniger differenziert, oft nur fast gekerbt. Sporangien sind bisher nicht gefunden.

Es empfiehlt sich vielleicht, die Exemplare mit stark differenzierten F. l. O. und schmalen, fast keilförmigen abgestumpften bis zugespitzten Lappen der F. l. O. als Forma *Larischi* abzutrennen. Die übrigen von Potonié aufgestellten Unterschiede lassen sich, nachdem das Vergleichsmaterial sich inzwischen vergrößert hat, nicht sicher aufrecht erhalten. Das Original zu Stur's *Cal. Rothschildi*, das mir vorgelegen hat, zeigt, daß diese Art ebenfalls hierher gehört.

Auffällig ist die bedeutend stärkere Spreuschuppenbekleidung der Spindeln im Westen des Gebietes gegenüber den Exemplaren der Ost-Region. Nach Analogie der Beobachtungen an lebenden Pflanzen könnte man zu dem Schluß kommen, daß die stärkere Spreuschuppenbekleidung im Westen unseres Gebietes auf ein trockeneres Klima, die geringe Beschuppung im Osten auf feuchtes Klima deutet. Einige Exemplare z. B. der Bohrung Grube Wien V zeigen deutliche Querriefung der dünneren Spindeln (l. O. u. v. O.).

Die von Stur zu seiner *Calymmotheca Stangeri* gestellten »Indusien«, auf die er seine ganze Gattung *Calymmotheca* gründete, sind nicht mit ihr in organischem Zusammenhang gefunden und gehören auch ziemlich sicher nicht dazu. Über die von Oliver und Scott angenommene Identität von *Sph. Hoeninghausi* mit *Lyginopteris oldhamia* (Binn.) Pot. und *Lagenostoma Lomaxi* vgl. O. Hörich in H. Potonié, Abb. und Beschr., Lief. IV, 1906, Nr. 69, S. 44 ff. Hiernach muß diese angebliche Zusammengehörigkeit zum mindesten sehr zweifelhaft erscheinen. Das von Potonié in seiner Florist. Gliederung 1896 als *Sph.* typ. *elegantiforme* p. 23 abgebildete Stück und das Original zu Röhl's *Sphenopteris ele-*

gans, das jetzt in der Sammlung der Geol. Landesanst. ist, letzaus der Westfälischen Magerkohle mit ganz lockerer Spreuschuppenbekleidung, wird am besten hier untergebracht.

Vorkommen: Unteres und unterer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 4 und 5).

Im ganzen Gebiet (vergl. S. 42).

Sphenopteris Andraeana Röhl.

(Taf. 17, Fig. 4).

Sphenopteris Andraeana von Röhl, Fossile Flora in Duncker, Paläontographica Bd. 18, 1868, p. 62, Taf. XII, Fig. 6.

Diplothmema Andraeanum Stur, Carbonflora 1885, p. 329, Taf. XXIX, Fig. 3—6.

F. l. O. ziemlich kreisrund bis verkehrt eiförmig; die Ränder gehen von der Ansatzstelle aus zunächst breit-keilförmig auseinander und werden an der Außenseite durch einen mehr oder weniger vollständigen Kreisbogen begrenzt, der fein gezähnt ist; oft in drei bis fünf Lappen geteilt, die sich sogar zu selbständigen Fiedern ausbilden können. Die F. l. O. an der Spitze der F. v. O. oft in Vorläuferspitzen ausgezogen. Die Adern laufen fächerförmig-gegabelt nach den Zähnchen. Die F. l. O. setzen sich zu eiförmigen bis lang-eiförmigen F. v. O. zusammen. Spindeln mit quergestellten Narben gepünktelt, die stärkeren oft ein wenig flexuos. Reste bis dreifach gefiedert. Aufbau nicht sicher bekannt, vielleicht *Diplothmema*-Aufbau. Fertile Reste nicht bekannt.

Unsere Art ist der *Sph. obtusiloba* ziemlich ähnlich, unterscheidet sich aber von ihr sehr gut durch die Bezähnung des Randes.

Vorkommen: Unterer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 5).

Oberschlesien: Karwiner (Orzescher) Schichten.

Niederschlesien: Schatzlarer Schichten.

Westfalen: Fettkohle.

Sphenopteris trifoliolata Artis sp.

Parkinson, Organic Remains, 1811, Taf V, Fig. 2, ohne Namen!

Filicites trifoliolatus Artis, Antedil. Phyt. 1825, Taf. XI.

Sphenopteris trifoliolata Brongniart, Prodrome 1828, p. 50; Hist. des végét. foss. 1829, p. 202, Taf. LIII, Fig. 3, 3a.
Sphenopteris dilatata Lindley und Hutton, Foss. Flora Gr. Brit. I, 1831—33, Taf. XLVII.
Cyclopteris dilatata Sternberg, Vers. II, Fasc. 5—6, 1833, p. 66.
Sphenopteris polyphylla Lindley und Hutton, l. c. 1835, Taf. CXLVII.
Cheilanthites trifoliolatus Göppert, Foss. Farne, 1836, p. 245.
» *dilatatus* Göppert, l. c., S. 338.
Adiantites trilobus Göppert, l. c., S. 225.
Sphenopteris nummularia Gutbier, Zwickau 1836, S. 43, Taf. IV, Fig. 5, Taf. X, Fig. 7, 8, Taf. XI, Fig. 3.
Cyclopteris polyphylla Presl, in Sternberg, Vers. II, Fasc. 7 u. 8, 1838, S. 136.
Sphenopteris convexiloba Schimper, Traité I, 1869, p. 372.
Diplothmema dilatatum Stur, Culmflora II, 1877, S. 230 (124).
» *polyphyllum* Stur, l. c., II, p. 230 (124).
Pseudopecopteris trifoliolata und *nummularia* Lesquereux, Coalflora 1880, p. 217 u. 218.
Diplothmema trifoliolatum Stur, Carbonflora 1885, S. 346, Taf. XIX, Fig. 1—4.
Sphenopteris polyphylla Lindley und Hutton bei Zeiller, Valenciennes 1888, p. 73, Taf. I, Fig. 5.

F. l. O. sphenopteridisch bis fast pecopteridisch ansitzend, in der Größe sehr wechselnd, kreisförmig bis dreieckig, ganzrandig, bis gelappt bis geteilt; von den meist zwei- bis fünf stumpfen Lappen ist der mittelste sehr oft größer als die übrigen; die Lappen sind fast flach bis etwas aufgewölbt; die tiefste katadrome F. l. O. an der Basis der F. 3. l. O. oft ziemlich beträchtlich größer als die übrigen. Setzen sich zu langdreieckigen F. v. O. zusammen. Die F. l. O. an der Spitze der F. v. O. zeigen in mehr oder weniger hohem Grade die Neigung seitlich miteinander zu verschmelzen. Die Oberfläche der F. l. O. ist glatt oder nur, namentlich auf der Unterseite, durch die Fächeraderung gerieft. Spindeln ziemlich kräftig, nackt, längsgestreift. Reste bis vierfach gefiedert bekannt. Aufbau nicht sicher bekannt. Fertile Reste noch nicht gefunden.

Der von Stur (Carbonflora, l. c., Fig. 4) abgebildete Rest, der den *Diplothmema*-Aufbau zeigen soll, ist schlecht erhalten. Er kann vielleicht verzerrt sein. Deshalb ist er hier nicht berücksichtigt. Die Veränderlichkeit der F. l. O. ist ziemlich groß: Von fast ganzrandigen, stark konvexen (*Sph. nummularia* Gutb.) bis zu den ganz ausgebreiteten Formen sind alle Übergänge, zuweilen an dem-

selben Rest, erhalten. Die konvexen F. l. O. deutet Stur (l. c., S. 349), als vertrocknet und daher eingeschrumpft. Ob das richtig ist, oder ob sie vielleicht als fertil anzusehen sind, ist vorläufig nicht zu entscheiden. Von der ihr manchmal sehr ähnlichen *Sph. obtusiloba* unterscheidet sich unsere Art bei einigermaßen guter Erhaltung dadurch, daß die Oberseite der F. l. O. glatt oder nur durch die Fächeraderung gerieft ist, während sie bei *Sph. obtusiloba* sehr feine Radialriefung aufweist, die die Aderung ganz verdeckt; außerdem sind bei dieser die F. l. O. meist größer und tiefer gelappt. Bei schlechter Erhaltung kann man beide Arten manchmal nicht unterscheiden.

Der von Zeiller (l. c.) als *Sph. polyphylla* abgebildete Rest gehört, wie auch Exemplare der Sammlung der Geolog. Landesanstalt in Berlin zeigen, zu unserer Art; die *Sph. polyphylla* Lindley's und Hutton's gehört, wie das von Kidston (On Lindley u. Hutton's Type spec. in Proc. Roy. Phys. Soc. Edinburg 1891—92, vol. XI, p. 239, Taf. IX, Fig. 2) wieder abgebildete Original dieser Art zeigt, wohl ebenfalls hierher.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und 6).

Im ganzen Gebiet häufig.

Sphenopteris obtusiloba Brongniart.

Sphenopteris obtusiloba Brongniart, Hist. vég. foss. 1829, p. 204, Taf LIII, Fig. 2*a.
? Sphenopteris irregularis Sternberg, Flora II, 1833, Fasc. 5 u. 6, p. 63, Taf. XVII, Fig. 4, fasc. 7 u. 8, p. 132.
Cheilanthites obtusilobus Göppert, Fossile Farne, 1836, S. 246.
? » *irregularis* Göppert, l. c., S. 247.
Sphenopteris latifolia Brongniart bei Lindley u. Hutton, Foss. Flora 1836, III, Taf. 178.
» *grandifrons* Sauveur, Végétaux foss. 1848, Taf. XIV.
» *trifoliolata* Brongniart bei Sauveur, l. c., Taf. XXI.
» *irregularis* Sternberg bei Andrä, Vorw. Pfl. 1866, S. 24, Taf. VIII, Taf. IX, Fig. 1.
Sphenopteris trifoliolata Artis bei Andrä, l. c., p. 28, Taf. IX, Fig. 2—4.
» *Schillingsii* Andrä, l. c., p. 22, Taf. VII, Fig. 1.
Diplothmema obtusilobum Stur, Culmflora II, 1877, S. 230; Carbonflora I, S. 354, Taf. XXV, Fig. 8a—c, Taf. XXVb, Fig. 1.
Pseudopecopteris obtusiloba Lesquereux, Coalflora III, S. 753.

F. l. O., im ganzen sich der Kreisform nähernd, ganzrandig bis gelappt, bis geteilt (meist 3—5-lappig); Lappen abgerundet bis abgestumpft, zuweilen etwas aufgewölbt. Oberseite mit feiner, an archäopteridische Aderung erinnernder Radialstreifung. Die F. l. O. setzen sich zu mehr oder weniger lang-dreieckigen F. v. O. zusammen. Spindeln gerade, schwach längs gestreift, mit mehr oder weniger deutlichen Quernärbchen versehen. Reste bis dreifach gefiedert. *Hoeninghausi*-Aufbau. Fertile Reste nicht bekannt.

Die Art unterscheidet sich von der *Sph. trifoliolata* namentlich durch die feine Radialstreifung der Oberseite der F. l. O., sowie durch die Quernärbchen der Spindeln; bei schlechter Erhaltung sind beide Arten übrigens manchmal nicht recht auseinander zu halten.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 u. 6).

Im ganzen Gebiet.

Sphenopteris macilenta L. u. H.

Sphenopteris macilenta Lindley u. Hutton, Foss. Flora Gr. Brit. II, 1833—35, Taf. 161.
» *lobata* Gutbier, Zwickau 1835, S. 44, Taf. V, Fig. 11, 13—15, Taf. X, Fig. 1—3.
Aspidites macilentus Göppert, Foss. Farne 1836, S. 357.
Pecopteris Pluckenetii Steininger zum Teil, Geognost. Beschr. des Landes zw. d. Saar und Rhein 1840, S. 39, Fig. IV.
Diplothmema macilentum Stur, Culmflora 1877, S. 230 (124).
» *lobatum* Stur, l. c., S. 229 (123).
Pseudopecopteris macilenta Lesquereux, Coal. Flora III, 1880, S. 754, Taf. IIC, Fig. 2.
Archaeopteris Sauveuri Stur, Schatzlarer Schichten 1885, Taf. XXXVI, Fig. 2.
Sphenopteris Steiningeri Potonié, Flora d. Rotl. v. Thüringen, 1893, S. 88.

F. l. O. kreis- bis eiförmig bis langeiförmig, gelappt bis geteilt. Etwas vorwärts geneigt, Lappen abgerundet bis zugespitzt. Aderung fächerförmig gegabelt, zuweilen wird eine F. l. O. so lang, daß ihre Lappen fast als selbständige Fiederchen erscheinen, und dann bildet sich auch oft eine selbständige, deutliche Mittelader aus. F. v. O. meist langdreieckig mit anscheinend ein wenig geflügelter Spindel. Spindeln anscheinend glatt. Aufbau wohl fiederig. Reste bis dreifach gefiedert bekannt. Fertile Reste nicht bekannt.

Vorkommen: Oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 6).

Sachsen: Zwickau,
Ruhrrevier
Saarrevier
Belgien
England } In den entsprechenden Schichten hie und da
Vereinigte Staaten von Nordamerika.

b) Conjunctae.

Sphenopteris trigonophylla n. sp.

(Taf. 17, Fig. 6.)

F. l. O. rundlich, seitlich verwachsen, meist nur als Lappen ausgebildet. F. v. O. lassen sich in ein Dreieck einschreiben. Meist drei- bis fünflappig bis -teilig. Die Lappen haben nach dem Rande zu meist kleine Emporwölbungen (durch Sori auf der Unterseite?). Von einer Mittelfurche gehen stark nach vorn geneigte, sich wiederholt gabelnde, büschelförmige Adern ab. Spindel ziemlich breit, glatt, anscheinend geflügelt, in ihrer Mitte eine ziemlich breite Längsfurche. Vorliegende Reste bis vierfach gefiedert. Aufbau und fertile Reste nicht sicher bekannt.

In ihrem Habitus und mit der Längsfurche erinnert unsere Art an *Sph. Potieri* (Zeiller, Valenciennes 1888, p. 88, Taf. XIV, Fig. 1); auch hat sie Ähnlichkeit mit *Sph. trifoliolata*; doch unterscheidet sie sich von beiden durch ihre sehr typische und konstante Form der F. v. O., so daß sie nicht verwechselt werden kann.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon.

Bisher nur Niederschlesien.

Sphenopteris Laurenti Andrä.

(Taf. 17, Fig. 7.)

cf. *Sphenopteris rotundifolia* Andrä, Vorweltl. Pflanz., 1865—69, S. 37, Taf. XII, Fig. 1, 2.
Sphenopteris Laurentii Andrä, l. c. p. 39, Taf. XIII, Fig. 1—3. Zeiller, Valenciennes 1888, p. 85, Taf. VI, Fig. 3, IX, Fig. 4.
» *stipulata* Gutbier, bei Andrä, l. c., p. 40, Taf. XIII, Fig. 4.
Hapalopteris rotundifolia Stur, Carbonflora 1885, S. 31, Taf. XLIV, Fig. 1—4.
» *Laurentii* Stur, l. c., p. 36, Taf. XLIV, Fig. 5 und 6.

F. l. O. meist mehr oder weniger hoch seitlich verwachsen, seltener frei und kreisrund, meist ausgebildet als Lappen, gerundet bis halbkreisförmig, ganzrandig bis etwas gewellt, meist etwas aufgewölbt, Aderung fächerig-gegabelt, F. v. O. stets an der Basis am breitesten, allmählich nach der Spitze zu verschmälert, also dreieckig, Länge 2—3mal größer als die Basis, meist geteilt und eusphenopteridisch ansitzend. Am Gipfel meist nur gelappt und oft fast pecopteridisch ansitzend. Die Spindeln letzter Ordnung treten dann meist nur als flexuose Furche hervor. Die F. v. O. setzen sich zu lang dreieckigen bis mehr parallelrandigen F. 3. l. O. zusammen; Spindeln schwach; die Spindeln letzter, vorletzter und drittletzter Ordnung nackt und flexuos, die stärkeren mit Spreuschuppennarben bedeckt und meist gerade. Wedelreste bis dreifach gefiedert bekannt. Aufbau fiederig. Fertil nicht sicher bekannt. Typisch für unsere Art ist die ausgesprochen dreieckige Form der F. v. O. Die Art macht fast immer mit ihren vorwärts geneigten F. v. O. und den dünnen, auffallend stark flexuosen Spindeln letzter und vorletzter Ordnung den Eindruck der Schlaffheit. Sie zeigt Ähnlichkeit mit *Ovopteris rutaefolia*, unterscheidet sich aber von ihr durch Dreiecksform der F. v. O. und starke Aufwölbung der F. l. O., sowie die Schlaffheit aller Teile und die meist größere Länge der F. 3. l. O.

Die von ANDRÄ (l. c.) abgebildeten Figuren drücken den typischen Habitus der Pflanze nicht deutlich genug aus, namentlich irritieren seine Detailzeichnungen, die man leicht für zu *Ov. rutaefolia* gehörig betrachten kann; die Unzulänglichkeit der ANDRÄ'schen Figuren führte auch dazu, daß in Nr. 83 Abb. u. Beschr. foss. Pfl. *Sph. Laurentii* ANDRÄ zu *Ov. rutaefolia* gestellt wurden; es ist jedoch richtiger, nach ZEILLER's Vorgang unsere Art als mit *Sph. Laurentii* ANDRÄ identisch zu betrachten und diese von *Ov. rutaefolia* zu trennen, da der Habitus der ANDRÄschen Abbildungen doch kaum mit dem von *Ov. rutaefolia* übereinstimmt. Der von STUR (l. c., Tafel XLI, Fig. 9) abgebildete fertile Rest gehört wahrscheinlich nicht hierher.

Vorkommen: Unterer und mittlerer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 5 und 6).

Unsere Art kommt zum Teil mit *Sph. Hoeninghausi* zusammen vor.

Ruhrrevier.

Belgien.

Frankreich: Valenciennes.

Sphenopteris Potieri Zeiller.

Sphenopteris Potieri Zeiller, Valenciennes 1888, p. 88, Atlas 1886, Taf. XIV, Fig. 1.

F. l. O. kreisförmig, mehr oder weniger seitlich verwachsen, zum Teil etwas herablaufend, gebuchtet, meist nur wenig vorwärts geneigt; F. v. O. eiförmig bis fast dreieckig, Aderung fächerig-gegabelt. Die F. v. O. setzen sich zu lang eiförmigen bis lang lanzettlichen F. 3. l. O. zusammen. Spindeln kräftig, von einer deutlichen, breiten Längsfurche durchzogen, anscheinend etwas geflügelt, wohl nackt. Reste nach Zeiller vierfach gefiedert. Aufbau wohl fiederig. Fertile Reste nicht bekannt. Nach Zeiller unterscheidet sich die Art durch ihre breite Längsfurche leicht von allen übrigen; die ihr ähnliche *Sph. trigonophylla* aus den Waldenburger Schichten unterscheidet sich von ihr durch die kleineren, durchaus dreieckigen F. l. O. genügend, sowie auch namentlich durch das Vorkommen.

Vorkommen: Oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 6).

Frankreich, Valenciennes, Fettkohle des Pas de Calais (Zeiller).

Sphenopteris Bäumleri Andrä.

Sphenopteris Bäumleri Andrä in v. Röhl, Steink. Westf. 1868, in Duncker, Paläontographica 18, S. 60, Taf. XX, Fig. 8, Taf. XXI, Fig. 1, 2.

Calymmotheca Sachsei Stur, Steinkohlenf. in Oberschlesien, 1878, Nr. 11.

» *Bäumleri* Stur, Schatzlarer Schichten 1885, S. 243, Taf. XXXII.

F. l. O. meist fast ganz miteinander verwachsen und nur als Lappen ausgebildet. F. v. O. breit-lineal bis fast eiförmig bis fast kreisförmig, eusphenopteridisch bis fast pecopteridisch ansitzend, gebuchtet bis gelappt, mit oft etwas gewellter Oberfläche, Lappen stumpf, oft ihrerseits gebuchtet; die F. v. O. meist senkrecht abstehend, bilden lang-lineale, fast parallelrandige F. 3. l. O.

Spindeln gepünktelt, die Hauptspindel mit lepidodendroider Skulptur, wohl infolge von Dictyoxylon-Struktur; jedes der rautenförmigen Felder hat einen wohl von einer Trichomnarbe herrührenden Punkt in der Mitte.

Vorkommen: Oberer Teil des Unteren und unterer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 4 und 5).

Klein-Asien: Heraclea, Coslouschichten (Zeiller).

Oberschlesien: Nikolaier und Rudaer Schichten. (Also hier merkwürdigerweise z. T. in höheren Schichten als anderswo.)

Niederschlesien. Schatzlarer Schichten (unterer Teil).

Ruhrrevier: Mager- und Fettkohle.

Sphenopteris dicksonioides Göppert sp.

Aspidites dicksonioides Göppert, Foss. Farne, 1836, S. 361, Taf. XXVIII, Fig. 1.
Pecopteris (Aspidides) dicksonioides Schimper, Traité I, 1869, p. 521.
Diplothmema dicksonioides Stur, Culmflora II, 1877, S. 248 (142)., Taf. XVI (XXXIII), Fig. 1—5.
Sphenopteris dicksonioides Potonié, Abb. u. Beschr. foss. Pflanzen, Lief. I, 1903, Nr. 2.

F. l. O. selten frei und mehr oder weniger kreisförmig; meist seitlich verwachsen, abgerundet, etwas aufgewölbt; bilden sphenopteridisch bis fast pecopteridisch ansitzende F. v. O., die kurzdreieckig sind (mit meist stumpfer Spitze) bis seltener deutlich eiförmig. Die Spindel l. O. ist hier als eingesenkte Furche sichtbar, von der die fächerförmig gegabelte Aderung der F. l. O. ausgeht. F. v. O. und F. 3. l. O. mehr oder weniger lang-dreieckig. Spindeln gerade, ziemlich kräftig, längsgestreift und dicht gepunktet.

Vorkommen: Unteres Produktives Carbon (Flora 3 und 4).

Ober-Schlesien: Rybniker Schichten.

Nieder-Schlesien: Waldenburger Schichten.

B. Ovopteroideae.

Aderung fiederig, Mittelader meist deutlich.

Ovopteris Potonié z. T.

Ovopteris Potonié zum Teil, Flora des Rotliegenden von Thüringen, 1893, S. 4, 39, bes. 42.

F. l. O. kreisförmig bis ei- bis länglich-eiförmig, fast ganzrandig bis gelappt bis gesägt. Lappen oft ihrerseits gelappt. Aderung deutlich fiederig, in jeden Lappen und dessen Teile eine Seitenader sendend. Die F. l. O. setzen sich zu eiförmigen bis lang-eiförmigen F. v. O. zusammen. Spindeln meist nackt und dann durch die durchgedrückten Leitbündel längsgerieft, seltener mit Spreuschuppen oder den davon herrührenden Narben mehr oder weniger dicht bedeckt. Aufbau, soweit bekannt, nur fiederig. Fertile Reste gehören z. T. zu *Discopteris* (z. B. *O. Karwinensis*), ferner sind ähnliche Reste bekannt, mit Sori zu beiden Seiten der Mittelader, die indessen nur sehr wenige Sporangien zu enthalten scheinen (z. B. *O. chaerophylloides*).

Die bisher ebenfalls hierhergezogenen Formen mit tiefgeteilten F. l. O. und lanzettlichen bis zugespitzten Lappen haben wir als *Ovopteridium* abgetrennt.

Ovopteris rutaefolia Gutbier sp.

(Über Synonymie und Kritik siehe in Potonié, Abb. u. Beschr. foss. Pflanzen. Lief. V, 1907, Nr. 83. Die l. c. hierhergezogenen Synonyme Andrä's und Stur's sind hier zu streichen; s. darüber vorn bei *Sph. Laurentii*, p. 24).

F. l. O. eiförmig, schwach gekerbt bis gelappt, die Lappen ihrerseits meist schwach gebuchtet. Aderung fiederig; Mittelader, wie auch die Spindeln, oft flexuos. Die stärkeren Spindeln meist mit deutlichen kleinen Spreuschuppennarben besetzt, die bei den dünnen meist nicht mehr sichtbar sind. Laub anscheinend dünnspreitig, daher leicht zerstörbar, da manchmal nur die Adern erhalten sind. Reste bis vierfach gefiedert, fertile Reste nicht bekannt.

Vorkommen: Mittleres und Oberes Produktives Carbon (Flora 5—7).

Im ganzen Gebiet.

Ovopteris Karwinensis Stur sp.
(im sterilen Zustande).

Discopteris Karwinensis Stur
(im fertilen Zustande).

Discopteris Karwinensis Stur, Zur Systematik der Culm- und Carbonfarne, 1883, S. 61, Fig. 17a, b und Carbonflora, 1885, S, 142, Taf. LIV, LV und Textfig. 21a, b.

Ovopteris Karwinensis Potonié, Lehrb. der Pflanzenpaläont., 1899, S. 142, Fig. 137.
Sphenopteris (Discopteris) Karwinensis Zeiller, Heraclée, 1899, p. 19, Taf. II, Fig. 1.

F. l. O. eiförmig bis länglich-eiförmig, etwa 10 mm lang; gelappt bis tief-gelappt, Lappen breit, abgerundet, meist ihrerseits kurzlappig; Aderung fiederig; die F. l. O. setzen sich zu langzugespitzten F. v. O. zusammen, an deren Grunde eine palmate aphleboide Fieder sitzt, ebenso wie an den F. 3. l. O. Spindeln glatt; Aufbau fiederig. Vorliegende Reste bis dreifach gefiedert. Bei fertilen Resten zeigen sich die Sori auf dem äußersten Rande der Lappen der F. l. O. als kleine runde Wülste, auf jedem Lappen je ein Sorus. Deutliche Sporangien sind nicht zu erkennen, es scheint jedoch eine ziemlich große Anzahl zu sein (nach Stur über 70).

Ov. Karwinensis steht in mancher Beziehung zu *Ovopteridium Schumanni*, unterscheidet sich aber von ihm durch die F. l. O., die bei *Ov. Schumanni* stark zerteilt, mit lanzettlichen Lappen, bei unserer Art jedoch viel zusammenhängende Spreite aufweisen und viel breitere, der Eiform genäherte stumpfe Lappen haben, ferner namentlich durch die Sori, die bei *Ov. Schumanni* mitten zwischen Hauptader und Rand, bei unserer Art ganz an den Spitzen der Lappen liegen.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5).

Klein-Asien: Heraclea (Zeiller).

Ober-Schlesien: Karwiner Schichten.

Nieder-Schlesien: Schatzlarer Schichten.

Ovopteris chaerophylloides Brongniart sp.
(im sterilen Zustande).
Renaultia chaerophylloides Zeiller
(im fertilen Zustande).
(Taf. 17, Fig. 9.)

Pecopteris chaerophylloides Brongniart, Histoire, 1836, p. 357, Taf. 125, Fig. 1, 2.
Sphenopteris chaerophylloides Presl, in Sternberg, Versuch II, fasc. 7–8, 1838, S. 131.
» *(Dicksonioides?) chaerophylloides* Schimper, Traité I, 1869, p. 398.
Cheilanthes Brongniarti Ettingshausen, Farnkräuter der Jetztwelt, 1865, S. 73.
Renaultia chaerophylloides Zeiller, Ann. sc. nat., 6e sér., Bot. XVI, Aug. 1883, p. 185, Taf. IX, Fig. 16, 17.

? *Hapalopteris (Pecopteris) chaerophylloides* Stur, Carbonflora, 1885, S. 29 (ohne Beschreibung!).
Hapalopteris typica Stur, Zur Morph. u. Syst. d. Culm- u. Carbonfarne, Sitzb. K. Akad. d. Wissensch., Bd. 88, Juli 1883, S. 28.
Ovopteris cristata Landeskroener zum Teil, in Potonié, Abb. u. Beschr. foss. Pfl., Lief. IV, 1906, Nr. 62, Fig. 1.
Sphenopteris (Ovopteris) chaerophylloides Potonié, Flora d. Rotl., 1893, S. 39.
Ovopteris chaerophylloides Potonié, l. c., S. 43.

F. l. O., eiförmig bis länglich-eiförmig, oft fast pecopteridisch, gelappt; Lappen spitz bis rundlich, oft ziemlich groß, gekerbt bis gebuchtet. Aderung fiederig, Mittelader, wie auch die zarten, ungepünktelten Spindeln, oft etwas flexuos. Die F. l. O. treten dicht gedrängt zu eiförmigen F. v. O. zusammen, dabei verwachsen sie manchmal an ihrem unteren Rande seitlich miteinander. Aufbau anscheinend fiederig; Reste bis dreifach gefiedert bekannt. Im fertilen Zustande sind die F. l. O. weniger tief gelappt; am Ende der Seitenadern sitzen, nach Zeiller, l. c., eiförmige, ringlose Sporangien, einzeln oder in Gruppen von 2—5 getrennt voneinander.

Ovopteris cristata, mit der Landeskroener unsere Art vereinigte, unterscheidet sich von ihr durch die größere Differenzierung der Spreite und lanzettliche Lappen, sowie auch durch die F. v. O., die bei unserer Art ganz ausgesprochen eiförmig sind, während sie bei *Ov. cristata* sehr lang-eiförmig, ganz allmählich nach der Spitze zu verschmälert sind. Die Zugehörigkeit der von Stur (Carbonflora, 1885, S. 29) *Hapalopteris (Pecopteris) chaerophylloides* benannten Reste, die Grand'Eury in Flore Carb. du dép. de la Loire, 1877, Taf. 7, Fig. 1, 2 abgebildet hat, ist mindestens zweifelhaft.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und 6).
Ruhrrevier: Fett- und Gaskohle.
Saarrevier: Saarbrücker und Ottweiler Schichten.
Belgien.
Frankreich: Fettkohle des Pas-de-Calais.

Ovopteris Schwerini Stur sp.

Hapalopteris Schwerini Stur, Carbonflora, 1885, S. 43, Taf. XLI, Fig. 8, 8a.
(?) *Sphenopteris (Renaultia) Schwerini* Zeiller, Héraclée, 1899, p. 16, Taf. I, Fig. 12, 12a.

F. l. O. eiförmig, meist etwas vorwärts geneigt, spitzig, die an der Spitze stehenden ganzrandig, die tieferen meist etwas gekerbt, bis fast dreilappig; der Lappen an der Spitze oft, wie schon STUR bemerkt, gegabelt, so daß anscheinend zwei gleichwertige Lappen die Spitze bilden. Aderung schwach, fiederig. Mittelader etwas flexuos. Die Spindeln anscheinend nackt, schwach flexuos. Reste bis zweifach gefiedert bekannt. Aufbau und fertile Reste unbekannt.

STUR hat unsere Art, wie so viele andere, zu seiner »auf fertile Reste gegründeten« Gattung *Hapalopteris* gestellt, nur weil die sterilen Reste anderen Arten im Umriß ähnlich waren, deren fertile Reste er kannte.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und 6).

Ober-Schlesien: Orzescher Schichten.

Saarrevier: Saarbrücker Schichten.

Ovopteris Burgkensis STERZEL sp.

Sphenopteris cristata BRONGNIART bei ZEILLER, Commentry, 1888, p. 64, Taf. III, Fig. 1, 2 (ohne die Synonymie!).

» *Burgkensis* STERZEL, Rotliegendes im Plauenschen Grunde, 1893, S. 9, Taf. I, Fig. 1, 2.

Ovopteris pecopteroides LANDESKROENER in POTONIÉ, Abb. u. Beschr. foss. Pfl., Lief. IV, 1906, Nr. 61.

Sphenopteris (Discopteris) cristata ZEILLER, Blanzy et Creusot, II, 1906, p. 10, Taf. I, II, III, Fig. 3a bis d.

(*Ovopteris pecopteroides* = *Sphenopteris Burgkensis* ZEILLER, brieflich, 9. VI. 1907.)

F. l. O. groß, eiförmig bis länglich-eiförmig, gesägt (meist an den unteren Wedelteilen) und dann meist fast pecopteridisch ansitzend, bis fast doppelt gesägt bis geteilt (an den oberen Wedelteilen); im letzteren Falle sitzen sie eusphenopteridisch an, und die Lappen sind meist zu scheinbar selbständigen Fiedern oben ausgebildet, ihrerseits gesägt und nur tief am Grunde verbunden; sie haben dann auch eine Mittelader mit fiederigen Seitenadern; das an der Basis sitzende anadrome Fiederchen ist dann größer als die übrigen. Aderung fiederig; die Spindeln anscheinend glatt oder etwas geflügelt. Reste bis dreifach gefiedert. Aufbau fiederig. Fertile Reste nach ZEILLER l. c. zu *Discopteris* gehörig. Die Sori

sitzen in zwei Reihen geordnet in der Mitte zwischen Mittelader und Rand der F. l. O. und bestehen aus vielen netzadrigen, stark runzeligen Sporangien (Zeiller l. c. Taf. III, Fig. 3a—d). Die oberen Teile des fertilen Wedels scheinen steril zu bleiben (Zeiller l. c. Taf. II, Fig. 1, 2). Von Brongniart's *Ovopteris cristata* unterscheidet sich unsere Art namentlich durch die F. l. O., die bei unserer Art fast pecopteridisch ansitzen, wenn sie ungeteilt sind, während dieselben bei *Ov. cristata* sphenopteridisch ansitzen; wenn sie geteilt sind, sind die Lappen der F. l. O. bei *Ov. Burgkensis* stets breit und stark gesägt, während sie bei *Ov. cristata* dann schmal und ganzrandig sind. Die Spindeln von *Ov. cristata* sind nicht geflügelt.

Daß *Ov. pecopteroides* mit *Ov. Burgkensis* Sterzel identisch ist, darauf hat Zeiller uns brieflich aufmerksam gemacht.

Vorkommen: Oberstes Produktives Carbon und Unteres Rotliegendes (Flora 7—9).

Sachsen: Rotliegendes des Plauenschen Grundes (Sterzel).

Frankreich: Commentry (= Ob. Ottweiler Schichten).

Ovopteris herbacea Boulay sp.

Sphenopteris herbacea Boulay, Terrain houiller du Nord, 1876, p. 27, Taf. I, Fig. 5.
Sorotheca herbacea Stur, Carbonflora, 1885, S. 279, Taf. XXXIV, Fig. 4—8.
Sphenopteris (Hymenophyllites) herbacea Zeiller, Valenciennes, 1888, p. 106, Atlas 1886, Taf. VI, Fig. 4, Taf. VII, Fig. 3, 4.

F. l. O. eiförmig bis länglich-eiförmig, gelappt, bis tiefgelappt bis geteilt; Lappen stumpf, meist etwas vorwärts geneigt, an ihrer Spitze oft etwas verbreitert und oft ihrerseits zwei- bis dreilappig; Aderung fiederig, in jedem Lappen und dessen Teilen eine Seitenader. Die F. l. O. setzen sich zu eiförmigen bis länglich-eiförmigen F. v. O. zusammen, die ihrerseits ähnliche F. 3. l. O. bilden. Wedelreste bis vierfach gefiedert. Fertile Reste nicht sicher bekannt.

Stur hat unsere Art zu *Sorotheca* gestellt, wegen der Ähnlichkeit der sterilen Reste mit *S. Crepini*, ohne sichere fertile Reste zu kennen; er sah F. l. O., die etwas verdickt schienen, für fertil an, konnte aber keine Sporangien daran finden.

Unsere Art könnte vielleicht schon zur folgenden Gattung

Ovopteridium gerechnet werden. Aber wegen der meist nicht ganz geteilten und stumpf lappigen F. l. O. dürfte sie besser bei *Ovopteris* bleiben.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und 6).
Ober-Schlesien: Orzescher Schichten.
Saarrevier: Flammkohle.
Belgien.
Frankreich: Valenciennes.

Ovopteris cristata Brongniart sp.
(im sterilen Zustande).
Discopteris Stur
(im fertilen Zustande).
(Taf. 17, Fig. 8.)

Pecopteris cristata Brongniart z. T. Prodrome 1828, p. 58; Histoire des végétaux fossiles 1836, p. 356, Taf. LXXV, Fig. 4.
Sphenopteris cristata Presl in Sternberg, Flora der Vorw. II, fasc. 7, 8, 1838, S. 131.
» *Goldenbergii* Andrä, Vorweltl. Pfl. 1865—69, S. 43, Taf. XIV.
» (*Dicksonioides*) *cristata* Schimper, Traité I, 1869, p. 397.
Discopteris Goldenbergii Stur, Carbonflora 1885, S. 153, Taf. LIII, Fig. 6.
Sphenopteris (*Ovopteris*) *Goldenbergii* und *Ovopteris Goldenbergii* Potonié, Flora des Rotliegenden 1893, S. 39 (excl. Abbildung).

F. l. O. meist ein wenig vorwärts geneigt, kreis- bis langeiförmig, feingesägt bis tiefgelappt und dann manchmal fast pecopteridisch ansitzend und zuweilen etwas herablaufend, selten geteilt und dann immer sphenopteridisch ansitzend; Lappen abgestumpft bis spitzig, ziemlich breit. Aderung fiederig, Mittelader zuweilen undeutlich und etwas flexuos; Seitenadern deutlich fiederig bis scheinbar gegabelt. Die F. l. O. setzen sich zu langeiförmigen bis sehr langen, allmählich nach der Spitze zu verschmälerten F. v. O. zusammen; Spindeln ziemlich kräftig, mehr oder weniger dicht und fein gepunktet; die Punktelung zuweilen nicht sichtbar. Reste bis dreifach gefiedert bekannt. Aufbau wohl fiederig; fertile Reste nicht sicher bekannt.

Die von Zeiller (Blanzy et Creusot II, 1906, Taf. I, II, III) abgebildeten fertilen Reste gehören zu *O. Burgkensis*. Ein Rest in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin, dessen

wahrscheinlich fertile F. l. O. nur von der Oberseite sichtbar sind, zeigt diese fast kreisrund, ziemlich tief gekerbt und etwas aufgedunsen; sie machen den Eindruck einer Faust; Sporangien konnten bisher nicht festgestellt werden; die der Spindel zunächst sitzenden Fiedern bleiben steril und tragen *Goldenbergi*-Charakter. Die Zugehörigkeit des von Stur l. c. abgebildeten fertilen Restes zu unserer Art ist zweifelhaft.

Von *Ov. chaerophylloides* unterscheidet sich unsere Art im sterilen Zustande durch die gepunkteten, stärkeren und immer geraden Spindeln; bei *Ov. chaerophylloides* sind diese oft flexuos, dünn und nackt; ferner sind bei unserer Art die Lappen der F. l. O. meist etwas spitzer, bei *Ov. chaerophylloides* breiter, abgerundet und gebuchtet; endlich sind die F. v. O. bei unserer Art sehr lang-eiförmig, bei *Ov. chaerophylloides* dagegen immer deutlich eiförmig. Im fertilen Zustande verändern sich bei *Ov. chaerophylloides* die F. l. O. nicht wesentlich, während sie bei unserer Art anscheinend sehr umgestaltet sind.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und 6).

Saarrevier: Saarbrücker Schichten.

Ovopteridium n. g.

F. l. O. im ganzen eiförmig, geteilt bis tief-gelappt. Lappen lanzettlich bis lineal-lanzettlich, nie abgerundet, einfach bis an der Spitze (meist 2—3-) gelappt. Diese Lappen ebenfalls spitz. Die Lappen erster Ordnung vorwärts geneigt bis sparrig; daher oft fast palmatopteridischen Eindruck machend, doch fehlt das typisch Palmate. Das Eiförmige der F. l. O. tritt immer ausgesprochen hervor. Aderung fiederig. Die F. l. O. setzen sich zu meist länglich- bis lang-eiförmigen bis lang-dreieckigen F. v. O. zusammen. Spindeln nackt oder gepunktet. Aufbau fiederig oder diplothmematisch. Fertile Reste discopterisähnlich.

Unsere Gattung bildet einen Übergang von *Ovopteris* zu *Palmatopteris;* wir wenden den Namen *Ovopteridium*, »*Ovopteris*-ähnlich«, an, um damit die Übereinstimmung mit *Ovopteris* in vielen Punkten zum Ausdruck zu bringen. Die hierher gehörigen For-

men unterscheiden sich aber besonders durch ihre tiefgeteilten, spitzlappigen F. l. O. recht gut von den typischen, meist rundlichlappigen *Ovopteris*-Arten im engeren Sinne, so daß wir sie abtrennen zu müssen glaubten.

Ovopteridium Schumanni Stur sp.
(im sterilen Zustande).
Discopteris Schumanni Stur
(im fertilen Zustande).

(Taf. 17, Fig. 10.)

Discopteris Schumanni Stur, Zur Systematik der Culm- und Carbonfarne, 1883, S. 61, Fig. 17c, d, und Carbonflora, 1885, S. 147, Textfig. 21c, d, auf S. 141, Taf. LIV.
Ovopteris Schumanni Potonié, Lehrbuch 1899, S. 142.
Sphenopteris (Discopteris) Schumanni Zeiller, Blanzy et Creusot, 1906, Register p. 261 und Atlas, Taf. III.

F. l. O. eiförmig, geteilt bis tief gelappt, Teile lanzettlich, spitz, vorwärts gerichtet; Aderung fiederig, Hauptader ziemlich deutlich sichtbar, sendet in jeden Teil eine Seitenader; die F. l. O. setzen sich zu ei- bis lang-eiförmigen F. v. O. zusammen; die erste basale katadrome F. l. O. an jeder F. v. O. und die erste basale F. v. O. an jeder F. 3. l. O. neigen zu aphleboider Bildung. In ihrer Form weichen diese Fiedern nicht sehr von der Gestalt der übrigen ab; nur sind sie etwas weniger dicht und die Lappen der F. l. O. sind schmaler als gewöhnlich. Spindeln nach Stur spreuschuppig; die Exemplare der Berliner Sammlung zeigen derartiges nicht. Aufbau fiederig; Reste bis dreifach gefiedert. Im fertilen Zustande sind auf den F. l. O. in gleichem Abstande von Mittelader und Rand meist 6—12 große, kreisrunde Sori vorhanden, die bei voller Ausbildung fast den ganzen Raum zwischen Mittelader und Rand einnehmen. Die Spreite der F. l. O. ist dann verändert und viel weniger geteilt; in den Sori sitzen an einem kurzen säulenförmigen Receptaculum sehr viele (nach Stur über 70) Sporangien, anscheinend ohne Indusium. Über ihre nähere Form ist nichts bekannt; die fertilen F. l. O. sitzen an den F. v. O. meist mehr nach der Basis zu, während die mehr nach der Spitze zu sitzenden F. l. O. oft steril bleiben, ebenso die aphleboiden Fiedern.

Über die Unterschiede von *Ovopteris Karwinensis*, der unsere Art in mancher Beziehung nahe steht, vergl. das bei dieser Art Gesagte (S. 28). Ferner zeigt unsere Art manche Übereinstimmung mit *Ovopteris cristata*. Bei dieser sind jedoch die Lappen der F. l. O. breiter und an der Spitze meist etwas abgerundet, also stumpfer. Außerdem fehlt ihr die für unsere Art so charakteristische aphleboide Ausbildung von F. l. O.

Vorkommen: Oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 6).

Niederschlesien: Bis jetzt fast nur aus der Ruben-Grube bei Neurode: 7. Flöz.

Ovopteridinm Vüllersi Stur sp.

Discopteris Vüllersi Stur, Carbonflora, I, 1885, S. 156, Taf. XXXIII, Fig. 3.
Sphenopteris (Discopteris?) Vüllersi Zeiller, Héraclée, 1899, p. 20, Taf. II, Fig. 2—4.

F. l. O. eiförmig bis kreis-eiförmig, geteilt bis tiefgelappt, Lappen lanzettlich, einfach bis gezweiteilt; Aderung undeutlich, fiederig; von der schwachen Hauptader gehen in jeden Lappen und dessen Teile je eine Seitenader ab, setzen sich zu F. v. O. zusammen, die an den unteren Teilen des Wedels groß, verhältnismäßig locker und langeiförmig sind, an den oberen Teilen dagegen klein, dichtgedrängt und eiförmig bis fast kreis-eiförmig, so daß sie fast wie F. l. O. aussehen. Die katadromen basalen F. v. O. an den Spindeln v. l. O. zeigen öfter eine schwache Neigung, sich zu aphleboiden Fiedern auszubilden. Spindeln schwach, anscheinend glatt. Aufbau fiederig; Reste bis dreifach gefiedert. Fertile Reste unbekannt.

Stur hat diese Art zu seiner Gattung *Discopteris* gestellt, obwohl bis jetzt keine fertilen Reste bekannt sind; er tat dies, wie er selber sagt, nur mit Rücksicht auf die Ähnlichkeit mit *Ovopteridium Schumanni*. Sie steht diesem allerdings in ihrer Form sehr nahe, namentlich ähneln ihre F. v. O. an den oberen Teilen des Wedels den F. l. O. des *Ov. Schumanni*, namentlich da beide oft gleich groß sind. Jedoch sind die F. v. O. unserer Art dann stets kreisförmig und machen einen geschlossenen Eindruck,

während die F. l. O. von *Ov. Schumanni* stets lang-eiförmig sind und ein lockeres Aussehen haben.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und ? 6).

Kleinasien: Heraclea, Étage de Coslou (ZEILLER).

Oberschlesien: Orzescher Schichten.

Ovopteridium Schatzlarense STUR sp.

Diplothmema Schatzlarense STUR, Steinkohlen in Ober-Schlesien und Rußland. Verhdlg. d. geol. Reichsanstalt, 1878, ohne Beschreibung u. Abbild., Nr. 11, S. 22, 24, 25.

Hapalopteris Schatzlarensis STUR, z. T., Carbonflora, 1885, S. 58, Taf. 38, Fig. 7, 7a; Taf. XL, Fig. 2—6. Textfig. XIb und c.

» *Aschenborni* STUR, l. c. S. 63, Taf. XXXIX, Fig. 6, Textfig. XIIa u. b.

Sphenopteris (Renaultia) Schatzlarensis ZEILLER, Héraclée, 1899, p. 15, Taf. I, Fig. 11.

Ovopteris Aschenborni POTONIÉ, Lehrb. 1899, S. 143, Fig. 136.

F. l. O. eiförmig, geteilt bis tief-gelappt, Lappen ziemlich sparrig, etwas herablaufend, von der Basis nach ihrer Spitze zu verbreitert, ihrerseits fast immer in meist drei (zwei bis viele) mehr oder weniger tief getrennte spitze Lappen geteilt. Die F. l. O. wenig vorwärts geneigt; Aderung fiederig; in jeden Lappen geht eine Seitenader, die in dessen etwaige Teile weitere Seitenadern absendet. Die F. l. O. setzen sich zu eiförmigen, bis länglich-eiförmigen F. v. O. zusammen, die ihrerseits zu lang-eiförmigen F. 3. l. O. zusammentreten. Spindeln zart und dünn, sehr oft flexuos, nackt; Reste bis dreifach gefiedert; fertile Reste nicht sicher bekannt.

Das von STUR l. c. Taf. 40, Fig. 1, als »oberer Teil eines sehr schön erhaltenen Blattes« wieder abgebildete Original von RÖHL (Paläontogr. XVIII, Taf. XVI, Fig. 5) zu *Sphenopteris Bronni* GUTBIER gehört nicht hierher. Das uns vorliegende Original, wie auch STUR's Abbildung haben einen viel gröberen Habitus als unsere Art. Die Spindeln aller Ordnungen sind dick, während sie bei unserer Art sehr fein, »fädlich«, wie STUR richtig bemerkt, sind. Ferner sind die F. l. O. unserer Art mehr zerteilt und haben weniger Blattspreite an den Adern als das RÖHL'sche Exemplar, was auch aus der allerdings nicht sehr guten Textfigur STUR's

(l. c., p. 59) hervorgeht, wo a dem Röhl'schen Original ziemlich nahe kommt, während b unserer Art annähernd entspricht. Übergänge von a zu b sind bisher nicht gefunden. Dagegen ist Stur's *Hapalopteris Aschenborni* identisch mit unserer Art; von Fiedern, die genau der Detailfigur Stur's (12a, l. c., S. 64) entsprechen, finden sich, manchmal sogar an demselben Stück, alle Übergänge zu der »normalen« *Schatzlarensis*-Fieder. Aphleboide Fiedern, wie Stur sie abbildet, konnten allerdings an den berliner Stücken nicht beobachtet werden. Der von Stur l. c. abgebildete fertile Rest gehört anscheinend nicht hierher.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5).

Oberschlesien: Orzescher Schichten.

Niederschlesien: Schatzlarer Schichten.

Ruhrrevier.

Ovopteridium Bronni v. Gutbier sp.

Sphenopteris Bronni v. Gutbier, Zwickau 1835, S. 37, Taf. IV, Fig. 11, Taf. V, Fig. 1, 2.

Hapalopteris Schatzlarensis Stur, z. T., Carbonflora, 1885, S. 62, Taf. XL, Fig. 1.

non *Sphenopteris* (*Hymenophyllites*) *Bronni* Zeiller, Valenciennes, 1888, p. 104, Taf. VII, Fig. 5.

F. l. O. eiförmig bis lang-eiförmig; tiefgelappt bis geteilt; Lappen rundlich, zugespitzt bis fast lanzettlich, meist ganz, seltener gegabelt; die tiefsten Lappen oft größer als die übrigen und bis vierlappig. Aderung fiederig, Hauptader schwach, etwas flexuos; die F. l. O. setzen sich zu eiförmigen bis lang-eiförmigen bis lang-dreieckigen F. v. O. zusammen. Spindeln ungepunktet, mehr oder weniger flexuos, anscheinend geflügelt. Aufbau fiederig; Reste bis dreifach gefiedert. Fertile Reste nicht bekannt.

Der von Geinitz (Steinkohlenform. in Sachsen, 1855, S. 16, Taf. XXIII, Fig. 16) als *Sphen. Bronni* beschriebene und abgebildete fertile Rest gehört ebensowenig wie der l. c., Fig. 15, abgebildete sterile Rest hierher. Sie entsprechen den Angaben Gutbier's durchaus nicht. Die F. l. O. sind viel feiner zerschlissen als bei unserer Art, ferner fehlt den Spindeln durchaus die Flexuosität. Zeiller l. c. hat wohl auf Geinitz's Angaben seine

Sphenopteris (Hymenophyllites) Bronni gegründet. Von der von ZEILLER abgebildeten Art befindet sich ein Stück von der Friedrichsgrube bei Eckersdorf (Nieder-Schlesien) in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt zu Berlin. Dieselbe ist eine echte *Palmatopteris*. Wir benennen sie *Palmatopteris Zeilleriana*. Das Original zu GUTBIER's Abbildung ist anscheinend verloren gegangen. Wir mußten uns deshalb an die Detailzeichnung GUTBIER's und seine Beschreibung halten. Sie stimmen mit den in der Sammlung der Geologischen Landesanstalt befindlichen Originalen RÖHL's (Paläont. XVIII, Taf. XVI, Fig. 5), die STUR l. c. zu seiner *Hapalopteris Schatzlarensis* stellt, vollkommen überein, so daß wir diese als die echte GUTBIER'sche Art ansprechen zu müssen glauben.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 5 und (?) 6).

Sachsen: Zwickau (v. GUTBIER).

Ruhrrevier.

Ovopteridium Gutbierianum GEINITZ sp.

Sphenopteris caudata LINDLEY u. HUTTON, bei GUTBIER, Gaea von Sachsen, 1843, S. 76. Abb. dazu in GUTBIER, Zwickau 1835, Taf. IV, Fig. 13.

» *Gutbieriana* GEINITZ, Steinkohlenform. in Sachsen, 1855, S. 15, Taf. XXIII, Fig. 10.

Diplothmema acutilobum STERNBERG bei ZEILLER, »Fructifications de Foug. du terr. houillier« 1883, Ann. sc. nat. 6. Sér. Bot. XVI, p. 199, 209, Taf. XI, Fig. 2—5.

» *Zeilleri* STUR, Carbonflora 1885, S. 329.

F. l. O. eiförmig bis länglich eiförmig, gelappt bis tief gelappt; Lappen spitz, schräg aufwärts gerichtet, die oberen einfach, die unteren mit 2—3 spitzen Lappen (Zähnen). Die katadromen basalen Lappen der am Grunde der F. v. O. stehenden F. l. O. zeigen öfters die Neigung, sich wie F. l. O. auszubilden, die oft fast ganz so groß werden wie ihre Ursprungsfieder. Dadurch gewinnen sie häufig etwas palmatopteridisches Aussehen. Von der schwachen Mittelader der F. l. O. gehen fiederig Seitenadern aus, in jeden Lappen und Zahn in weiterer fiederiger Verzweigung je eine. Die F. l. O. bilden lang-eiförmige bis eiförmig-lanzettliche F. v. O. Spindeln kräftig, nackt, schwach längsgestreift; *Diplothmema*-Auf-

bau. An der Ansatzstelle der Spindeln zweiter Ordnung, an der Hauptspindel, sitzen je zwei aphleboide F. v. O.; sie haben im ganzen denselben Aufbau wie die anderen Fiedern, nur sind die Lappen ihrer F. l. O. schmaler als bei den übrigen Fiedern. Im fertilen Zustande sind die Lappen der F. l. O. schmaler und ungezähnt; an der Spitze jedes Lappens sitzt am Ende der Ader ein »Sorus« (Sporangium?).

Zeiller (Valenciennes 1888, p. 153) nennt die von ihm (l. c. Atlas 1886, Taf. XV, Fig. 5, 5a, b) an den fertilen Fiedern abgebildeten ellipsoidisch-kugeligen Organe Sori; Sporangien sind in ihnen aber noch nicht nachgewiesen; bei ihrer Kleinheit könnten diese Organe selbst einzelne Sporangien vorstellen.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 6).

Sachsen: Oberhohendorf (Scherbenkohlenflöz) (Geinitz l. c.).

Saarrevier: Saarbrücker Schichten.

Frankreich: Valenciennes: Fettkohle des Pas de Calais (Zeiller).

Ovopteridium Walteri Stur sp.

Calymmotheca Walteri Stur, Carbonflora 1885, S. 263, Taf. XXXIV, Fig. 4.
Palmatopteris Walteri Potonié, Jahrb. der Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt für 1892, erschienen 1893, S. 8, Taf. III.

F. l. O. eiförmig bis länglich-eiförmig, geteilt; Zipfel oder Lappen zugespitzt; einfach bis viel- (meistens zwei- bis drei-) teilig, oft zu selbständigen Fiederchen werdend. Aderung fiederig; in jeden Lappen (Zipfel) und dessen Teile geht eine Seitenader. Spindeln schwach, anscheinend nackt, mit oft deutlich hervortretendem zentralen Leitbündel. Reste bis zweifach gefiedert bekannt. Fertile Reste nicht sicher bekannt.

Da bei unserer Art der typisch-palmate Charakter, insbesondere das Lanzettliche der letzten Abschnitte, sehr zurücktritt, der eiförmige Umriß der F. l. O. dagegen recht deutlich hervortritt, so glauben wir, die Art beim neuen Genus *Ovopteridium* unterbringen zu müssen.

Vorkommen: Mittleres Produktives Carbon (Flora 6).

Niederschlesien: Neu-Lässig: Viktorgrube.

Saarrevier: Flammkohle.

Ovopteridium fasciculare Roemer sp.

Sphenopteris fascicularis Roemer, Beiträge zur Kenntnis des Harzgebirges, 1860, IV. Abt., S. 179, Taf. XXVIII, Fig. 9.
(?) *Sphenopteris acutiloba* Sternberg bei Andrä, Vorweltl. Pfl., 1865—1869, S. 19, Taf. VI.
(?) *Sphenopteris Coemansi* Andrä bei Stur, Culmflora 1875—77, II, S. 227 (121).
(?) *Discopteris Coemansi* Stur, Carbonflora 1885, S. 157.
Sphenopteris lanceolata Gutbier bei Zeiller, Bull. soc géol., 1884, 3. sér. XII, p. 194.
» *Coemansi* Andrä bei Zeiller, Valenciennes, 1888, p. 130, T. VII, Fig. 1.

F. l. O. ziemlich stark vorwärts geneigt; ei- bis keilförmig, einfach bis in zwei bis viele Lappen geteilt. Lappen lineal-lanzettlich, ebenfalls vorwärts geneigt; vielfach zu zwei oder mehreren seitlich miteinander verwachsen, so daß mitunter nur die Spitzen frei bleiben. Setzen sich zu kreisförmigen bis eiförmigen bis länglich-eiförmigen F. v. O. zusammen, die durchaus den Eindruck eines in sich geschlossenen Ganzen machen. Die an der Basis der F. v. O. stehende anadrome F. l. O. ist oft größer und stärker geteilt als die übrigen. Die F. 3. l. O. sind lang-lineal bis fast parallelrandig. Spindeln kräftig, gerade, anscheinend glatt und nackt. Aufbau nicht sicher bekannt; Reste bis dreifach gefiedert bekannt; fertile Reste noch nicht gefunden.

Vorkommen: Oberer Teil des Mittleren Produktiven Carbons (Flora 6).

Deutschland: Piesberg bei Osnabrück.

Frankreich: Pas de Calais: Fettkohle (Zeiller l. c.).

Geologische und geographische Verbreitung.

Es zeigt sich bei den fossilen Pflanzen, wie auch bei den fossilen Tieren, daß ein Teil der »Arten« eine lange Lebensdauer gehabt hat, während ein anderer Teil bald wieder verschwindet. Aber auch nicht alle Formen finden sich überall in demselben Horizont wieder, wie man oft angenommen hat, sondern es finden sich schon im Produktiven Carbon ziemlich ausgesprochene Lo-

kalfärbungen der Flora, eine Tatsache, auf die Potonié (Florist. Glieder., 1896, S. 56, 58; Carbonkerne, Naturw. Schr. 1902, Nr. 23, N. F., Bd. I) aufmerksam gemacht hat; Gothan (Naturw. Wochenschrift, N. F., Bd. VI, S. 593), hat näher ausgeführt, daß solche Lokalfärbungen tatsächlich schon damals existierten und zwar in weit größerem Maße, als man gemeinhin annimmt. Daß diese nicht immer durch das Klima bedingt sind, ist anzunehmen. Denn eine an einem Orte entstehende neue Form kann durch Hindernisse, über die wir uns jetzt keine Rechenschaft mehr geben können, an der Ausbreitung über ein weiteres Gebiet hin verhindert werden, in dem gleiche klimatische Bedingungen herrschen. Diese Tatsache ist leider bisher nicht oder zu wenig beachtet worden, und so sind viele falsche Bestimmungen zu erklären; die betreffenden Autoren gingen bekanntlich vielfach von dem als selbstverständlich angenommenen Grundsatz aus, eine an irgend einem Punkt gefundene Carbonpflanze an jedem anderen Punkt wiederfinden zu können.

Der größte Teil der hier untersuchten Formen ist nur aus wenigen Gebieten bekannt; bei solchen Formen, die in einem Gebiet sehr häufig sind, in anderen dagegen scheinbar ganz fehlen, wird man berechtigt sein, Lokalformen anzunehmen. Viele werden wohl noch in mehreren Revieren gefunden werden. Besonders auffällig ist es, daß man bei uns namentlich oft die der westlichen Flora angehörenden Arten scharf von denen scheiden kann, die zur östlichen gehören, während ein kleinerer Teil über das ganze Gebiet verbreitet ist. Dabei ist zu bemerken, daß wir hier zur östlichen Zone die Reviere Heraclea in Klein-Asien, Ober- und Nieder-Schlesien und das Revier von Ebersdorf-Hainichen in Sachsen rechnen. Zur westlichen Zone gehören das Saarrevier, Ruhrrevier, Aachener Revier, das belgische und das nord-französische (Valencienner) Revier, sowie die englischen Reviere. Das Zwickauer Revier ist ebenfalls hierher zu rechnen (vergl. hierzu das bei den einzelnen Arten Gesagte und die folgenden Abschnitte). Zuweilen läßt sich auch zeigen, daß eine »Art« in der anderen Zone durch eine anscheinend nahe verwandte vertreten wird.

Zu erwähnen ist noch, daß sich bei unseren Arten fast nie Küstenspezies von Binnenspezies unterscheiden lassen, wie dies Gothan für die Gattung *Lonchopteris* nachweisen konnte.

Unteres Produktives Carbon.

Die ersten echten Sphenopteriden, die bereits aus dem Culm ins Untere Produktive Carbon heraufkommen, gehören zur Gattung *Cuneatopteris* und *Sphenopteris*. Sie sind natürlich in Schlesien, wo das Untere Produktive Carbon lückenlos entwickelt ist im Gegensatz zu den westlichen Revieren, in bedeutend größerer Anzahl vorhanden als dort. Wir finden in den tiefsten Schichten von *Cuneatopteris*-Arten die zarte *C. Völkeli*, die vorläufig nur aus Nieder-Schlesien bekannt ist, ferner die etwas kräftigere *C. divaricata;* diese ist sowohl aus Ober- und Nieder-Schlesien bekannt, als auch aus Klein-Asien von Heraclea; da sie, eine so häufige Pflanze, aus den westlichen Revieren, namentlich England, wo auch Unteres Produktives Carbon in großem Umfange vorhanden ist, nicht bekannt ist, so kann man sie bis auf weiteres als Charakterpflanze der östlichen Region ansprechen. Dagegen ist *C. adiantoides* sowohl aus dem ganzen Unteren Produktiven Carbon der östlichen Region, als auch aus dem Carboniferous limestone Schottlands bekannt, ist somit eine, wenigstens in unserem Gebiet, überall verbreitete, für das Untere Produktive Carbon charakteristische Pflanze. *C. Westfalensis* aus dem Ruhrrevier scheint eine Lokalform zu sein, da sie bisher aus anderen Gebieten nicht bekannt ist; sie ist der *C. adiantoides* ziemlich ähnlich; es fehlen ihr aber besonders die Querriefen auf den Spindeln.

Von *Sphenopteris*-Arten haben wir im Unteren Produktiven Carbon in den tiefsten Schichten die bis jetzt nur aus den Waldenburger Schichten Nieder-Schlesiens bekannte *Sph. trigonophylla*, ferner von dort und aus den Ostrauer Schichten Ober-Schlesiens die zartere *Sph. fragilis*; größere Verbreitung hat *Sph. bermudensiformis:* sie ist in Klein-Asien, in den Aladja-Agzi-Schichten in Heraclea, von Zeiller nachgewiesen, ferner ist sie aus Ober-Schlesien (Ostrauer Schichten), Nieder-Schlesien (Waldenburger Schichten) und durch Geinitz aus Sachsen von Berthelsdorf bei Hainichen

bekannt. *Sph. dicksonioides*, die in Nieder-Schlesien bis jetzt nur in den Waldenburger Schichten gefunden ist, geht in Ober-Schlesien bis in die Rybnicker Schichten hinauf. Im oberen Teil des Unteren Produktiven Carbons beginnt in Schlesien *Sph. Hoeninghausi*, die besonders im unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons eine sehr große Verbreitung gewinnt. Es ist hierbei zu bemerken, daß die westlichen *Hoeninghausi*-Formen viel dichter mit Spreuschuppen bedeckt sind als die östlichen. (Über einen möglichen Grund hierfür s. p. 661). Im Ruhrrevier beginnt *Sph. Bäumleri* schon in der Magerkohle, während sie anderswo erst im unteren Teil des mittleren Produktiven Carbons vorhanden ist.

Mittleres und Oberes Produktives Carbon.

Treten wir nun in den unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons, so folgt uns außer *Sph. Hoeninghausi*, die jetzt ihre größte Verbreitung erlangt, noch *Sph. Baeumleri*, die im Unteren Produktiven Carbon nur in der Magerkohle des Ruhrreviers vorhanden war, jetzt aber in Oberschlesien in den Nikolaier Schichten, in Niederschlesien in dem unteren Teil der Schatzlarer Schichten, in Kleinasien in den Coslou-Schichten von Heraclea (Zeiller) auftritt. Es ist äußerst auffällig, daß diese Art westlich des Rurreviers ganz und gar fehlt; auch unter den Aachener Pflanzen hat sich noch keine Spur davon gefunden. Zwei weitere Arten, die für den unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons im ganzen Gebiet charakteristisch sind, sind die im Saarrevier häufige, sonst sehr zerstreute *Sph. Sauveuri* und die wenig häufige *Sph. Andraeana*. Die erstere beginnt in Oberschlesien nach Potonié im Sattelflöz-Horizont, der noch zum Unteren Produktiven Carbon gerechnet wird, und geht dort in die Nikolaier und Sorauer Schichten, während *Sph. Andraeana* dort in den das Sattelflöz überlagernden Rudaer Schichten auftritt und ebenfalls bis in die Sorauer Schichten hinaufgeht. In Niederschlesien finden sich beide in den Schatzlarer Schichten. Im Ruhrrevier ist *Sph. Andraeana* in der Fettkohle zu finden, während *Sph. Sauveuri* nur aus der darüberliegenden Gas- und Gasflammkohle bekannt ist. *Sph. Sauveuri* kommt ferner in der Fett- und Flammkohle des Saarreviers vor, in Schichten,

die z. T. schon zum oberen Teil des Mittleren Produktiven Carbons gehören, ebenso in der Gaskohle des Inde-Worm-Reviers, ferner in Frankreich im Valenciennes Revier in der Fettkohle von Douai, die ebenfalls schon zum oberen Teil des Mittleren Produktiven Carbons gehört.

Eine allgemeine Verbreitung hat *Sph. obtusiloba*: sie ist von Heraclea aus den Coslou-Schichten bekannt, beginnt in Oberschlesien schon in dem Sattelflözhorizont, kommt in Niederschlesien in den ganzen Schatzlarer Schichten vor, im Saarrevier in der Fettkohle, im Ruhrrevier im oberen Teil der Fettkohle und in der Gaskohle und geht bei Osnabrück sogar in die Piesberg-Schichten, die bereits an der Grenze zum Oberen Produktiven Carbon liegen, meist in der Forma *Schillingsi*, hinauf. Sie ist ferner in Frankreich, England und Nordamerika ebenfalls in den gleichwertigen Schichten gefunden. Sie ist also der einzige Vertreter der Gattung *Sphenopteris*, der durch das ganze Mittlere Produktive Carbon unverändert fortbestanden hat.

Eine auf die westliche Region beschränkte Form ist *Sph. macilenta*. Vom Zwickauer Revier beginnt ihre Verbreitung und geht nach Potonié über das Ruhrrevier, Saarrevier, Belgien und England bis in die Vereinigten Staaten von Nordamerika, wo sie in Cannelton in Pennsylvanien gefunden ist. Sie tritt überall im unteren und mittleren Teil des Mittleren Produktiven Carbons auf. Östlich vom Zwickauer Revier fehlt sie vollständig. Nur lokale Verbreitung hat *Sph. Laurenti*, die bisher nur in der Gas- und Fettkohle des Ruhrreviers und in Valenciennes gefunden ist; sie fängt in den Gebieten an, wo *Sph. Bäumleri* aufhört, und hat von da aus westliche Verbreitung.

Von *Cuneatopteris* findet sich im Westen im unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons *C. elegantiformis*, im oberen Teil *C. laxifrons*.

Die beiden Gattungen *Ovopteris* und *Ovopteridium* unterscheiden sich im Vorkommen nicht. Die verbreitetste, wenn auch nirgends häufige Art der Gattung *Ovopteris* ist *O. rutaefolia*. Sie findet sich in unserem Gebiet vom mittleren Teil des Mittleren Produktiven Carbons an aufwärts von Heraclea in Klein-Asien

durch Ober- und Nieder-Schlesien, den Piesberg, Ruhrrevier, Saarrevier bis Belgien und Frankreich und geht z. B. in Sachsen, im Saarrevier und im Valencienner Revier ins Obere Produktive Carbon. Sie beginnt überall dicht über den Schichten, in denen die letzten Reste von *Sph. Hoeninghausi* sitzen. Einige weitere Arten, die wohl meist, weil sie nicht so sehr häufig sind, in einzelnen Revieren bisher noch nicht gefunden sind, haben auch eine ziemlich weite Verbreitung im mittleren Teil des Mittleren Produktiven Carbons; die häufigste, *Ovopteris herbacea*, ist in Ober-Schlesien, im Saarrevier, Belgien und Valencienner Revier nachgewiesen und wird wahrscheinlich auch in den übrigen Revieren in unserem Gebiet gefunden werden, ebenso wohl auch *Ovopteris Schwerini*, die bisher nur aus Ober-Schlesien und dem Saarrevier bekannt war.

Ovopteridium Schatzlarense und *Ovopteridium Walteri* sind beide nur aus Nieder-Schlesien und dem Saarrevier bekannt, könnten also wohl auf die Binnenreviere (vergl. Gothan's Karte l. c., S. 594) beschränkte Pflanzen darstellen. Neben diesen durch das ganze Gebiet verbreiteten Arten gibt es hier eine ganze Anzahl, die nur ein mehr oder weniger beschränktes Vorkommen besitzen. Zunächst zwei Pflanzen, die sich in der ganzen östlichen Region im unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons finden, im westlichen Teile dagegen ganz fehlen: *Ovopteris Karwinensis* und *Ovopteridium Vüllersi;* beide sind von Zeiller in den Coslouschichten von Heraclea nachgewiesen und kommen in den ganzen Karwiner Schichten Ober-Schlesiens vor, ferner ist *Ovopteris Karwinensis* aus den gleichwertigen Schatzlarer Schichten Nieder-Schlesiens bekannt, wo *Ovopteridium Vüllersi* auch vielleicht noch gefunden werden wird.

Hier ist auch noch *Ovopteridium Schumanni* zu nennen, das eine Lokalpflanze Nieder-Schlesiens zu sein scheint; es ist bis jetzt nur aus der Ruben-Grube bei Neurode und zwar in großer Menge bekannt, aus Schichten, die dem oberen Teil des Mittleren Produktiven Carbons angehören.

Wenden wir uns nach Westen, so haben wir eine anscheinend räumlich sehr beschränkte Form in *Ovopteridium Bronni*, das

bisher nur im Ruhrrevier und bei Zwickau gefunden ist (unterer Teil des Mittleren Produktiven Carbons). Eine weitere Lokalform im oberen Teil des Mittleren Produktiven Carbons ist *Ovopteris cristata*, die in der Flammkohle des Saarreviers eine sehr große Verbreitung hat, aus den Nachbargebieten aber bisher nicht sicher bekannt ist. *Ovopteris chaerophylloides* und *Ovopteridium Gutbierianum*, die beide im selben Horizont wie die vorigen vorkommen, sind auch auf die westliche Region beschränkt, sind aber in dieser allgemein verbreitet. Beide sind gemeinsam im Saarrevier und in der Fettkohle des Pas-de-Calais, im Valenciennes Revier, gefunden, ferner *Ovopteridium Gutbierianum* allein im Zwickauer Revier, *Ovopteris chaerophylloides* im Ruhrrevier in den gleichwertigen Schichten.

Ovopteris Decheni und *Ov. Weissi*, zwei Arten, die im obersten Teil des Oberen Produktiven Carbons des Saarreviers in den Ottweiler Schichten beginnen, gehen dort in das Rotliegende über und finden sich u. a. auch in Thüringen im Rotliegenden in den Manebacher und Gehrener Schichten wieder.

Fassen wir nun unsere Beobachtungen zusammen, so zeigt sich, wie schon Potonié hervorhebt, daß im Unteren Produktiven Carbon die *Cuneatopteris*-Arten und von *Sphenopteris* die kleinblätterigen Arten ganz allein herrschen. Im unteren Teil des Mittleren Produktiven Carbons sind die *Cuneatopteris*-Arten sehr wenig zahlreich geworden, die kleinfiederigen Arten von *Sphenopteris* machen bereits den großfiederigen Platz, und es treten die *Ovopteris*- und *Ovopteridium*-Arten auf, die im oberen Teil des Mittleren Produktiven Carbons die übrigen schon verdrängen und im Oberen Produktiven Carbon fast allein übrig sind.

In der folgenden Tabelle haben wir versucht, einige Sphenopteriden nach den von Potonié (Flor. Gliederung des deutschen Carbons und Perms, 1896) im Carbon unterschiedenen Floren zu ordnen. Die hier nicht genannte Flora 1 entspricht dem Silur und Devon. Es ist ferner versucht worden, die aus vielen Revieren sicher bekannten Arten von denen zu trennen, die bis jetzt nur in der östlichen oder nur in der westlichen Region bekannt sind.

	Culm	Unteres Produktives Carbon			Mittleres Produktives Carbon		Oberes Produktives Carbon	Rotliegendes
		z. B. Ostrauer Sch. Waldenburger Sch.	z. B. Rybniker Sch.	z. B. Sattelflöz (O.-Schl.) Magerkohle (Westf.)	z. B. Orzescher (Schatzlarer) Sch. (Schlesien) Fettkohle (Westfalen)	z. B. Piesberg-Sch. Mittl. u. Ob. Saarbrücker Sch.	z. B. Ottweiler Schichten	
Flora	2	3	4a	4b	5	6	7	8 u. 9
Östliche Arten		*Cun. divaricata*[1] — *Cun. Völkeli* — *Sphen. bermudensiformis* — *Sph. Falkenhaini* — *Sph. fragilis* — *Sph. dicksonioides*			*Ovopt. Karwinensis* — *Ovopt. Villersi* — *Sph. trigonophylla*	*Ovopt. Schumanni*		
Allgemein verbreitete Arten		*Cun. elegans*		*Sph.*	*Sph. Andraeana* — *Sph. Baeumleri*[2] — *Hoeninghausi* — *Sph. Sauveuri* — *Sph. obtusiloba* — *Sph. tri* — *Ovopt. Schwerini* — *Ovopt. herbacea* — *Ov. Schatzlarense*	*Ovopt. rutae* — *foliolata* — *Ovopt. Walteri*	*folia*	
Westliche Arten				*C. Westfalensis*	*Cun. elegantiformis* — *Sph. Laurentii* — *Ovopt. chaero* — *Ovopt. cristata* — *Ovopt. Bronni*	*Cun. laxifrons* — *Sph. macilenta* — *Sph. Potieri* — *phylloides* — *Ov. Gutbierianum* — *Ov. fasciculare*	*Ov. Burgkensis* — *Ov. Weissi* — *Ov. Decheni*	

[1]) Diese Arten fehlen anscheinend in England, obwohl Fl. 3 dort entwickelt ist; im Ruhrrevier, Valenciennes etc. sind nur höhere Schichten vorhanden.
[2]) Nicht überall in denselben Horizonten! Vergl. im Text S. 27.

Register.

	Seite
Acrostichum silesiacum	651
Adiantites trilobus	663
Alloiopteris	649
Archaeopteris Sauveuri	665
Aspidites dicksonioides	669
» *macilentus*	665
Callipteris	646
Calymnotheca	647
» *Bäumleri*	668
» *Hoeninghausi*	660
» *Larischi*	660
» *Linkii*	652, 658
» *Rothschildi*	660
» *Sachsei*	668
» *Schlehani*	660
» *Stangeri*	647, 660
» *Walteri*	682
Cheilanthes Brongniartii	671
Cheilanthites dilatatus	663
» *divaricatus*	652
» *elegans*	651
» *Hoeninghausi*	660
» *irregularis*	664
» *microlobus*	652
» *obtusilobus*	664
» *trifoliolatus*	663
Conjunctae	657, 666
Cuneatopteris	649, 650
» *adiantoides*	651
» *divaricata*	652
» *elegantiformis*	655
» *laxifrons*	656
» *linearis*	656
» *Völkeli*	653
» *Westfalensis*	654

	Seite
Cyclopteris	646
» *dilatata*	663
» *polyphylla*	663
Dicksonia Hoeninghausi	660
Diplothmema acutilobum	681
» *Andraeanum*	662
» *dicksonioides*	669
» *dilatatum*	663
» *divaricata*	652
» *elegans*	651
» *elegantiforme*	655
» *lobatum*	665
» *macilentum*	665
» *Mladecki*	652
» *obtusilobum*	664
» *polyphyllum*	663
» *Schatzlarense*	679
» *trifoliolatum*	663
» *Zeilleri*	681
Discopteris	647
» *Coemansi*	683
» *Goldenbergii*	675
» *Karwinensis*	670
» *Schumanni*	677
» *Völlersi*	678
Eremopteris	649
Filicites	646
» *adiantoides*	651
» *(Sphen.) elegans*	651
» *fragilis*	652, 658
» *trifoliolatus*	663
Fumaria officinalis	651
Gleicheniaceae	647
Gleichenites	647
» *Linkii*	658

	Seite
Glossopteris	646
Hapalopteris	647
» *Aschenborni*	679
» *(Pecopteris) chaerophylloides*	672
» *rotundifolia*	666
» *Schatzlarensis*	679, 680
» *Schwerini*	672
» *typica*	672
Hawlea	647
Lagenostoma Lomaxi	661
Lonchopteris	646
Lyginopteris oldhamia	661
Mariopteris	649
Neuropterides	647
Neuropteris	646
Odontopteris	646
Oligocarpia	647
Ovopteridium	670, 676
» *Bronni*	680
» *fasciculare*	683
» *Gutbierianum*	681
» *Schatzlarense*	679
» *Schumanni*	671, 677
» *Völlersi*	678
» *Walteri*	682
Ovopteris	649, 669
» *Aschenborni*	679
» *Burgkensis*	673
» *chaerophylloides*	671
» *cristata*	672, 675
» *herbacea*	674
» *Karwinensis*	670
» *pecopteroides*	673
» *rutaefolia*	667, 670
» *Schumanni*	677
» *Schwerini*	672
Ovopteroideae	650, 669
Palmatopteris	644
» *elegantiformis*	655
» *Walteri*	682
» *Zeilleriana*	681
Pecopterides	647
Pecopteris	646
» *chaerophylloides*	671
» *cristata*	675

	Seite
Pecopteris (Aspidides) dicksonioides	669
» *Pluckenetii*	665
Pseudopecopteris macilenta	665
» *nummularia*	663
» *obtusiloba*	664
» *trifoliolata*	663
Renaultia chaerophylloides	671
Rhodea	649
Saccopteris	647
Senftenbergia	647
Solutae	657, 658
Sorotheca herbacea	674
Sphaenopteris elegans	651
Sphenopteriden	647, 650
Sphenopteridium	649
Sphenopteris	646, 648, 649, 657
» *acutiloba*	683
» *Andraeana*	662
» *asplenioides*	660
» *Bäumleri*	650, 654, 668
» *bermudensiformis*	658, 659
» *Bronni*	680
» *Burgkensis*	673
» *chaerophylloides*	671
» *caudata*	681
» *Coemansi*	683
» *cristata*	673, 675
» *dicksonioides*	650, 669
» *dilatata*	663
» *divaricata*	652
» *convexiloba*	663
» *elegans*	651, 652
» typ. *elegantiforme*	655, 660
» *Falkenhaini*	659
» *fascicularis*	683
» *fragilis*	658
» *Goldenbergii*	675
» *grandifrons*	664
» *Gravenhorstii*	658
» *Gutbieriana*	681
» *herbacea*	674
» *Hoeninghausi*	655, 659, 660
» *Hoeningh. Larischiformis*	660
» *Hoeningh. Schlehaniformis*	660

		Seite
Sphenopteris	*Hoeningh. Stangeriformis*	660
»	*irregularis*	664
»	*lanceolata*	683
»	*Larischi*	660
»	*latifolia*	664
»	*Laurentii*	650, 666, 670
»	*laxifrons*	656
»	*linearis*	656
»	*lobata*	665
»	*macilenta*	665
»	*nummularia*	663
»	*obtusiloba*	664
»	*polyphylla*	663
»	*Potieri*	650, 668
»	*rotundifolia*	666
»	*Sauveuri*	649
»	*Schillingsii*	664
»	*Steiningeri*	665
»	*tridactylites*	652
»	*trifoliolata*	662, 664
Sphenopteris	*trigonophylla*	650, 666
»	*(Calymmotheca) Hoeninghausi*	660
»	*(Cheilanthites) Hoeninghausi*	660
»	*(Discopteris) Karwinensis*	671
»	*(Discopteris) Schumanni*	677
»	*(Discopteris) Vüllersi*	678
»	*(Hymenophyllites) Bronni*	680, 681
»	*(Hymenophyllites) herbacea*	674
»	*(Ovopteris) chaerophylloides*	672
»	*(Renaultia) Schatzlarensis*	679
»	*(Renaultia) Schwerini*	672
Sphenopteroideae		650

Marine Fossilien in Verbindung mit permischem Glazialkonglomerat in Deutsch-Südwestafrika.

[Briefliche Mitteilung.]

Von Herrn **H. Schroeder** in Berlin.

Herr P. RANGE schrieb mir unter dem 11. August aus Kuibis: »Beifolgend übersende ich Ihnen die ersten Fossilien aus Deutsch-Südwestafrika (abgesehen von verkieselten Hölzern und den mir unbekannt gebliebenen angeblich cambrischen Fossilien GÜRICH's). Dieselben stammen von Itsawisis, 40 km nördlich Keetmannshoop, von einem Herrn J. BURMESTER. Über den geologischen Bau der Umgebung von Itsawisis teile ich Ihnen nach meinen Tagebuchnotizen Folgendes mit: Ich habe von Tses[1]) nach Keetmannshoop reisend Itsawisis berührt. Der Weg führt ausschließlich über Schichten, welche jünger als das Glazialkonglomerat der Karrooformation sind. Südlich Tses steht das Konglomerat bei Heinanichab an. Sonst führt der Weg über grünlich- bis dunkelgraue splittrig zerfallende Schiefer. Bei † Numaus zeigen sich die ersten Diabasdurchbrüche, welche sich dann nach Itsawisis und Keetmanshoop zu als Gänge, Kuppen und Decken häufig wiederholen. Im allgemeinen bilden aber die erwähnten grünlichen Schiefer die Oberfläche. Erst südlich Keetmanshoop bei Aub streicht das Glazialkonglomerat wieder aus. Bei Itsawisis sind die Schiefer vielfach

[1]) An einem Bach, der bei Ganikobis von Osten her in den Großen Fischfluß mündet.

aufgeschlossen; sie führen unbestimmbare Pflanzenreste und viel Pyrit; auch Tutenmergel kommen in ihnen vor; sie haben frisch dunkelgraue Farbe. Ich halte den ganzen Komplex für jüngere Karrooformation; es wäre sehr interessant, wenn die Bestimmung der Fossilien das bestätigte.«

Es liegen mir 3 Wirbelstücke eines Lamellibranchiers vor, von denen 2 einigermaßen erhalten sind. Eines zeichnet sich durch besondere Dicke aus und gleicht in vollkommener Weise den von Koken (Centralbl. für Min. 1904, S. 97, Fig. 1, A—C) beschriebenen und abgebildeten Ausgüssen von Steinkernen des **Eurydesma globosum** Dana. Die Lunulafurche mit Byssusausschnitt, der kräftige Kardinalzahn, die Bandarea der rechten Klappe sind in gleicher Weise angeordnet. Das zweite Stück, eine linke Klappe, zeigt auf einem nach oben und vorne stark vorspringenden Fortsatz des Schloßrandes die flache Zahngrube für den Kardinalzahn der rechten Klappe und ebenfalls ein deutlich markiertes Bandfeld. Bemerkenswert erscheint es noch, daß sämtliche 3 Stücke ähnlich den von Waagen (Salt-Range fossils IV, Pl. VIII) auf den Steinkernen beobachteten Muskelbahnen eine hintere Muskelbahn als zackige vertiefte Linie beiderseits unregelmäßig begleitet von grubigen Vertiefungen besitzen; an zweien sitzt unter der Schloßkante ein größerer und tieferer Muskeleindruck in ähnlicher Weise, wie es an den hinteren Muskelbahnen von dickschaligen Exemplaren der *Meleagrina* zu beobachten ist.

Die generische Übereinstimmung der vorliegenden Fossilien mit den aus Indien und Australien bekannten *Eurydesma* erscheint zweifellos; für das dickschalige Fragment könnte man sogar geneigt sein, eine Indentität der Spezies mit der einen indischen Form, *Eurydesma globosum*, anzunehmen.

Einen Monat später sandte mir Herr Lotz einen weiteren Fund: »Konkretionen aus den schwarzen Schiefern von Ganikobis, in denen ich schöne Fischreste gefunden habe. Stratigraphisch gehören sie zum Dwyka, sind also keine Devonschiefer. Ferner habe ich den Fundpunkt der Burmester'schen Muscheln besucht, von denen Dr. Range Ihnen auf meine Veranlassung 3 sandte;

sie müssen ebenfalls dem Dwyka entstammen: Ich hatte nur wenige Minuten im Vorbeireiten Zeit.«

Die Konkretionen sind z. T. kuglig, z. T. ellipsoidisch, schwarz, kalkig und enthalten als Kern stets einen organischen Rest, meistens Fragmente von Fischen in mehr oder minder größerer Vollständigkeit. Das besterhaltene Fragment ist die Vorderhälfte eines Paläonisciden mit großer Brustflosse, deutlicher Skulptur der Schädelknochen und wohl auch der Schuppen und kräftiger Bezahnung. Jedoch ist auch dies Stück zu fragmentarisch, um eine Bestimmung zu ermöglichen. — Die Konkretionen zeigen in fast dicht erscheinender schwarzer Grundmasse mehr oder minder dicht eingesprengt kleine vollkommen gerundete Kalkspatkügelchen, die durch Verwitterung weiße Farbe annehmen und infolgedessen namentlich die äußeren Partieen einiger Konkretionen weißgesprenkelt erscheinen lassen.

Ganz ähnliche Knollen gingen bereits der Geologischen Landesanstalt von Herrn Bergingenieur Gathmann mit Bericht vom 23. September 1901 zu: »Aus dem östlichen Fischflußufer etwas oberhalb Ganikobis und einem Nebental des Fischflusses, wo der Tonschiefer schon stellenweise in Schieferton übergeht, stammen eine Anzahl Fossilien, deren Bestimmung mir von hohem geologischen Interesse erscheint, gerade weil die Karroformation, zu deren jüngsten Gliedern diese versteinerungsführenden Schichten offenbar gehören, im übrigen kaum Fossilenfunde aufweisen. Die Fossilien bestehen in kugelrunden, birn- oder gurkenförmigen Gebilden, welche am meisten den Eindruck versteinerter Früchte machen.«

Diese Gebilde sind graubraune Konkretionen, die z. T. so stark verwittert sind, daß, jedenfalls infolge der ehemaligen Anwesenheit von Schwefelkies, Gips-Neubildungen stattgefunden haben. Mehrfach sind die sehr kleinen kugligen Hohlräume in dem Gestein zu erkennen, und eine Knolle, die am wenigsten verwittert ist und noch ihre dunkle Färbung besitzt, enthält deutlich im Kerne die kleinen Kalkspatkügelchen und in der Rinde die kugeligen Löcher, noch mehr oder minder ausgefüllt mit weißer Kalkmasse. Nach dieser petrographischen Übereinstimmung lagen hier also dieselben

Knollen wie die von Herrn Lotz jetzt übersandten vor. Fragmente von organischen Resten enthalten fast sämtliche, jedoch nur eine ein erkennbares Fossil — eine **Conularia.** Damals im Jahre 1901 habe ich diese Versteinerung nicht auf die durch M'Coy (Ann. and Mag. nat. hist. Vol. XX, p. 306, 1847), de Koninck (Fossiles paléozoiques de la Nouvelle Galle du Sud Mém. soc. Liège II, 7, p. 172, 1878) und Waagen (Record of geol. Survey of India Vol. XIX, 1886) bereits bekannten Conularien aus den entsprechenden Schichten Indiens und Australiens und ebensowenig auf andere Formen zurückführen können; und auch heute, wo eine ausführliche Beschreibung und Abbildung der indischen Formen der »Conularia-nodules« von Waagen (Salt-Range fossils IV, 2 p. 121, 1901) vorliegt, will es mir nicht gelingen, das vorliegende Stück trotz seiner verhältnismäßig guten Erhaltung auf eine der indischen oder australischen Arten mit Sicherheit zu beziehen. Auch hier ist weiteres Material abzuwarten.

Trotzdem erscheint mir die in Deutsch-Südwestafrika beobachtete Kombination: Dwykakonglomerat × *Eurydesma* × *Conularia* so auffallend, daß man geneigt sein muß, für dieses Gebiet ähnliche Beziehungen des permischen Inlandeises zu einem Meere anzunehmen, wie für gewisse Teile Indiens und Australiens. Die Übereinstimmung der 3 Hauptverbreitungsgebiete Permischer Glazialbildungen wird durch die vorliegenden Funde vollkommener (Koken, Neues Jahrb. für Min., Festband 1907, S. 507). Ob und in wieweit die in unserer Kolonie festgestellte Verbindung von Glazialkonglomerat mit marinen Bildungen für das übrige Südafrika in Betracht kommt, wird sich aus weiteren Funden von Ablagerungen mit marinen Versteinerungen resp. deren Fehlen und Ersatz durch terrestrische Bildungen ergeben.

Berlin, den 21. November 1908.

Aspidosoma Schmidti nov. spec.
Der erste Seestern aus den Siegener Schichten.

Von Herrn **Friedrich Schöndorf** in Hannover.

Hierzu Tafel 19 und 1 Textfigur.

Von *Aspidosoma Schmidti* nov. sp., dem ersten Seestern aus dem Unterdevon des Siegerlandes, sind die mehr oder weniger vollständigen Reste von etwa einem halben Dutzend Individuen meist zugleich in Abdrücken der Ventral- und Dorsalseite bekannt, welche alle zusammen auf einem nur ca. 4×8 cm großen Gesteinsstück liegen. Letzteres, ein graubrauner, etwas grünlicher, feinkörniger Sandstein, entstammt den Herdorfer Schichten des Siegerlandes und wurde im Sommer 1905 von Herrn Dr. W. E. Schmidt am Bösenberg bei Oberdielfen, Blatt Siegen, aufgefunden. Das Original beziehungsweise die einzelnen Stücke desselben befinden sich jetzt im Besitze der Geologischen Landesanstalt zu Berlin. Für ihre gütige Überlassung sage ich Herrn Geheimrat Professor Dr. Beyschlag sowie dem Entdecker Herrn Dr. W. E. Schmidt-Berlin meinen besten Dank. Ich erlaube mir, diesen nicht nur für die Siegener Schichten neuen, sondern überhaupt eine neue Art repräsentierenden Seestern zu Ehren seines Entdeckers *Aspidosoma Schmidti* zu nennen.

Außer den zahlreichen Bruchstücken der Dorsal- und Ventralseite ist ein nahezu vollständiger Abdruck der Dorsalseite eines Exemplares vorhanden, welcher den Gesamthabitus, der gerade für die verschiedenen zu *Aspidosoma* gehörigen Arten sehr charakteristisch ist, sehr schön erkennen läßt. Der Seestern liegt flach

ausgebreitet, ist aber, wie es fossil meistens der Fall ist, in dorsoventraler Richtung etwas zusammengedrückt und erscheint so vielleicht etwas breitarmiger und weniger gewölbt, als es das Tier im Leben war. Zwei Arme und die Körperscheibe sind vollständig, die drei anderen Arme fragmentarisch erhalten, ihre Spitzen fehlen oder sind undeutlich.

Auf den ersten Blick glaubt man es nicht mit einem *Aspidosoma*, von dem man seit langem aus dem rheinischen Unterdevon (Hunsrückschiefer von Bundenbach und Obere Coblenzschichten der Umgebung von Niederlahnstein) drei Arten z. T. in sehr großer Individuenzahl kennt, zu tun zu haben, da die zwischen den Armen liegende Körperscheibe sehr klein ist, und so eines der wesentlichsten Merkmale, welche das Genus *Aspidosoma* gegenüber allen bis jetzt bekannten fossilen wie lebenden Formen auszeichnen, nämlich der Gegensatz zwischen der Körperscheibe und den freien Armen, sehr zurücktritt. Bei genauerem Vergleiche der vorliegenden Spezies mit den übrigen bekannten Arten ergeben sich jedoch so zahlreiche Übereinstimmungen derselben, namentlich im Aufbau der Ambulacralfurche, daß die generelle Zugehörigkeit zu *Aspidosoma* nicht mehr zweifelhaft ist.

Unter allen lebenden und fossilen Asteriden ist das Genus *Aspidosoma* durch folgende Merkmale ausgezeichnet: Der Seitenrand der Körperscheibe geht zwar allmählich in den der Arme über, aber die Körperscheibe selbst setzt an den Armen scharf ab, zwischen beiden fehlt jeder Übergang, wie er bei anderen Formen durch die längs der Adambulacren verlaufenden Intermediärplatten gebildet wird. *Aspidosoma* erinnert hierdurch an die Ophiuren, wo dieser Gegensatz zwischen einer hier allerdings konvexen Körperscheibe und den freien Armen sehr stark ausgeprägt ist. Auch bei *Aspidosoma* soll zuweilen eine nach außen konvexe Körperscheibe (*Asp. Arnoldi* Goldf.) beobachtet worden sein, was mit dazu beitrug, diese eigenartige Gattung als Zwischentypus zwischen Asteriden und Ophiuriden aufzufassen. Höchst wahrscheinlich liegt dieser Beobachtung ein vielleicht durch den Erhaltungszustand des betreffenden Fossils veranlaßter Irrtum

zugrunde, die Körperscheibe von *Aspidosoma* ist nämlich nach außen konkav. Sie wird von einer einfachen Reihe unpaarer Randplatten eingefaßt, die also zugleich den ventralen, dorsalen und Seiten- Rand der Scheibe bilden und entgegen anderen bisweilen geäußerten Ansichten nicht auf die Arme fortsetzen, sondern sich beim Zusammentreffen mit den Adambulacren sehr rasch verschmälern, schließlich ganz aufhören und ihre Funktion, den seitlichen Körperrand zu begrenzen, an die stark entwickelten Adambulacren abtreten. Die Ambulacren sowie die Adambulacren sind sowohl ventral wie dorsal sichtbar, jeder Arm besteht also ventral wie dorsal aus nur vier Längsreihen von Platten, zwei Mittelreihen, den Ambulacren, und zwei seitlichen Reihen, den Adambulacren. Erstere sind zu beiden Seiten der Medianlinie stets alternierend gestellt, dagegen mit je einem zugehörigen Adambulacrum derselben Seite gegenständig. Außer den bisher erwähnten und einigen kleineren hier und da in den äußeren Winkeln der Körperscheibe zwischen den Rand- und Adambulacralplatten auftretenden Plättchen[1]) und der nur bei *Aspidosoma Tischbeinianum* Roem. in zwei Fällen[2]) nachgewiesenen in einem Interradius der Ventralseite gelegenen Madreporenplatte besitzt die Körperscheibe keinerlei Hartgebilde. Einige Autoren wollen zwar hin und wieder eine schuppige Skelettierung derselben beobachtet haben, doch sind darüber trotz der zahlreichen Untersuchungen keinerlei genauere Angaben vorhanden, so daß man jene Beobachtungen mit Recht anzweifeln kann. Dagegen sind die gesamten dorsal sichtbaren Platten einschließlich der Ambulacren dicht mit erhabenen groben Pusteln besetzt, was auf eine jetzt allerdings meist verloren gegangene Stachelbedeckung hindeutet. Besondere »Scheitelplatten«, wie sie bisher in wechselnder Zahl und Anordnung beschrieben wurden, existieren in Wirklichkeit nicht, die falschen Darstellun-

[1]) Stürtz, B., Beitrag zur Kenntnis paläozoischer Seesterne. Palaeontogr., Bd. XXXII, Taf. XII (Taf. V d. S.A.), Fig. 1, 2.

[2]) Quenstedt, Petrefaktenkunde IV. Asteriden und Encriniden. Tab. 92, Fig. 39 M, S. 78.

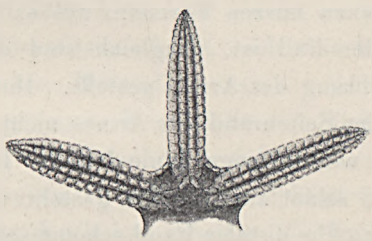
Stürtz, B., l. c., Taf. XII (Taf. V d. S.A.), Fig. 2 M.

gen beruhen auf einer Verkennung des dorsal durchgedrückten ambulacralen und adambulacralen Mundskelettes.

Alle diese Merkmale treffen wir nun auch bei dem vorliegenden Seestern, so daß dessen Einreihung in das Genus *Aspidosoma* wohl berechtigt ist.

Bei der Beschreibung von *Aspidosoma Schmidti* nov. sp. beginnen wir mit der am besten erhaltenen Dorsalseite.

Der ganze Seestern ist im Vergleich zu den übrigen Arten sehr klein. Die Länge des großen Radius (die Entfernung vom Mittelpunkte der Scheibe bis zur Armspitze) R beträgt 13—14 mm,



Aspidosoma Schmidti nov. spec.
Ansicht der Dorsalseite. 2 × natürliche Größe.

die des kleinen Radius (die Entfernung vom Mittelpunkt der Scheibe bis zu deren interradialem Rande) r = 3 — 4 mm. Die Arme sind plump, von ihrer Basis bis zur Armspitze fast gleich breit, sehr stumpf zugespitzt. Ihre freie Länge beträgt ca. 10 — 11 mm, ihre Breite an der Basis und in der Mitte ca. 2 — 2,5 mm. Infolgedessen laufen die Seitenränder der Arme einander fast parallel, was gegenüber den haarfein ausgezogenen Armen von *Aspidosoma Arnoldi* GOLDF. oder den blumenblattartig verschmälerten von *Aspidosoma petaloides* SIMONOV. besonders auffällt. Die zwischen den Armen liegende Körperscheibe ist wenig entwickelt, in den verschiedenen Interradien dieses Abdruckes verschieden erhalten. Im Mittel beträgt ihre größte Breite ca. 2 — 2,5 mm.

Jeder Arm zeigt dorsal vier Reihen von Platten, die bis auf die anscheinend stärkere Wölbung der äußeren einander sehr ähn-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

lich sind. Die äußeren Platten werden als Adambulacren, die inneren als Ambulacren gedeutet. Letztere alternieren zu beiden Seiten der Mittellinie. Ambulacren und Adambulacren derselben Armseite sind untereinander gegenständig. Beide sind ziemlich stark gewölbt, die Adambulacren anscheinend etwas stärker als die Ambulacren, so daß hierdurch zwischen den vier Längsreihen drei sehr deutliche Längsfurchen bleiben. Ihre Oberfläche ist grob skulpturiert. Die Form der einzelnen Platten ist abgerundet viereckig, hier und da bleibt zwischen je zwei Adambulacren und je zwei Ambulacren ein deutlicher rundlicher Zwischenraum, so daß es den Anschein hat, als trüge das Adambulacrum an seinem proximalen Ende einen kurzen Fortsatz, wie es in der Ventralansicht in der Tat der Fall ist. Zugleich sind die Adambulacren schief zur Längsrichtung des Armes gestellt. Ihr äußerer Rand ist konvex, wodurch der Seitenrand des Armes nicht eine gerade, sondern eine schwach wellenförmige Linie bildet. Die Adambulacren sind, wie erwähnt, schief zum Radius gestellt und schieben sich dicht hintereinander. Ihr distaler Rand scheint schwach konkav, ihr proximaler konvex zu sein, wodurch sich die Platten sehr eng aneinander legen können, indem der distale Rand des vorhergehenden nach außen über den proximalen des folgenden hinübergreift. Innerhalb der Körperscheibe treten die Adambulacren weniger deutlich hervor als die Ambulacren. Diese verlaufen von der Armspitze in ununterbrochener Reihe bis zum Scheitel, erreichen aber das Zentrum nicht. Kurz vorher trennen sich die beiden Mittelreihen, weichen nach den anstoßenden Interradien zu auseinander und nähern sich interradial der entsprechenden Reihe des Nachbararmes, mit der sie sich jedoch nicht vereinigen. Zwischen beiden bleibt ein Zwischenraum, der von den einander interradial berührenden Mundeckstücken eingenommen wird. Auf diese Weise kommt der oft vielgliedrige Scheitel zustande, der von den verschiedenen Autoren abgebildet wurde, da bei unscharfen Abdrücken natürlich nur die vorspringenden Kanten sichtbar werden, die dann wie einzelne Platten erscheinen.

Die Körperscheibe, d. h. der zwischen je zwei Armen sich

ausdehnende interradiale Zwischenraum, ist sehr klein. Ihre konkaven Seitenränder gehen so allmählich in die der Arme über, daß es oft sehr schwer ist, bei der Kleinheit des Objektes die Grenze zwischen den Randplatten und den Adambulacren sicher zu bestimmen. Der scharfe Gegensatz zwischen den Armen und der Scheibe bleibt trotzdem bestehen, denn diese hört unmittelbar an den Adambulacren auf. Nur die distalen Randplatten, die sich den Adambulacren ohne Zwischenraum anschmiegen, vermitteln den allmählichen Übergang des Seitenrandes. Demgemäß konnte auch die Anzahl der Randplatten nicht genau festgestellt werden. Zwischen je zwei Armen zählt man deutlich vier Randplatten; da aber die äußersten sehr klein und schmal zu werden pflegen, ist es möglich, daß jederseits vielleicht noch eine kleinere am distalen Ende vorhanden wäre. Keinesfalls waren mehr als 6 Randplatten vorhanden. Ihre genauere Form läßt sich nicht erkennen. Von einer Beschuppung der Scheibe ist nichts wahrzunehmen.

Die Ventralseite ist, wenn auch nicht so vollständig, so doch in vieler Beziehung deutlicher erhalten als die Dorsalseite. Vor allem fallen die birnförmigen Ambulacren auf, die sofort an die ganz ähnlichen von *Aspidosoma petaloides* Simonov.[1]) erinnern, das immer als Typus von *Aspidosoma* galt und als solcher auch in viele Lehrbücher[2]) übernommen wurde. In Wirklichkeit besitzen die Ambulacren nicht diese einfache Gestalt, sondern sind viel komplizierter gebaut. Auf alle, namentlich inneren Einzelheiten einzugehen, würde zu weit führen, zumal diese sehr komplizierten Verhältnisse bei *Aspidosoma Schmidti* nicht so klar liegen wie bei anderen Arten. Wie auf der Dorsalseite, so alternieren auch

[1]) Simonovitsch, Spirid., Über einige Asterioiden der rheinischen Grauwacke. Sitzungsber. der K. Akad. der Wissensch. math. naturw., Kl. LXIV, Bd. I, Abt. 1871. Taf. IV, Fig. II, IIa.

[2]) Zittel, Handbuch der Paläontologie, I. Bd., S. 451. Textfig. 322.
Zittel, Grundzüge der Paläontologie, I. Abt. Invertebrata. 2. Aufl. 1903, S. 193, Fig. 359.
Haas, H., Die Leitfossilien, Leipzig 1887, S. 77, Fig. 157, vergl. auch Felix, Die Leitfossilien, Leipzig 1906.
Walther, J., Geschichte der Erde und des Lebens. Leipzig 1908. Textfig. 144, S. 275.

auf der Ventralseite des Armes die Ambulacren der beiden Seiten mit einander. Im Gegensatz zur Dorsalseite aber schließen die Ambulacren ventral nicht so dicht zusammen, sondern zwischen je zweien derselben Seite bleibt ein beträchtlicher Zwischenraum frei. Der median gelegene »Körper« eines jeden Ambulacrums trägt seitlich einen kurzen »Fortsatz«, der auf einen ähnlichen »Fortsatz« je eines zugehörigen Adambulacrums zuläuft. Der »Körper« ist länglich viereckig, deutlich konvex, sodaß zwischen den beiden Reihen der Ambulacren eine seichte Längsfurche verläuft. Der »Fortsatz« liegt nicht in der Mitte, sondern kurz vor dem adoralen Ende des »Körpers«. Die Adambulacren sind kräftiger, quer gestreckt und wie erwähnt schief zur Längsrichtung des Armes gestellt. Ihre Oberfläche ist stark gewölbt. Seitlich greifen sie auf die Dorsalseite über. Ihr inneres adoral gerichtetes Ende ist etwas eingeschnürt und bildet so einen ähnlichen, vielleicht etwas längeren »Fortsatz«, als ihn die Ambulacren besitzen. Beide »Fortsätze« treffen genau auf einander. Zwischen je zwei Ambulacren und je zwei Adambulacren bleibt ventral also eine neben den »Fortsätzen« liegende tiefe Grube frei, die aber nicht dorsal sichtbar ist, sondern hier von der Außenfläche der Ambulacren bezw. Adambulacren überdacht wird. Diese Gruben wurden als Ambulacralporen gedeutet und mit denen der Asteriden identifiziert, was aber nach neueren Untersuchungen in diesem Sinne nicht mehr berechtigt ist. Die Adambulacren liegen ventral meist bedeutend höher als die Ambulacren, ihr innerer Rand ragt scharf hervor und bildet so den seitlichen Abschluß der ventralen Armfurche. Ihre Oberfläche ist grob skulpturiert. Nach dem Munde zu konvergieren die beiden Reihen der Adambulacren, die Armfurche wird infolgedessen proximalwärts schmäler. Die innersten Glieder der adambulacralen Reihe sind dreieckig und bilden die von den Lebenden sehr gut bekannten Mundeckstücke. Die Mundeckstücke der einander zugekehrten Seiten je zweier Nachbararme berühren einander im Interradius. Sie sind sehr kräftig entwickelt und ragen in der Regel wie auch bei *Aspidosoma Schmidti* ventral weit über die übrigen Ventralplatten vor.

Die Körperscheibe zeigt ventral nichts Besonderes. Die Randplatten sind zwar deutlich zu erkennen, treten aber nicht stärker hervor. Irgendwelche Schüppchen oder sonstige Skelettplatten innerhalb der Scheibe sind nicht wahrzunehmen.

Eine Madreporenplatte, die bei *Aspidosoma Tischbeinianum* Roem. auf der Ventralseite in einen Interradius nachgewiesen wurde, war nicht mehr vorhanden, würde aber bei besser und vollständiger erhaltenen Ventralseiten gleichfalls interradial wahrzunehmen sein.

Die an den Armenden vorhandenen Ocellarplatten ließen sich ebenfalls nicht erkennen.

Über die Anwesenheit eines Afters, der bei *Aspidosoma Tischbeinianum* Roem. angeblich[1]) skelettiert sein und innerhalb des Scheitels liegen soll, geben die vorliegenden Stücke keinen Aufschluß.

Fundort und geologisches Alter. *Aspidosoma Schmidti* nov. spec. wurde bis jetzt nur einmal, allerdings in mehreren Individuen, in den Herdorfer Schichten am Bösenberg bei Oberdielfen bei Siegen gefunden. Die Herdorfer Schichten gehören nach Denckmann[2]) der jüngeren Gruppe der Siegener Schichten an.

Die für unsere Art *Aspidosoma Schmidti* nov. spec. bezeichnenden Merkmale lassen sich in folgende Definition zusammenfassen:

Kleine Form mit ziemlich breiten, mäßig langen, sehr stumpfen Armen. Scheibe sehr klein, von vier Randplatten begrenzt. Randplatten höchstens sechs an der Zahl, wenig kräftig. Alle Platten sehr grob skulpturiert.

Vergleich des Aspidosoma Schmidti nov. spec. mit den übrigen zu Aspidosoma gehörigen Arten.

Das Genus *Aspidosoma* wurde im Jahre 1848 von Goldfuss[3]) aufgestellt, unter Betonung der Wechselständigkeit der Am-

[1]) Stürtz, l. c., Taf. XII (Taf. V d. S. A.), Fig. 1A.

[2]) Denckmann, A., Mitteilungen über die Gliederung in den Siegener Schichten. Dieses Jahrbuch für 1906, Bd. XXVII, S. 1.

[3]) Goldfuss, Ein Seestern aus der Grauwacke. Verh. d. naturh. Ver. preuß. Rheinl. und Westf., Bonn 1848, Jahrg. V, S. 146.

bulacren und des Vorhandenseins der die Körperscheibe einfassenden Randplatten. Die einzige Art, die ihm vorlag, nannte er *Aspidosoma Arnoldi* Goldf. Nach der von Goldfuss gegebenen Beschreibung lassen sich unter Zuhilfenahme seiner Abbildung die generellen Eigentümlichkeiten dieser Gattung ganz gut wiedererkennen, so daß die Einreihung der später aufgefundenen Arten in die alte Goldfuss'sche Gattung keinerlei Schwierigkeiten bot. Anders ist es, wenn man die Unterschiede der einzelnen Spezies miteinander vergleichen will. Zweifellos haben wir mehrere voneinander ganz verschiedene Arten, die man selbst bei Bruchstükken niemals mit einander verwechseln kann. Und doch ist es außerordentlich schwierig, irgend welche Unterscheidungsmerkmale in der Form und Verbindung der einzelnen Skeletteile aufzufinden. Die Aspidosomatiden besitzen außer den Ambulacren und Adambulacren, den Randplatten und den hier und da bei verschiedenen Spezies vorhandenen kleineren Plättchen sowie der Madreporenplatte keine weiteren Hartteile. Die früher zahlreich vorhandenen Stacheln sind fast gänzlich verloren gegangen, die Scheibe ist nicht skelettiert, so daß also die einzelnen Arten, da jene Plattensysteme keiner größeren Veränderung unterliegen, nur nach dem äußeren Habitus, der Länge und Breite der einzelnen Körperteile sowie der mehr oder weniger kräftigen Skelettierung zu unterscheiden sind. Eine sorgfältige Untersuchung eines umfassenderen Materiales dürfte auch noch andere Unterschiede zutage fördern, doch steht diese bis jetzt noch aus.

Die von *Aspidosoma* bekannten Arten sind folgende:

Aspidosoma Arnoldi Goldf.

1848. Goldfuss, Ein Seestern aus der Grauwacke. Verh. naturh. Ver. Rheinl. und Westf., Bd. V, Taf. V, S. 145.

Mittelgroße, sehr schlanke Form mit ziemlich großer Scheibe und langen, sehr fein zugespitzten Armen. Skelettplatten dünn, wenig kräftig. Randplatten 6—8, r : R = 8 : 33 mm. Als Abdruck (oder in Brauneisen) im Tonschiefer der Unteren Coblenzschichten, Oberes Unterdevon von Winningen bei Coblenz.

Aspidosoma Tischbeinianum Roem.

1862—1864. F. A. Roemer, Neue Asteriden und Crinoiden aus dem Dachschiefer von Bundenbach, Palaeontogr. Bd. IX, S. 144, Taf. 23.

Die größte Art. r : R = 50 (— 60) : 130 (— 145) mm, bezw. r : R = 20 : 50 mm. Sehr stark skelettiert, Arme breit, zugespitzt. Scheibe stark entwickelt, mit dem Madreporiten ventral in einem Interradius. Randplatten zahlreich, 14—20 (nach Stürtz). In Schwefelkies erhalten in den Tonschiefern von Bundenbach im Hunsrück. Geologisch älteste Art (Unteres Unterdevon).

Aspidosoma petaloides Simonovitsch.

1871. Simonovitsch, Über einige Asterioiden der rheinischen Grauwacke. Sitzungsber. der k. Ak. der Wissensch., math.-naturw. Kl., LXIV. Bd., I. Abth. 1871. Wien, Taf. IV, Fig. 1—III, S. 106 f.

Kurze, gedrungene Form, mit blumenblattartigen, proximal und distal stark verschmälerten Armen. Randplatten sehr kräftig entwickelt, 6—8 an Zahl. Scheibe klein. r : R = 6 : 19 mm. Als Abdruck in den Oberen Coblenzschichten (Hohenrheiner Schichten) hinter der Hohenrheiner Hütte bei Niederlahnstein (Oberes Unterdevon).

Aspidosoma petaloides var. goslariensis Halfar.

1893. Halfar, A., Die erste Asteride aus den paläozoischen Schichten des Harzes. Dieses Jahrb. für 1892, Taf. X, Fig. 1, S. 186 f.

Von der vorigen kaum zu unterscheiden. Anscheinend etwas flacher. Ein einziger Abdruck aus Schichten des Haupt-Kahlenbergsandsteins aus der Nähe des Dickekopfs SSO. von Goslar (Unterdevon).

Aspidosoma Schmidti nov. spec.

1908. Schöndorf, Diese Arbeit.

Kleine Form. r : R = 3,5 : 14 mm. Scheibe sehr klein. Arme breit, mäßig lang, stumpf endigend. Randplatten 4 (— 6?), wenig kräftig. Als Abdruck in den Herdorfer Schichten am Bösenberg bei Oberdielfen (Unterdevon).

So eigenartig dieses Genus und so lokal beschränkt jede Species auch ist — sie sind von nur je einem einzigen Fundort, hier aber

zuweilen in sehr großer Individuenzahl, bekannt — so besaßen die hierher gehörigen Formen doch eine weitere Verbreitung, wie die neuerliche Auffindung einer neuen Art in den Siegener Schichten lehrt. Geologisch scheinen sie nur im Unterdevon, hier aber vom Rheinischen und Siegenschen bis zum Harz verbreitet. Von anderen Lokalitäten als den oben angeführten sind keine hierhergehörigen Formen bekannt.

Die übrigen paläozoischen Seesterne Deutschlands sind nur auf das Rheinische Unterdevon und auch nur auf einzelne Lokalitäten beschränkt. Der erste Seestern, der aus dem rheinischen Devon und damit aus ganz Deutschland überhaupt bekannt wurde, war das oben erwähnte *Aspidosoma Arnoldi* Goldf. Der erste Seestern aus dem Harzer Devon das *Aspidosoma petaloides* var. *goslariensis* Halfar. Der erste Seestern aus dem Siegener Devon ist das eben beschriebene *Aspidosoma Schmidti* nov. spec.

Die Ausbreitung dieses merkwürdigen, nur auf das Paläozoicum (im Silur kommen bereits verwandte Formen vor) beschränkten Typus wird sich späterhin durch neue Funde wohl noch weiter verfolgen lassen, da auch paläozoische Asteriden anderer Länder zu den rheinischen gewisse Beziehungen zeigen. Leider ist das Material so spärlich und Vergleichstücke aus anderen Ländern so schwierig zu beschaffen, daß eine eingehende Bearbeitung der paläozoischen Seesterne vorerst noch nicht möglich ist.

Hannover, den 30. Juni 1908.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

Sach-Register.

(*Die Versteinerungen sind cursiv gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profilzeichnungen, Analysen etc. enthalten, und die Tafelnummern sind* ***fett*** *gedruckt.*)

A.

Seite

Abhangsschutt 610
Abhangsschutt, diluvialer . . . 98
Abies pectinata 83, 84
Ablagerungen des jüngeren Eises 167, 169
Acanthinula aculeata 606
Acanthoceras Mantelli 512
Acanthocladia anceps 469
» *dubia* 469
Acer platanoides 83, 84
» *Pseudoplatanus* 83, 84
» sp. 109
Acme polita 607
Actaeonina pusilla 504
Actinocamax plenus 36
» sp. 208
» *verus* Miller . . . 219
» cfr. *verus* Phill. 215, 223
» *westfalicus* 219
Agirin 2, 13
Aegoceras capricornu 479
Aquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises 167, 169
Ajuga reptans 134
Akkumulation in der Interglazialzeit 555
Alaria bispinosa 492
» *gothica* 295
» sp. 249, 483

Seite

Albien, Osnabrück 511
Alethopteris lonchitica 464
Allochthone Braunkohle 547
» Kaustobiolithe . . . 542
Alloiopteris 649
Alluvium, Neuwieder Becken . . 429
Alnus 86
» *glutinosa* 67, 83, 84, 108, 112, 118
» *Kefersteini* 61
» sp. 606
Altdiluviale Hauptterrrasse des Rheins 423
Alttertiäre Störungen 628
Amaltheenton bei Osnabrück . . 480
Amaltheus margaritatus . . 480, 481
» *spinatus* 481
Amblypterus 30, 32
Ammonites cfr. *Eumelus* Taf. 3, Fig. 6 u. 7 247
» *Lamberti* 488
» sp. Taf. 3, Fig. 9, 240, 293
» sp. Taf. 3, Fig. 8, 247, 248, 309
Amphibol 5
Anagallis arvensis 133
Analcim 7, 16
» , Entstehung 8
» , pseudomorphosenartig im Innern der Plagioklaskrystalle 9
Analcimführende Gesteine im Harz 3

Seite

Analcimierung 10
Analyse von Diabas **19**
Ananchytes ovatus 514
Ancylastrum fluviatile . 575, 582, 584
» » var. *gibbosa* . 584
Ancylus fluviatilis 573
» -Zeit (Flora) 74
Andesin 4
Andromeda 88
» *protogaea* 61
Anisocardia alta sp. nov. Taf. **5**, Fig. 7 271
» *elatior* Taf. **8**, Fig. 4 320
» *exporrecta* Taf. **8**, Fig. 3, a, b . . . 319
» *grandis* Taf. **8**, Fig. 5, a 318
» cfr. *Leganyi* . . . 499
» cfr. *portlandica* . . 498
» sp. 321
Annullaria sphenophylloides 463, 464
Anomia densestriata sp. nov. Taf. **4**, Fig 8 258
» *discus* Taf. **4**, Fig. 9 . . 258
» *inflata* Taf. **4**, Fig. 15 . 259
» sp. 214
» *suprajurensis* 259
Anoplophora brevis 155
» *donacina* 155
» *lettica* 155
Anoplophoren-Sandstein . . . 159
Apatit 6, 16
Aptychus sp. 215, 248, 293
Arca catalaunica 496
» *striata* 469
Archaeoniscus Brodiei 502
Arctostaphylos uva ursi . . 109, 119
Arenberger Schichten . 353, 362, 363 369, 370, 371
Arfvedsonit 17
Arionta arbustorum 607
Arkosen bei Braunau 29
Åsar 532
Aspidoceras acanthicum 245
» cfr. *Karpinskii* . . 245
» » *longispinum* . . 245
» *perarmatum* . . . 489

Seite

Aspidoceras sp. 246
Aspidosoma Arnoldi . . . 701, 706
» *petaloides* . . 701, 707
» » var. *gosloriensis* 707
» *Schmidti* nov. spec. Taf. **19**, 698, **701**, 707
» *Tischbeinianum* . . 707
Astarte depressa 484, 485
» *multiformis* 265
» aff. *multiformis* 491
» *pulla* 483
» sp. . 265, 296, 480, 493, 494
» *striatocostata* 484
Aucella Hausmanni 45
Aucellina gryphaeoides . . 511, 512
Aufbruchzone südlich von Osnabrück 519
» des Teutoburger-Waldes 519
Augit 5, 18
Aulacothyris impressa 492
Auricula sp. 504
Auskolkungen im Braunkohlenflöz 546
Autochthone Braunkohle . . . 547
» Kaustobiolithe . . 542
» Verwitterungstone an Devonschichten 352
Avicula 206, 214, 215, 225
» *Cornueli* 509
» *cygnipes* 480
» *inaequivalvis* 480
» sp. aff. *inaequivalvis* var. *Münsteri* Taf. **6**, Fig. 3. 251
» *Münsteri* 486, 490
» *Neptuni* 37
» *pinnaeformis* 469
» *remiformis* sp. nov. Taf. **4**, Fig. 17 249
» sp. 492
» (*Oxytoma*) sp. Taf. **6**, Fig. 2 252
» *tenuis* Taf. **6**, Fig. 4 . . 250
Azeca Menkeana 607

B.

Baculites cf. *baculoides* 512
» sp. 514

Seite

Bänderton 174, 181
Balanocrinus nov. sp. 298
Baltischer Jura 230
Barkevikit 15
Barzdorfer Kalk 33
Basalt, Zusammenhang mit Dislokationen 627
» , Bramburg 616, **626**
Belemnitella mucronata 209, 210, 213, 218
Belemnites Fischeri 294
» *minimus* 511
» *paxillosus* . . . 480, 481
» sp. Taf. 7, Fig. 8 283, 234 305, 485, 509
» *subhastatus* . . 484, 486
» *Zitteli* 295
Belzig, Süßwasserkalk 96
Bernstein 203
» Verbreitung 203, 205, 210
Betula alba . . . 107, 108, 112, 118
» *odorata* 118
» *prisca* 61
» *verrucosa* 108
Bewegungen im Untergrunde von Norddeutschland während der letzten Eiszeit 191
Bimsstein, fluviatiler, Engers a. Rh. **410**
Bimsstein, Lagerung 422
Bimssteinablagerungen, Neuwieder Becken . . . 348, 355, 407, 422
Bimssteinablagerungen, Verhältnis zu den Diluvialterrassen . 422
Bimssteinablagerungen im Westerwald 409, 423
Bimssteinprofil bei Gladbach **414**, **415** **417**
Biotit 6, 15, 233
Blätterasche, Kalkgehalt . . . 132
Bleiglanz mit Silbergehalt im Oberen Zechstein am Hüggel 474
Böhmische Plattenkohle . 432, 445
Boghead-Kohle 432
» aus New-Castle Fig. 3 . . . . . **445**
Bohrung Carlsglück II 158
» Haideburg 331

Seite

Bohrung Hartmann'sche Ziegelei bei Danzig 219
» Heilsberg 185
» » (Jüdischer Friedhof) . . 192
» » (St. Georgenbrauerei) 194, 201 206
» » (Wasserwerk) 195
» Helleberg 50
» Kochstedt 331
» Leverhausen 51
» Linde a. Weser . . . 50
» Ohlsdorfer Friedhof . 116
» Schacht von Hohenzollern 50
» Schlachterkoppel bei Alsterkamp 115
» Siegfried I 52
» Suderhausen 51
Bohrungen, Döbris (Profile) . . 342
» Köthen 332
» Pirkau (Profile) . . 342
» Roßlau 331, 332
» Kgl. Forst Rothehaus 332
Branchiosaurus 30
Brasenia purpurea 62, 77, 83, 119, 120
Braseniaführende Torfe 65
Brauneisenocker (Analyse) . **471**, **472**
» als Umwandlung des Zechsteinkalkes (Analyse) . **470**
Brauneisenstein, oolithischer, . . 479
Brauner Jura bei Osnabrück . . 482
Braunkohle, allochthone, Fig. 8 . **547**
» autochthone Fig. 7 . **547**
» , Trockenrisse in allochthoner 549
» durch Eispressung gefaltet 546
» auf dritter Lagerstätte 547
» , pyropissitische 542, 548
» , Umlagerung zur Diluvialzeit 546
Braunkohlenbohrungen bei Döbris (Profil) 342
» » Pirkau (Profil) 342

	Seite
Braunkohlenflöz, Auskolkungen	546
Braunkohlenflora von Chlapau bei Rixhöft (Westpreußen)	60
Braunkohlenformation, miocäne,	193
» Neuwieder Becken	353
» samländische (Alter)	58
» samländische	201
» Stratigraphie	193
Braunkohlenlager, Genesis	539
» Sachsen	539
» Solling	617
Braunkohlenquarzit	630
Braunkohlentone, Neuwieder Becken	420
Breccie im Mittleren Zechstein bei Osnabrück	472
Bröckeltorf	543
Brongniarti-Pläner, Osnabrück	513
Bruchberg-Ackerkette	3
» -Ackersilur	1
» -Ackerzug Taf. 1	1
Brüche, jungtertiäre	627
» präoberoligocäne	627
Buliminus montanus	607
» *obscurus*	607
Buntsandstein, Mittlerer	614
» , » , Gerölle	602
» , Gervillienschichten	602
» , Grenze zwischen Unterem u. Mittlerem	589
» , Oberer	477
» , Unterer	594
» , Kalkgehalt	594
» , Kaolingehalt	594
» , Korngröße	594
» , oolithisch	595
» , umgewandelt	477
» , Verkalkung des Unteren	602
» , Braunau	27, 35
» , Osnabrück (Profil)	476
» , Stadtoldendorf	40
» , Grenze des Unteren gegen den Zechstein	56
Buntsandsteinmassen, zur Miocänzeit umgelagert	629
Bythinia dubisiensis	502
Bythinia sp.	505
» *tentaculata*	109, 168, 573, 584
Bytownit	4

C.

	Seite
Caecilianella acicula	607
Calamites sp.	463
» *Suckowi*	464
Calianassa subtilis Taf. 7, Fig. 16, 17	288
» *suprajurensis*	289
Callipteris	646
Calymmotheca Stangeri	647
Camarophoria Schlotheimi	469
Cannelkohle	432
» von Zeche »Schlägel und Eisen« Fig. 2	443, 444
Capricornu-Schichten	479
Carbon, Flora	684
» Hüggel	461
» , Mittleres und Oberes, Produktives (Flora)	686
» , Unteres, Produktives (Flora)	685
» -Farne	645
» -Konglomerat	461
» -Sandstein	461
Cardioceras alternans	285, 289, 290
» *borussicum* sp. nov. Taf. 3, Fig. 5	242
» *cordatum*	492, 488, 489
» sp.	290
» cfr. *subtilicostatum*	241
» *tenuicostatum*	491
» *vertebrale*	489
» *Volgae* Taf. 3, Fig. 1—4	241
» aff. *Zenaïdae*	489
Cardium concinnum striatulum	271
» *suprajurense*	493
» *subrotundum*	270
Carex cfr. *chordorrhiza*	118
» *filiformis*	118
» *pseudocyperus*	89, 90
» cfr. *riparia*	118
» cfr. *rostrata*	108, 112, 118
» *sectio*	118
» sp.	83, 84
Carices	112

Seite

Carpinus Betulus 68, 72, 83, 84, 107, 108, 118
» *grandis* 61
» *ostryoides* 61
Carychium minimum . . . 171, 607
Castanea vesca 86, 132
Cenococcum geophilum . . 109, 119
Cenoman, Braunau 36
» Heilsberger Tiefbohrung 217
» , Osnabrück 512
Cenomankalk 512
Cenomanpläner 512
Ceratophyllum demersum 83, 84, 109, 119
» *submersum* 83, 84, 108, 109
Cerithium echinatum . . . 484, 485
» *Manselli* 496
» sp. 496
» cfr. *striatellum* . . . 497
Chara fragilis 109
» sp. 606
Chemnitzia paludinaeformis . . . 497
Chilotrema lapicida 607
Chirotherienfährten 615
Chirotheriumsandstein 614
Chonetes sarcinulata . . . 368, 390
» sp. 368
Chroococcaceae 107
Chrysomonadineen 107
Cicuta virosa 117, 119
Cidaris-Stachel 207
Cionella lubrica 584
Cladium Mariscus 83, 84, 108, 117, 118
Clausilia biplicata 607
» *dubia* 171
» *laminata* 607
» *parvula* 607
» *plicata* 607
» sp. 579, 584
Cochlicopa lubrica 171
Coleoprion gracilis 390
Collyrites sp. 298
Comarum palustre 90, 119
Conularia 697
Conulus fulvus 606
Corbicella cf. *Bayani* 493
» *lithodomus* 499

Seite

Corbicula fluminalis 573, 578, 582, 584
Corbis sp. 267
Corbula alata 505
» *autissiodorensis* 496
» *cucullaeaeformis* . . 483, 484
» *dammariensis* 496
» *inflexa* 496, 502, 503
» *mosensis* . . . . 496—499
Cordaianthus sp. 436
Cordaites borassifolius 463
» *principalis* 463
Cornbrash, Osnabrück 484
» , Ostpreußen 301
Cornus mas 86
» *sanguinea* . . . 83, 84, 109
Corylus Avellana . . 70, 83, 84, 118
Cosmoceras ? 486
» *calloviense* Fig. 1—3 . 306
» aff. *Duncani* . . . 489
» aff. *Jason* 306
» cf. *Jason* 487
» *ornatum* 489
Crainsdorf, unt. Rotliegendes . . 25
Crataegus Oxyacantha 89
Crioceras ellipticum 514
Cristatella mucedo 109
Cristellaria sp. 215
Cruciferae 119
Ctenodonta Maureri 390
Ctenostreon sp. Taf. 8, Fig. 1, a
Cucullaea concinna . . 483, 484, 486
» *Münsteri* 481
» sp. 318, 480
» *subdecussata* . . 483, 484
Cuneatopteris 649, 650
» *adiantoides* . . . 651
» *divaricata* Taf. 17, Fig. 1 652
» *elegantiformis* . . 655
» *laxifrons* 656
» *linearis* 656
» *Völkeli* Taf. 17, Fig. 2 653
» *westfaliensis* Taf. 17, Fig. 3 654
Cyclas 507
Cyclopteris 646

	Seite
Cyclopteris sp.	464
Cypricardia sp.	480
Cypridea granulosa	502
» cf. *punctata*	504
Cypridinenschiefer	396
Cyprina cf. *birostrata*	496
» *Brongniarti*	498, 499
» *lediformis*	497
» aff. *lediformis*	497
» *nuculaeformis*	497, 498
» *rotundata*	642
» sp.	509
Cyprione Bristowi	502, 504
Cypris	206
Cyrena	507
» *dorsata*	507
» *elliptica*	507
» *lentiformis*	502, 503
» *nuculaeformis*	507
» cf. *obtusa*	505
» *orbicularis*	505
» *ovalis*	507
» *rugosa*	486, 499
» sp.	504, 505, 507
» *subcordata*	507
» *subtransversa*	502
Cythere sp.	469
D.	
Dadoxylon sp.	324
Daudebardien	608
Decksand	95
Deckton	196
Delphinula	248
Deltabildungen	610
Dendrocoelum lacteum	109
Denhardit	540
Dentalina	206
Dentalium sp.	484
» *Speyeri*	473
Desmoceras Austeni	514
Desmopteris unita	563
Devonschichten, autochthone Verwitterungstone	352
Diabas, analcimreicher (Analyse)	19
» , arfedsonitführender (Analyse)	19
Diabase, intrusive Lagerung	3
» , olivinführende	2
» , silurische Taf. 1	1
Diabaszug, oberharzer	1
Diatomeen	107
Diluviale Flora	102
» Ilm	566
» Phanerogamen	102
» Rheinterrassen	382
» Saale	566
» Störungen im Neuwieder Becken	427
» Terrassen Taf. 9	349, 354
Diluvialer Abhangsschutt	98
» Faulschlamm	106, 117
» Gehängeschutt	517
» Ockerkalk	94
» Schutt	98
» Torf	105, 112, 114
Diluviales Flußnetz, Thüringen Taf. 15	566
» Moor	115
Diluvialzeit, Transgression	557
Diluvium, Flora	62
» , Gliederung	558
» , Klima	62
» Oberes	95
» , Schollen im	191
» Heilsberger Tiefbohrung	185, 194
» Neuwieder Becken	348, 353, 361, 429
» Osnabrück	515
» Rhein	423
» mittleres Saaletal	167
Dinotheriensande	431
» , Mainzer Becken (Eppelsheimer Stufe)	381
Discina papyracea	482
Discopteris	647
» *Goldenbergi* Taf. 17, Fig. 8	676
» *karwinensis*	670
» *Schumanni* Taf. 17, Fig. 10	677
Dislokationen, jungtertiäre	638

Seite

Dislokationen, präoligocäne 612, 637
» , Solling, Altersverhältnisse . . . 623
» , tertiäre 612
Dislokationsprozeß, zweimaliger . 625
Dolomit als Umwandlungsprodukt von Pyroxen 7
Dolomitische Arkose bei Braunau 34
Dopplerit-Sapropele 453
Drepanocladus fluitans . . 119, 121
» *Rotae* . . . 119, 121
» *Sendtneri* 109, 119, 121
Drift 611
Dwyka, Fischreste 695
» , Konglomerate 697
» , Konkretionen 695

E.

Echinodermenreste 494
Edelkastanie 132
Edmondia elongata 469
Ehrenbreitsteiner Stufe 399
Eimbeckhäuser Plattenkalk, Osnabrück 500
Einbeck-Markoldendorfer Becken 619
Eisenerzlager im Unteren Zechstein 470
Eisensandstein 598, **599**
Elephas primigenius 141
Ellerbecker Strand 85, 88
Empetrum nigrum 112
Emscher, Fauna 223
» Bornholm 221
» Heilsberger Tiefbohrung 214
» Littauen 223
» Ostpreußen 218
» Schonen 220
» Westpreußen 219
» Wolhynien 223
Emscher-Meer, Ausdehnung . . 219
» , Nordrand . . . 222
Endmoränenbildungen 532
Endmoränenstaffel 191
Endmoränenzug, Heilsberg (Ostpr.) 188
Entkalkung des Lösses 124
Eocän, Heilsberger Tiefbohrung 203, 205
Equisetum sp. 119
Equus 141

Seite

Equus stenonis 392
Eremopteris 649
Erica tetralix 88
» *vulgaris* 134
Eriophorum 88
Erosion in der Interglazialzeit . 555
» im Miocän 643
Erosions-Os 537
Ertinghausen am Solling, Salztonfossilien 45
Eruptivgesteine des Rotliegenden bei Braunau 27
Eryma elegans 484, 485
» sp. 494
Esinger Moor, Schleswig-Holstein 85, 88
Estheria minuta 155
Estherien 615
» in Kalkschiefern des Mittelrotliegenden . . 32
Eulota fructicum 607
Eupatorium cannabinum 109
Eurydesma globosum 695
Eusphenopteris sp. 463
Exogyra bruntrutana 497
» *columba* 36
» *lobata* 490
» cf. *lobata* 492
» *serrata* Taf. 8, Fig. 6 . 317
» sp. 264
» *virgula* 261, 494

F.

Fagus silvatica 83, 84
Falkenhagener Liasgraben . . . 621
Faltung des nordwestdeutschen Gebirgslandes 637
Faulschlamm, diluvialer . 106, 117
Feinsand 515
Fenestella retiformis . . . 465, 469
Feuerkohle 543
Fichte 67
Fischreste, Dwyka 695
Fistula constricta 509
Flammenmergel, Osnabrück . . 511
Flaschenton, Lausitz 327
Flüsse der Interglazialzeit . . . 336

Seite

Flußnetz, diluviales 566
Flußschotter, präglaziale und interglaziale 167
Fluß-Sedimente, miocäne . . . 421
Fluviatile Intermoränalablagerungen 562
Foraminiferen, obersenone . . . 206
Fraxinus excelsior 83, 84
Fruticicola incarnata 607
Frühglazialer Kies 610
» Schotter 610
Frondicularia 206
Füchtorfer Moor, Westfalen . 85, 87

G.

Galmei im Oberen Zechstein am Hüggel 474
Gebirgsstörungen, posthume . . 638
Gehängeschutt, diluvialer . . . 517
Geranium dissectum 133
Gerölle vom Hüggel 515
» im Mittleren Buntsandstein 602
» im Miocän 643
» im Oligocän 640
» von verkieselten Oolithen bei Vallendar 365
» vom Piesberg 515
Geröllbildungen, tertiäre, Neuwieder Becken 353
Gervillia antiqua 48, 469
» *ceratophaga* . . 48, 465, 469
» *costata* 155
» *Murchisoni* 615
» sp. 313
» aff. *tetragona* . 497, 498, 499
Gervilliensandstein 593
Gervilliensschichten im Mittleren Buntsandstein 589, 602
Geschiebemergel, humifiziert . . 130
» , Humifizierung . 127
» , Oberer 194—197, 331
» am Os. 536
» mit *Paludina diluviana* . . . 105
» Köthen (Anhalt) 128, 140, 141
» Osnabrück . . 516

Seite

Geschiebemergel der zweiten Vereisung des Saalegebiets Fig. 2 **174**
Gigas-Schichten, Profil 496
» » , Osnabrück . . 486
Gips im Zechstein 40
Gipsfelsen, Meimerhausen . . . 43
Gipskeuper, Osnabrück 479
Glanzkohle 431, 440
Glaukonit 222
Glaukonit, Kimmeridge-Schichten 494
Glaukonitkörner 493
Glazial, Abgrenzung gegen Interglazial 556
» , jüngeres, Jena 167
» aufgearbeitete Ilmkiese . 568
Glaziale Entwässerung 538
» Schmelzwasserrinnen . 534
Glazialablagerungen, transgredierend 557
Glazialkonglomerat, permisches . 694
Gleicheniaceae 647
Glossopteris 646
Glyptostrobus europaeus 61
Goniomya angulifera 484
» *literata* 489
» cfr. *V scripta* 272
» sp. 321, 486
Gornitzer Os 535
Grabenversenkung am Hüggel . 527
» zwischen Hüggel und Silberberg 522
» im Solling 615, 618
Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau, Abb. **328**
Granulatenkreide 218
Grenzbildungen des Unteren Buntsandsteins und Zechsteins . . 56
Grenzdolomit des Kohlenkeupers 156
Grenzschichten zwischen Mittlerem Buntsandstein und Röt . . . 614
Gresslya abducta 486
» sp. 481
Grossouvria curvicosta 309
» *variabilis* 309
Grüneberger Höhenzug, Überlage-

Seite

rung des Diluviums durch Oligocän 192
Grünsande, untersenone der Granulatenkreide 219
Grundgraben 567
Grundmoränen, verschiedenaltrige 141
Gryphaea dilatata 490, 492
» sp. 486
» *vesicularis* . . 207, 208, 214

H.

Hagebuche 68
Hainbuche 68
Halbkoks 439
Hamites sp. 514
Hapalopteris 647
Haploceras sp. Taf. 7, Fig. 1, 242, 291
Harzmaterial im Unstrutkies . . 576
Haselstrauch 70
Hauptanhydrit, Zone 49
Hauptlettenkohlensandstein . 152, 162
Hauptmannsdorfer Kalk . . . 32
Hauptseeterrasse bei Heilsberg . 188
Hauptterrasse der Ehrenbreitsteiner Stufe . . 383
» im Neuwieder Becken 391, 392, 397
» , altdiluviale, des Rheins 423
» im Rheintal . . 382
Hawlea 647
Hebungsgebiet des Sollings . . 622
Hechtmoor, Schleswig-Holstein 85, 88
Hecticoceras rossiense 489
Heersumer Schichten, Profil 488, 490
Heilsberger Tertiär, Schollencharakter 190
Heleocharis palustris 112
Helicogena pomatia 608
Helix arbustorum 567, 584
» cf. *arbustorum* 568
» *costata* 171
» *fructicum* 573, 584
» *hispida* 123, 171
» *pulchella* 171
» sp. 168, 171, 573, 584

Seite

Helix striata 171
Hemicidaris cf. *hemisphaerica* . . 495
Hercynische Störungen 624
Heteroceras polyplocum 514
» *Reussi* 514
Hilssandsteinschutt 101
Hippuris vulgaris . . 83, 84, 109, 112
Hochterrasse, älteste, bei Koblenz 383
Holaster planus 514
» *subglobosus* . . . 512, 513
Hoplites pristiophorus sp. n. Taf. 3, Fig. 11 244
» *subundorae* Taf. 3, Fig. 12 u. 13 243
Holzberggruppe 621
Hornbaum 68
Hornblende 13
Hüggelsandsteinschichten . . . 461
Hüggel-Spalte 521
Humifizierung des Geschiebemergels . . . 128
» des mitteloligocänen Septarientones 129
Humussteinkohlen 456
Hyalina cellaris 606
» *cristallina* 606
» *nitidula* . . . 579, 584, 606
Hybodus sp. 507
Hydrobia cf. *Chopardi* 504
Hydrocharis morsus ranae . . 83, 84
Hypnum fluitans 88

I.

Ilex aquifolium . . . 83, 84, 109, 119
Ilm, diluviale 566
Ilmablagerungen, Fossilführung . 571
» , präglaziale . . 566
Ilmenit 16
Ilmkies, glazial aufgearbeitet . . 568
» , interglazialer 573
» , präglazialer . . . 568, 570
Ilmlauf über die Finne 571
» , interglazialer 573
Ilmschotter 566
Ilmtal, Verlegung 573

Seite

Ilmterrassen, präglaziale . . . 569
Imbricati, Gruppe der . . 215, 223
Infulaster excentricus 514
» aff. *major* 514
Inoceramus 215
» *amygdaloides* . . . 481
» *bohemicus* 36
» *Brongniarti* 514
» *dubius* 481
» *inaequivalvis* . . . 514
» cfr. *Koeneni* . . 214, 217 223
» *labiatus* 513
» *latus* 514
» *orbicularis* 512
» sp. 224, 513
» *subquadratus* . . . 224
» cfr. *subquadratus* 215, 217
» *sulcatus* 511
» *virgatus* 512
Interglazial 97
» , Abgrenzung gegen Glazial 556
» , Gliederung . . . 565
Interglaziale Fauna 582
» Flußschotter . . . 167
» Kiese . . . 327, 333
» Saale 581
» Saaleterrasse 169, 174, 179
» Terrassen 585
Interglazialer Ilmkies 573
» Ilmlauf 573
Interglaziales Stromnetz . . . 562
Interglazialablagerungen, transgredierend 55
Interglazialbegriff, Kritik . . . 551
Interglazialzeit 551
» , Akkumulation . 555
» , Erosion . . . 555
» , Flüsse 336
» , Klima 62
» , Schotteraufschüttung 555
» , Temperaturkurve 552
Intermoränal, Abgrenzung gegen Glazial 556

Seite

Intermoränal, Transgression **559, 560**
Intermoränalablagerungen, fluviatile 562
Isocardia leporina 483
» *tenera* 489
Isodonta kimmeridiensis 497

J.

Jaspisgerölle, Braunau 30
Jena, (Bl.) untere Terrasse . . 177
Juglans regia 86
Jungglazialer Sand 96
Jungtertiär, Neuwieder Becken . 429
Jungtertiäre Brüche 627
» Dislokationen . . 638
Jura, Baltischer 230
» Heilsberger Tiefbohrung 185, 230
» Oberer 101
» Osnabrück 479
» Ostpreußen 225
» , Schichtenlücken im weißen 520

K.

Kalkgehalt der Blätterasche . . 132
» des Buntsandsteins . 594
» der Oberkrume des Lösses 124
Kalksandsteine im Buntsandstein 475
» » Unteren Buntsandstein . . . 594
Kalkspat 11
Kalktuff 517, 604
» , Baustein 608
» Fossilien 606
» , Moose 606
Kaolin 600
» -gehalt des Buntsandsteins 594
» -sandstein 600
Kappenquarz 364, 370
Karneolbänke 593
Karooformation 696
Kataforit 5, 15
Kaustobiolithe, allochthone . . 542
» , autochthone . . 542
» , Terminologie . . 541
Kelloway, Fauna 304
» Heilsberger Tiefbohrung 300
» Oberes 230

	Seite
Kerosinschiefer	443
Keuper	145
» Osnabrück	479
Kies, frühglazialer	610
» , interglazialer	**328**, 333
» , präglazialer	567, 579
» , wirbeltierführend, Köthen	141
Kieseloolithschotter, Neuwieder Becken	353, 373, 421
» , pliocäne Taf. **9**	350
» des Rheins	423
Kieselschieferdiabaszüge, Harz	1
Kieskuppen	535
Kiesrücken	516
Kiesströme interglazialen Alters	327
Kimmeridge, Fauna	240
» , Grenze gegen den Korallenoolith	240
» über Macrocephalenschichten	492
» , Profil	494
» Heilsberger Tiefbohrung	232
» Osnabrück	493
» Ostpreußen	225
» -Schichten, glaukonitische	494
Klarkohle	544
Klima des Diluviums	62
» der Interglazialzeit	62
Knabbenkohle	544
Knorpelkohle	544
Knotenbildung in Wetzschiefern	3
Kohle, chemische Untersuchung Taf. **10** u. **11**	434
» , Merkmale für Allochthonie	549
» , Zerkleinerung durch Transport	548
Kohlenflöze, Hüggel	462
Kohlenkeuper	145, 151
» , Grenzdolomit	156
» , nordöstliche Randfacies	154, 160
Kohlenletten	147
Kohlenschmitze, Heersumer Schichten	487
Koks	439
Koksschiefer	439
Konkretionen im Dwyka	695
Kontaktwirkungen am Basalt	628
Korallenoolith, Heilsberger Tiefbohrung	279
» Osnabrück	492
Kreide, Schichtenlücken in der untersten	520
» Heilsberger Tiefbohrung	185, 207
» Osnabrück	504
» Ostpreußen	225
» Posen	220
» Westpreußen	225
Kreideformation, Braunau	25, 35
» Heilsberger Tiefbohrung	206
Krümelkohle	548
Kupferschiefer, Hüggel	465
» Osnabrück	467

L.

	Seite
Labyrinthodonten, Kehlbrustplatten	615
Lambertiton	230
Lamna	206, 215, 223
Lausitzer Flaschenton	327
Leda aequilatera	483, 484
» *Deshayesiana*	641
» *lacryma*	483
» sp.	484
Leinetalgraben	625
» , präoligocäner	630
Lepidodendron-Zweige	463
Lepidophyllum majus	463
Lepidostrobus sp.	463
Lepidotus	495
» sp.	507
Lesquereusia spiralis	107
Lettenkohlengruppe	145, 147, 166
» , Normalfacies	**160**, 162
» , Randfacies	162, 165
» , rote Färbung	148

Seite

Lettenkohlengruppe, Eifel . . . 151
» , Hannover . 153
» , linksrheinisch 164
» , Lothringen 153
» , Westfalen . 153
Lettenkohlensandstein, unterer . 146
Leutraschotter, Steiger 178
Lias, Osnabrück 479
Liebea Hausmanni 48
Lima alaeformis sp. nov. Taf. 4, Fig. 16 253
» *duplicata* 485
» *cenomanensis* 512
» *clathrata* Taf. 7, Fig. 9 . . 295
» *Ferdinandi* 509
» *minuta* 493, 494
» *praedispersa* sp. nov. Taf. 7, Fig. 15 340
» *proboscidea* 490
» sp. Taf. 8, Fig. 2, a, b. . . 313
» aff. *tönsbergensis* 509
Limaea acuticosta 480, 481
Limea 207
» sp. 214
Limnaea lagotis 607
» *ovalis* 607
» *ovata* 567, 568, 573, 575, 582 584
» *stagnalis* 168, 607
» *truncatula* 186, 171, 575, 584 607
Lingula Credneri 465
» sp. 207, 214
Linopteris Münsteri . . . 463, 464
Liptobiolith 541, 550
Litorina littorea 89
Litorinazeit (Flora) 74, 75
Löß, älterer 345
» , Altersbeziehungen zum Bimsstein 423
» , Altersbeziehungen zwischen den Diluvialterrassen im Rheintal 422
» , zwei ungleichaltrige . . . 339
» , Entkalkung 124
» , Entstehung . 128, 143, 346, 349

Seite

Löß, Humifizierung 130
» , Muttergestein 143
» , sekundäre Kalkung . . . 131
» » Veränderungen . 130
» , Verlehmung 124
» , Wasserkapazität 137
» , fremde Bestandteile . . . 404
» , Konchylienfauna 404
» Köthen (Anhalt) 122
» Neuwieder Becken . 355, 403
» Rheintal 422
» zwischen Weißenfels und Zeitz 337
Lössähnliche Staubsande . . . 141
Lößlehm 515, 516
» über Gehängeschutt . . 517
» Altenburg 139
Lonchopteris 646
Lucina 235
» *lirata* 270
» *scaphoidea* Taf. 5, Fig. 6, Taf. 6, Fig. 5, 6 269
» sp. Taf. 5, Fig. 1 . . . 268
» sp. 485
» *tenuis* 483
Lycopus europaeus . . 90, 109, 119

M.

Macerationsflüssigkeit verschiedener Kohlenarten Taf. 10 u. 11
Macrocephalenschichten, Osnabrück 486
Macrocephalites? 489
» *macrocephalus* . 486
» sp. 293
Magila Pichleri 287
» sp. 282, 287
Mariopteris 649
Markasit 508
Marsilidium sp. 509
Matricaria Chamomilla 134
Mattkohle 432, 441
Mattstreifen einer Streifenkohle Fig. 1 442
Melania harpaeformis . . . 504, 505
» *rugosa* 502

Seite
Melania strombiformis 507
Melaphyre, Braunau 27
Meleagrina 695
Melm 516
Menyanthes trifoliata 83, 84, 90, 109 112, 119
Micraster breviporus 514
Mikroklin 217
Milchquarzgerölle im Neocomsandstein 508
Miocän, Braunkohlenformation . 193
» , Erosion 643
» , Fluß-Sedimente . . . 421
» , Gerölle 643
» , Spaltenausfüllung . . . 116
» , Stromsystem . . 421, 423
» , Süßwasserseen 642
» , Grenze gegen Oligocän 201
» , Unteres 421
» , Heilsberger Tiefbohrung 200
» , Neuwieder Becken . . 429
» , Solling 616
Miocänsande 628
Mitteloligocän 641
Mittelrotliegendes, Lettenzone Braunau 31
» Braunau . . 25
Mittelsudetische Mulde 27
Mittelterrasse des unteren Lahntales 401
Mittelterrassen, Neuwieder Becken 383, 390, 393
Mittlerer Buntsandstein 614
» Zechstein, Osnabrück . 472
Moder 542
Modiola cuneata 486
» *lithodomus* . . . 496, 505
» *pulchra* 483
» cf. *simplex* 509
» sp. 485, 491
» *tulipaea* 490
Monotis 206, 214
Moor, diluviales 115
Moose im Kalktuff 606
Münder Mergel, Osnabrück . . 500
Muschelkalk, Osnabrück . . . 478
Seite
Muschelkalkversenkungen, voroberoligocäne 633
Muscovit 5, 217, 233, 377
Mya truncata 89
Myalina Hausmanni 463
Myoconcha decorata 480
Myophoria orbicularis 478
» *Struckmanni* 155
» *transversa* 155
Myosotis arvensis 133
Myriophyllum spicatum . . . 83, 84
Mytiloides-Pläner, Osnabrück . . 513
Mytilus membranaceus . . 497, 506
» *Morrisi* 497
» cf. *pernoides* 497
» sp. 485, 490

N.

Najas flexilis . . 108, 117, 118, 120
» *major* 83, 84, 108, 112, 117 118, 119
» *marina* 90
Napaeus montanus 171
Natica cf. *Crithea* 485
» sp. 492
» *suprajurensis* 497
Natrolith 11
Nautilus sp. Taf. 7, Fig. 2, 2a . 309
» sp. 489
Neocom, Hagen 510
Neocomsandstein über Buntsandstein 476
» diskordant auf älteren Schichten 519
» , Milchquarzgerölle im . . . 508
» , Osnabrück . . 708
Nephelin 10
Nerinea aff. *fasciata* 494
» sp. 493
Nerita Micheloti 497
Neritina fluviatilis 578, 584
Neuropterides 647
Neuropteris 646
» *ovata* 464
» *rarinervis* . . 463, 464

Seite

Neuropteris Scheuchzeri 464
Neuwieder Becken, Hauptterrasse 391. 392, 397
Niederterrassen, Neuwieder Becken 385, 388, 392
Nodosaria . . . . 206—209, 214
Nucula 235
» *Beyrichi* 467
» aff. *Calliope* Taf. 5, Fig. 8 264
» cf. *Calliope* 490
» aff. *ornati* 483
» sp. Taf. 7, Fig 14. 264, 297, 484
» *variabilis* 386, 483
Nuphar luteum 77, 83, 84, 89, 108, 119
» *pumilum* 88
Nymphaea alba 77, 87, 83, 84, 108 112, 119

O.

Oberer Buntsandstein 477
» Geschiebemergel, Heilsberger Tiefbohrung 194, 196, 197
» Geschiebemergel, humifiziert 130, 331
» Jura 101
» Zechstein 621
» » am Hüggel . . 474
Oberes Kelloway 230
» » Heilsberger Tiefbohrung 279
Oberharzer Diabaszug 1
Oberoligocän 620
» , marines 626
» als Spaltenausfüllung 616
» , transgredierend . 642
» Solling 616
Oberrotliegendes, Braunau . . 25, 33
Obersenon, Fauna 213
» , Heilsberger Tiefbohrung 206
Ockerkalk, diluvialer 94
Odontopteris 646
Ohlsdorf-Hamburger Torflager . 121
Olea europaea 86
Oligocän, überlagert Diluvium . 192
Oligocän, Unterbrechung der Sedimentation 642
» , Eschershausen . . . **634**
» , Heilsberger Tiefbohrung 202
Oligocarpia 647
Olivindiabas (Analyse) **19**
Olivinführende Diabase 2
Onychites sp. 486
Oolithe im Buntsandstein . . . 595
» des Hauptrogensteins (Bathonien) 366
Oolithischer Brauneisenstein im Lias 479
Oolithischer Buntsandstein, Analyse **597**
Opis 235
» *pulla* Taf. 4, Fig. 11, a . . 266
» sp. 267
Oppelia 240
» *fusca* 484
» sp. 483
» sp. aff. *lingulatae* Fig. 4 396
Orcula doliolum 607, 608
Ornatenton, Osnabrück 487
Orthis sp. 368, 390
» *striatula* 364
Os als erodiertes Stück einer Hochfläche 536
» , Gornitz 535
» , Straduhn 534
» , Theerofen 535
» , Zaskerhütte 532
Oser bei Schönlanke Taf. 14 . . 532
Osgraben 532, 534
Osnabrück, Aufbruchszone südlich 519
» Sennesande 532
Osprofil **537**
Osstrom 535
» , Verhalten zum Schmelzwasserstrom 538
Ostrea eduliformis 485
» *falciformis* 497, 498
» *Knorri* 483, 485
» *Merceyi* 214
» sp. aff. *Merceyi* 208
» *monsbeliardensis* 261
» *multiformis* . . . 494, 497, 499

Seite

Ostrea solitaria 491, 492
» sp. 208, 215, 223, 317, 486, 491
» sp. Taf. 6, Fig. 1 261
Oszillationen des Landeises . . 74
Oszillationsbildungen 97
Ovopteridium 676
» *Bronni* 680
» *schatzlarense* . . . 679
» *Schumanni* . . . 677
» *Vüllersi* 678
» *Walteri* 682
Ovopteris 649, 669
» *Burgkensis* 673
» *chaerophylloides* . . 671
» *cristata* 675
» *fasciculare* 683
» *Gutbieriana* . . . 681
» *herbacea* 674
» *karwinensis* . . . 670
» *rutaefolia* 670
» *Schwerini* 672
Ovopteroideae 650
Oxford, Oberes, Fauna 282
» , » , Heilsberger Tiefbohrung 279
» , Unteres, Fauna 287
» , » , Heilsberger Tiefbohrung . . . 285
» , » , Ostpreußen . . 299
» , » , Westpreußen . 299
Oxycoccos 88

P.

Pachydiscus peramplus 514
Palaeoniscus Freieslebeni . . . 467
Palmatopteris 649
Paludina fluviorum 505
» cf. *scalariformis* . . . 505
» sp. 502
Parkinsonia ferruginea 483
» sp. 484
» *Württembergica* . . 483
Patula rotundata 606, 608
Pecopterides 647
Pecopteris 646
» *abbreviata* . . . 463, 464
» sp. 463

Seite

Pecten aequivalvis 480, 481
» *aff. comati* Taf. 4, Fig. 4, a 253
» *ambiguus* 485
» *annulatus* . . . 254, 494, 497
» *asper* 36
» *Buchi* 254
» *cinctus* 509
» *concentricus* 257
» *decussatus* 642
» *demissus* 257, 316
» *erraticus* 257
» *Flamandi* 255
» *germanicus* 258
» *gothicus* sp. nov. Taf. 4, Fig. 6, 7 256
» *inaequicostatus* 485
» *lens* . . . 254, 255, 483—485
» *lunaris* 480
» *nudus* 254
» *nummularis* 258
» *orbicularis* . . . 36, 258, 509
» *procerus* 235
» » Taf. 4, Fig. 1—3 255
» *rypheus* 255
» *solidus* 256
» sp. 316
» sp. nov. Taf. 4, Fig. 5 . . 255
» *strictus* 494
» *subcomatus* 254
» *subfibrosus* . . . . 490—492
» *suprajurensis* 254
» cf. *vimineus* 492
» cfr. *virgatus* . . . 206, 214
» *vitreus* 257
Pectunculus obovatus 642
Peltoceras arduennense Taf. 6, Fig. 9 285
293
» *Constanti* 489
Pentacrinus basaltiformis . . . 481
» sp. 277
Perisphinctes convolutus evexus . 308
» » *ornati* . 308
» » *parabolis* 308
» *curvicosta* 308
» aff. *curvicosta* Taf. 7, Fig. 7 307

Seite

Perisphinctes funatus 486
» *indogermanus* . . . 309
» *rjasanensis* 308
» sp. . . . 243, 486, 489
» sp. ind. 283
» *tenuiplicatus* . . . 485
» cfr. *virguloides* Taf. 6, Fig. 8 242
Permisches Glazialkonglomerat . 694
Perna Muleti 509
» cf. *subplana* . . . 490, 492
Petasia bidens 568, 584
Phaenodesmia cuneiformis Taf. 7, Fig. 11, a, b, 12 296
Phanerogame, diluviale 102
Pholadomya acuticosta 485
» *baltica* Taf. 5, Fig. 9 273
» *canaliculata* . . . 489
» *exaltata* 491
» cf. *gigantea* . . . 509
» *multicostata* . . . 489
» *Murchisoni* . . 485, 486
» sp. 224, 274
» *Württembergica* . . 484
Phragmites communis 83, 84
Phyllopora Ehrenbergi 469
Physa cf. *Bristowi* 503
Picea excelsa 67, 90, 107, 108, 113, 117, 118
» *Pinus* 90
Pinna Buchi 486, 487
» *iburgensis* 509
» *lineata* 490, 491
» *rugosa* 485
» sp. 313, 483
Pinus austriaca 133
» *pinaster* 132
» *silvestris* . . 107, 108, 112, 118
Pisidium amnicum . . . 168, 567, 584
» *fossarinum* . . . 568, 584
pusillum 607
Placuna jurensis 260
Placunopsis patelliformis Taf. 4, Fig. 10, a 260
» sp. Taf. 7, Fig. 10 . 317
» sp. 259

Seite

Plänerschotter 610
Plagioklas 4
» -Nephelingesteine . . 11
Planorbis albus 573, 584
» *marginatus* . . . 573, 584
» *Roßmäßleri* . . 573, 584
» *rotundatus* 168
» sp. 168
Plattendolomit, Hannover 42—48, 53
Plattenkalk, Eimbeckhäuser . . 500
Plattenkohle, böhmische . 432, 445
Pleuromya Alduini 489
» *donacina* . . . 485, 486
» *sinuosa* 489
Pleurophorus costatus . . . 465, 466
Pleurotomaria aff. *granulatae* . . 310
» sp. . . . 248, 310, 489
Plicatula spinosa 480
Pliocän, Kieseloolithschotter Taf. 9 350
» , Neuwieder Becken 353, 373, 429
Polygonum tomentosum 90
Polystichum Thelipteris 107
Populus sp. 118
» *tremola* 108
Porphyr, Rudelsdorf 28
» , Tuntschendorf . . . 28
Porphyrtuff 28
» , jüngerer, Braunau . 28
Posidonia Buchi 484
Posidonienschiefer, Osnabrück . 481
Posidonomya Buchi 483
» *ornati* 486
» sp. 486
Postglazialer Saaleschotter . . 180
Postglaziale Steppenperiode . . 143
» Waldperiode . . . 143
Posthume Gebirgsstörungen . . 638
Postvulkanische Prozesse . . . 628
Potamogeton compressus 86
» *crispus* 89
» *densus* . . . 103, 118
» *filiformis* . . . 86, 108
» *fluitans* 118
» cfr. *fluitans* . . 86, 108
» *gramineus* 108
» cfr. *lucens* 118

Seite

Potamogeton natans 86, 108, 112, 118
» cfr. *natans* 89
» *pectinatus* 118
» » var. *vaginata* 108
» *perfoliatus* . 86, 108, 118
» *praelongus* . . 108, 118
» *pusillus* 86, 108, 112, 116
» *rutilus* . . . 108, 118
» sp. 83, 84, 89, 108, 118
» *trichoides* . . 117, 118
Präglaziale Fauna . . 168, 575, 579
» Flußschotter . . . 167
» Ilmablagerungen . . 566
» Ilmterrassen . . . 569
» Saale 580
» Saaleterrassen . . . 579
» Saaleterrasse, unterste (Fauna) . . . 167
» Terrassen in Thüringen 566
Präglazialer Ilmkies . . . 570, 586
» Kies 567, 579
» Sand 570
» Schotter 567
Präglazialzeit 572
Präoberoligocäne Brüche . . . 627
Präoligocäne Dislokationen 612, 637
Präoligocäner Leinetalgraben . . 639
Prehnit 11
Productus horridus . . . 465, 469
Proterobas 2
Protocardia concinna 483
» *intexta* . . . 489, 491
Protocardium borussicum Taf. 7, Fig. 14 270
» *intermedium* Taf. 7, Fig. 13 270
» sp. 271
Protozoen 367, 376
Prunus Padus 89
Pseudo-Cannel-Kohle Taf. 10 u. 11 431
» , Zeche Consolidation 448
» , Zeche Rheinpreußen 446

Seite

Pseudomonotis echinata 483, 485, 486
» *Münsteri* 251
» *speluncaria* . . . 469
» *substriata* . . . 481
Pseudomorphosen von Brauneisenstein nach Eisenspat 471
» -artiger Analcim im Innern von Plagioklaskrystallen . . . 9
Pteridophyten-Treppenhydroide . 445
Punctum pygmaeum 606
Pupa alpestris 171
» *angustior* 171
» *muscorum* 123, 171, 339, 341, 343 584
Pupilla muscorum 607
Purbeck, Süßwasserfauna, Osnabrück 504
Pyknodontenzähne 494
Pygurus jurensis 495
» sp. 493
Pyropissit . . . 541, 543, 545, 550
» , gedrifteter 548
Pyropissitische Braunkohle 542, 548
Pyroxen Taf. 1, Fig. 1 12

Q.

Quader, Wünschelburger Lehne . 26
Quadraten-Kreide 218
Quartärbildungen, südliches Hannover 604
Quartärschichten, pflanzenführende 62
Quarzporphyr, Braunau 28
Quarzschotter, untermiocäne, Neuwieder Becken 381
Quellen auf Spalten 605
Quenstedticeras Lamberti . . . 489
» *Sutherlandiae* . 489
Quercus pedunculata . 69, 86, 88, 89
» *robur* . . 69, 83, 84, 87, 89
» *sessiliflora* 69

R.

Ranunculus cfr. *Flammula* . . . 112

Seite

Ranunculus sp. (Batrachium) . 83, 84
Rauchwacke 42, 44, 45
» , Mittl. Zechstein, Osnabrück 472
» , Ob Zechstein, Hüggel 474
Renaultia chaerophylloides . . . 671
Rät-Lias, Heilsberger Tiefbohrung 322
Rhamnus Frangula 89
» *Roßmaeßleri* 61
Rhein, Störungsperioden am . . 423
Rheingeschiebe, rezente 388
Rheininseln, Neuwieder Becken . 385
Rheinische Störungen 624
Rheinrinne, alte 385, 393
Rheinterrassen, diluviale, Neuwieder Becken 382
Rhinoceros tichorhinus 141
Rhodea 649
Rhynchonella Cuvieri 514
» *personata* 275
» sp. 214, 216, 224, 275, 321
» *uncinatocostata* Taf. 5, Fig. 11 275
» *varians* 321, 483, 485
Rhynchospora sp. 108
Rieselkohle 544
Robulina 206
Röhrichtboden 549
Röt 477
Rosa lignitum 61
Rotalia 208
Rote Gesteine im Kimmeridge . 493
Roter Salzton im jüngeren Steinsalz 49, 54
Rotliegendes, Mittel-, Braunau . 25
» » , Lettenzone, Braunau 31
» , Ober-, Braunau 25, 33
» , Unter-, Crainsdorf 25
Rotpläner des Turons 513
Rubus sp. 119
Rumex acetosa 134
» *acetosella* 133
» *hydrolapathum* 90
Rupelton 641
Ruppersdorfer Kalk 30

Seite

S.

Saale, diluviale 566
» , interglaziale 581
» , untere, präglaziale . . . 580
Saaleschotter, postglazialer . . . 180
Saaleterrassen, interglaziale 169, 174, 179
» , präglaziale . . . 579
Saccopteris 647
Salix aurita 88
Salzlager, Staßfurter Typus . . 53
» , Werra-Typus . . . 53
Salzlagertypen 46
Salzton, grauer 54
» , roter, im jüngeren Steinsalz 49, 54
Samland, Braunkohlenformation 58, 201
Sapropelsteinkohlen 456
Sapropeltorfe 453
Scaphiten-Pläner, Osnabrück . . 514
Scaphites aequalis 512
» *Geinitzi* 514
Schaumsandstein 596, 602
Schizodus obscurus . . . 48, 469
» *Schlotheimi* 48
» cf. *Schlotheimi* . . . 473
» sp. 45, 466
» *truncatus* 466
Schlämmhumus 543
» -moder 543
» -torf 543
Schlickbildung 563
Schloenbachia Coupei 512
» *varians* 512
Schmelzwasserrinne, glaziale . . 534
Schmelzwasserrinnen, aus Osströmen entwickelt 538
Schotter unter Geschiebelehm . 610
» » Lößlehm . . . 610
Schwarzerde, Köthen 122
» , Rußland 142
Schwarzerdebildung 130
Schwarzerle 67
Schweelkohle 543
Schwemmhumus 542
» -moder 542
» -torf 542

	Seite
Schwerspat	471
» Ob. Zechstein, Hüggel	474
Scirpus caespitosus	88
» *lacustris* 83, 84, 90, 108,	112
Scrobicularüdarum sp. Taf. **7**, Fig. 13	297
Sedum Telephium	133
Seesterne, Siegener Schichten Taf. **19**, Fig. 1	698
Selachier-Zähne	206
Senecio Jacobaea	134
» *vulgaris*	133
Senftenberger Tertiärflora, Alter	58
Senftenbergia	647
Sennesande, Osnabrück	515
Senon, Unter-, Ostpreußen	219
» , Ober-, Heilsberger Tiefbohrung	206
Septarienton, Humifizierung	129
Sequoia Langsdorfi	61
Sericodon Jugleri	498
Serpula	495
» *coacervata* 500,	502
» *convoluta*	485
» *marginalis*	277
» *planorbis*	469
» *rotundoquadrata* Taf. **5**, Fig. 12a, b, c, 13a, b, c	276
» *septemsulcata*	37
Serpulit, Osnabrück	500
Siegener Schichten	698
» » , Seesterne Taf. **19**, Fig. 1	698
Sigillariostrobus sp.	463
Silberbergmassiv, Hauptverwerfung	526
Silurische Diabase Taf. **1**	1
Sinapis arvensis	134
Solanum dulcamara	89
Solen radiatus Taf. **5**, Fig. 10	272
Sommerlinde	69
Sparganium minimum	90
» *ramosum*	118
» *simplex* 83,	84
» cfr. *simplex*	108
» sp. 89,	90
Spateisenstein	468
Spateisenstein als Umwandlung des Zechsteinkalkes	470
Sphagnum fimbriatum	119
» sp.	119
» *subsecundum*	119
» *teres*	119
Sphenolepis sp.	503
Sphenophyllum emarginatum	463
» sp.	464
Sphenopteriden Taf. **17** u. **18**	645
Sphenopterides	647
Sphenopteridium	649
Sphenopteris	646
» *Andraeana* Taf. **17**, Fig. 4	662
» *Bäumleri*	668
» *bermudensiformis*	659
» *dicksonioides*	669
» *Falkenhaini* Taf. **17**, Fig. 5	659
» *fragilis*	658
» *Hoeninghausi* Taf. **18**	660
» *Laurenti* Taf. **17**, Fig. 7	666
» *macilenta*	665
» *obtusiloba*	664
» *Potieri*	668
» *rutaefolia*	464
» *trifoliolata*	662
» *trigonophylla* Taf. **17**, Fig. 6	666
Sphenopteroideae	650
Spirifer auriculatus	364
» *carinatus*	368
» *cristatus*	469
» *hercyniae*	368
» *undulatus*	469
Spongien	514
Spongilla sp	109
Staphylaea pinnata	86
Staßfurter Typus	46
Staubkohle	548
Staubsande, lößähnliche	141
Steinkohle, Hauptarten	431
Steinkohlenformation, Hüggel	461
Steinsalz-Pseudomorphosen im Serpulit	503
Stellaria media	133

Seite

Stephanoceras coronatum 285, 292, 305
» sp. 292
Steppenperiode, postglaziale . . 143
Stereocidaris Reussi 514
Stieleiche 69
Stigmarien 463
Stinkkalk, Hüggel 465
Störungen, alttertiäre 628
» , diluviale, Neuwieder Becken 427
» , hercynische 624
» , rheinische 624
» , tektonische, während des Jungtertiärs . . 426
» , vortertiäre 628
Störungsperioden am Rhein . . 423
Straduhner Os 534
Strandkiefer 132
Stratiotes aloides 83, 84
Streifenkohle 432
» , westfälische . . . 440
Streptorhynchus pelargonatus . . 469
Stromnetz, interglaziales . . . 562
Stromsystem, miocänes . . 421, 423
Strophalosia Morrisi 469
Strophomena laticosta 368
Strudellöcher Fig. 5 . . . . . **546**
Succinea oblonga 123, 167, 168, 171 339, 341, 343, 584, 607
» » var. *elongata* . 579
» *Pfeifferi* . . . 573, 584, 607
» *putris* 568, 584
» *Schumacheri* 168, 171, 569, 584
Süßwasserseen, Miocän 642
Sumpftorfe 453

T.

Tachea hortensis 607
Tancredia sp. 485
Taxodium distichum 61
Taxus baccata 118
Teleostier-Reste 206, 223
Tellina baltica 89
» *Beushauseni* 272
» sp. Taf. 5, Fig. 3 . . . 272
Temperatur in der Interglazialzeit 552

Seite

Tentaculites scalaris 390
Terebratula 208
» *Becksi* 514
» *elongata* 469
» cf. *Moutoniana* . . 509
» *semiglobosa* 514
» sp. 214, 276, 322, 485, 490 512
» sp. cf. *ventricosa* . . 321
» cf. *Stutzi* 490
» *subsella* 495
» *vulgaris* 478
Terebratulina rigida 512
Terrasse, untere, Blatt Jena . . 177
Terrassen, diluviale Taf. 9 . . . 349
» , interglaziale 585
» , präglaziale Thüringen 566
» von interglazialen Schottern der alten Saale und Unstrut 336
Terrassenbildung im Kalktuff . . 605
» Bendorf Abb. . **398**
» Pfaffendorf bei Koblenz Fig. 1 **384**
» linkes Steineufer bei Braunau 37
Tertiär, Lagerung 637
» als Spaltenausfüllung . 616
» , Eschershausen Fig. 2 . **634**
» Gräfenhainichen-Schmiedeberg 330
» Heilsberger Tiefbohrung 185, 190
» , Neuwieder Becken 348, 361
» , Wengelnstedt Fig. 3 . . **634**
Tertiäre Dislokationen 612
Tertiärflora, Samland 58
» , Senftenberg . . . 60
Tertiärgräben im Solling . . . 617
Tertiärversenkung des Reiherbachs im Solling 617
Teutoburger Wald, Aufbruchszone 519
Teutoburger Wald-Spalte südlich von Osnabrück 520
Theerofener Os 535

Seite

Thracia 235
» *declivis* Taf. 6, Fig. 7 . . 274
Thüringerwaldgesteine im Weserschotter 631
Tilia cordata 90
» *europaea* 89
» *platyphyllus* . 69, 83, 84, 87, 109 117, 119
» sp. 90
» *ulmifolia* . . . 89, 90, 117, 119
Titanaugit 12
Titaneisen 6
Titanit 15
Titanmagnetit 6
Tongallen 475
Torf 515, 542
» , brasseniaführender 65
» , diluvialer 105
Torflager, diluviales . . . 112, 114
» , Ohlsdorf-Hamburg . 121
Tornatella Pellati 497
Toter Kalk, Ostpreußen . . . 210
Toxoceras turoniense 514
Trapa natans 66, 71, 73, 79, 80, 83 84, 88, 89
» » var. *subcoronata* . 86
Traubeneiche 69
Trias, Abtragungen der — im Alttertiär 631
Trichia hispida 607
Trichites sp. 495, 497
Trigonia cf. *Alina* 494
» *clavellata* . . . 489, 491
» *costata* 483
» *imbricata* . . . 485, 486
» *interlaevigata* 485
» *papillata* 490, 494
» sp. . . . 264, 318, 483, 492
Trigonostoma obvoluta . . 607, 608
Triodopsis personata 607
Trochocyathus sp. 299
Trochus balticus sp. nov. Taf. 7, Fig. 5, 5a 311
» *borussicus* sp. nov. Taf. 7, Fig. 3, a, b, 4, a . . . 312
» *laevis* 480

Seite

Trochus monilitectus 485
» sp. 480
Trockenrisse in allochthoner Braunkohle 549
Truncatulina 206
Tuffsande, graue 412, 416
Turbo 248
» *cyclostoma* 480
» *helicinus* 48, 469
» *obtusus* 469
» sp. 480, 496
Turon, Braunau 36
» , Heilsberger Tiefbohrung . 217
» , Osnabrück . . . 512, 513
Tutenmergel, Deutsch-Südwestafrika 695
Tychia sp. 112

U.

Unicardium gibbosum 485
Unio 168
» *batavus* 573, 584
» sp. 505, 506
Unstrut, diluviale 566
» , präglaziale 574
Unstrutkies, Harzmaterial im . . 576
» , interglazialer . . . 578
» , präglazialer . . . 574
Unstrutmündung, präglaziale . . 580
Unstrutterrassen, präglaziale . . 574
Unterer Buntsandstein 594
Unteres Oxford, Fauna 287
» » , Heilsberger Tiefbohrung . . . 285
» » , Ostpreußen . . 299
» » , Westpreußen . 299
Untermiocän 2, 327, 421
Untermiocäne Quarzschotter, Neuwieder Becken 370, 381
Untermiocänes Stromsystem 368, 369
Unteroligocän 338, 340
» , Basis 635
» , marines 640
» , transgredierend . 640
Unterpliocän 421
Unter-Rotliegendes, Crainsdorf . 25
Untersenon, Ostpreußen . . . 219

Seite

Untersenone Grünsande der Granulatenkreide . . . 219
Urtica dioica 134

V.

Vallendarer Schichten 353, 363, 364 369, 370, 371, 374, 377, 399, 421
Vallonia costata 584, 606
» *costellata* 568, 579
» *pulchella* . . . 579, 584, 606
» *tenuilabris* . . . 581, 584
Valvata helicoides 502, 503
» sp. 502
Variolitbildung 1
Venus sp. 480
Vereisung, ältere, im Saaletal, Südrand 181
» , Rückzug 554
» , Vorstoß 554
Verkalkung des Unteren Buntsandsteins 602
Vermicularia concava 36
Veronica arvensis 133
Vertigo alpestris 175
» *pygmaea* 171, 607
» *substriata* 175
Viburnum Opulus 89
Vitis teutonica 61
Vitrea crystallina 171
Vitrina elongata 584

W.

Walchia piniformis 467
Walchienflora im Ottendorfer Kalk 32
Waldperiode, postglaziale . . . 143
Wallberge 532
Wealden, Osnabrück 504
Weichselia Mantelli 509
Weißbuche 68
Weißer Jura, Osnabrück . . . 487
Wellenfurchen 475
Werratypus 46
Weserklippen 614
Weserschotter, altdiluvialer . . 630

Seite

X.

Xenacanthus 30
Xerophila candidula . . . 579, 584
» *ericetorum* 608
» *striata* 567, 579, 582, 584

Z.

Zaskerhütter Os 532
Zechstein, Mittlerer, Osnabrück . 472
» , Oberer, » 473, 621
» , » im Waldeckischen . . . 55
» , dolomitischer . . . 468
» , Braunau 27
» , Hüggel . . . 464, 465
» , Osnabrück . . 472, 479
» , Stadtoldendorf . . . 40
» , mittleres Weser-Leinegebiet 39
Zechsteindolomit 39, 41, 52
» , Oberer. . . . 50
» , » , am Südrande des Harzes 47
Zechsteinkalk, Umwandlung in Brauneisenocker 470
» Umwandlung in Spateisenstein . 470
Zechsteinkonglomerat 465
Zechsteinletten 41, 44, 45
» , Stadtoldendorf . 50
Zechsteinsalzlager 46
» , Auslaugungsprozeß im . 621
» bei Stadtoldendorf und Meimerhausen . 48
Zellenkalk des Mittleren Zechsteins bei Osnabrück 472
Zeolithbildung 1
Zirkon 217
Zonitoides nitidus 606
Zua lubrica 607
Zuschlagkalk (Analyse) 468

Orts-Register.

(Die Meßtischblätter sind gesperrt gedruckt. — Die Zahlen der Seiten, welche Abbildungen, Profile etc. enthalten, und die Tafelnummern sind ***fett*** *gedruckt.)*

Seite

A.

Adelebsen im Solling 616
Ablebach im Solling . . 618, 624
Ahlequelle im Solling 617, 618, 624
Ahlsburg 619, 622, 638
Ahnenberg im Solling 617
Albrechtshof, Bl. Bendorf . . . 400
Alfeld 99
Alfeld 100
Allenberg 228
Alsterkamp 115
Almke bei Helmstedt 156
Alteck bei Neuwied 409, 416
Altenbergen 113
Altenberger Kopf, Bl. Coblenz . 399
Altenburg 544
Altwied, Bl. Neuwied 401, 402, 404, **408**
Amelieth 617
Ammerbach-Wöllnitz 178
Andernacher Pforte 382, 401, 404, 408
Anhalt 327
Anhausen 409, 416
Apfelberg bei Wolfersdorf . . 599
Apolda 585
Arnoldsdorf 225
Arnsfelde 532
Aubachtal bei Oberbieber . . . 409
Augustaschacht am Hüggel 466, 468

B.

Backenberg bei Dransfeld . . . 642
Baiermühle bei Braunau . . . 30
Baldeggersee i. d. Schweiz . . . 86
Balgstädt 568, 586
Banteln 100
Barfelde i. Hann 100
Bartin 237, 238
Barzdorf bei Braunau 27
Baumannsknollen bei Hagen 503, 505
Baumbach, Bl. Montabaur . . 370, 372
Beckerode 494
Belzig 83
Bendorf . 383, 385, 396, 397, **398**, 404
Bieberstein bei Braunau . . . 28
Bienhorntal, Bl. Neuwied . . . 396
Birkigt bei Braunau 25
Bischofswerder 225
Bobenhausen i. d. Schweiz . . 86
Boberg bei Hagen 506
Bodenbach, Bl. Neuwied . . . 404
Bodenfelde 617, 618, 628
Bollensen 617, 628, 629
Bor (Italien) 86
Börthen 593
Borgberg . Taf. **13** 459, 500, 503, 509
Bramburg im Solling 616, **626**, 627, 632, 643, 644
Braunauer Land Taf. **2** . . . 23
Braunsberg (Ostpreußen) . . . 226
Braunsburg a. Rh. 409
Braunsrode bei Goßlershausen 219, 229
Bretschkehmen bei Darkehmen . 228
Breve 511, 513
Brexbach, Bl. Bendorf 379
Brexbachtal, Bl. Montabaur 370, 372, 380
Brüggen 99, 100
Bükersberg Taf. **13** . . . 482, 488

Seite

Bürgel 586
Buerstrang 459
Burgäschi i. d. Schweiz . . . 86
Burgberg 619
Burgkemmnitz 329
Burkersdorf 599
Buttelstedt 585
Butterberg bei Hagen 483
Buttstädt 585

C.

Camburg 173, 587
Camburg 587
Coblenz 385, 386
Comtureiholz 585
Conradswaldau i. Schl. 31
Cranz 228
Crainsdorff 25
Cuculau 587

D.

Dachsberg bei Immendorf, Bl. Koblenz 378, 380
Dammfurter Brücke 585
Darnstedt 573, 585
Dassel 99, 613
Dassel 619
Dehnsen 100
Delliehausen 616
Denkiehausen 620, 637
Denzerheide, Bl. Ems . . . 379, 380
Derental 618, 624, 632
Dicknerberg am Hüggel . . . 477
Dierdorf 416
Diessetal 620
Dinkelhausen 617
Dissau 586
Dobichau 588
Dörenberg 459, 481
Dötzum 100
Dolgen i. Mecklenburg . . . 85, 87
Domprobst-Sundern . . 460, 461, 522
Dransfeld 98
Dransfeld 90, 637
Drespetal 100
Driburg 628
Dürnten i. d. Schweiz 83

Seite

E.

Ebenfelder Hof, (Bl. Bendorf) 371, 372, 409
Eberstedt 585
Eckartsberga 585
Ehrenbreitstein 383, 399
Eimsen 99
Eisenberg 590, 593
Eisenberg 601
Eisleben 467
Elbing 226
Elfas 620, **634**, 638
Ellenberg bei Hagen 481, 482, 484, 486 488, 493
Engers, Bl. Bendorf 392, 393
Erdmannsdorf bei Roda . . . **597**
Eschershausen 99
Eschershausen 617, 634, 635, 636, 640, 641
Eulau 588
Eydtkuhnen 228

F.

Fahr, Bl. Neuwied 383, 395
Fahrenkrug in Schleswig-Holstein 83
Fallersleben 154, 157
Feldberg bei Lippoldsberg . . 644
Fichtenhainichen **546**
Finne (Thüringen) 571
Fischhausen 227
Fläming 331
Forsthaus Delliehausen 617
» Grimmerfeld 617
» Knobben 617
» Landshube . 363, 370, 377
» Prielang **536**
» Steinborn 617
Frauenburg 226
Freden 49
Freden 99
Freyburg a. U. 586, 588
Friedland i. Schl. 33
Fritzen 228
Fritzow 238
Fuchshäuser bei Braunau . . 28

Seite

G.

Galgenberg bei Jena 167, 586
» » Kunitz . . . 170, 172
Gandersheim 39, 44
Gebrannter Hof nördl. Hüllenberg 416
Gehren, am 620
Geierkopf, Bl. Coblenz . 378, 380, 404
Gellenbeck . . . 492, 494, 497, 499
Gembdenbach 180
Georgenburg 228
Gera 590, 596
Gera 466
Gerlachstal, Kl. 3
Gerstewitz 544
Gitzenheide 372
Gladbach, Bl. Bendorf . 396, **414**, 417
Glashütte 586
Gnäditz 345
Gönnersdorf, Bl. Neuwied . . . 396
Goldbach 459, 460, 585
Golmbach 621
Golpa, Kreis Bitterfeld . . . 327, 329
Goltewitz 327
Gornitz (Bl. Gr. Drensen) . 535, 538
Goseck 579, 588
Gottersätersmossen in Schweden 85, 89
Gräfenhainichen - Schmiedeberger Plateau Abb. **328**
Graudenz 225
Gremmin 327
Gronzau 416
Grenzhausen, Bl. Bendorf 379, 381, 383
Größnitz 568, 586
Gronau i. Hannover 99, 100
Gronau 99, 610
Gr. Blösse 614
Gr. Drensen 532
Gr. Förste (Hannover) 158
Großheide 473
Gr. Heringen 572, 585
Gr. Jena 581, 588
Groß-Räschen **547**
Groß-Steinort 228
Gr. Wangen 586
Gr. Zöllnig (Bohrung) 161
Grube Consolidation 451

Seite

Grube Emma bei Streckau . **546**, **549**
» Franz bei Gerlebogk in Anhalt 544, **549**
» Hedwig bei Wildschütz 339, **340**
» Justus I b. Volpriehausen 616, 642
» Minister Stein 451
» Preußen bei Meuselwitz . 547
» Rheinpreußen 451
Grünenthal in Schleswig-Holstein 83
Grüßau i. Schl. 31, 33
Gudin-Trakehnen 228
Gumbinnen 228
Gutschbach 585

H.

Hagen 458, 487, 491
Haindorf bei Braunau 28
Halbstadt bei Braunau 25
Halle 336
Hameln 630
Hardegsen 613
Hasseltal **19**
Hasenberg bei Ems Fig. 4 . 404, **406**
Hasenbeutel i. Solling 617
Heidberg bei Hagen Taf. **13** 481, 503, 509
Hayn 586
Heddesdorf 416
Heidburg bei Hagen Taf. **13** 481, 503, 509
Heidhorn 461, 481, 498
Heidhornberg . 460, 462, 465, 509, 519
Heilsberg (Bohrung) . . . 182—325
Heimbach, Bl. Bendorf 397, 403, 404, 416
Heimbacher Wald bei Burghof, Bl. Bendorf 379, 381
Heinum 100
Heinumer Leine 100
Heinzendorf bei Braunau . . 30, 31
Heisternest (Putziger Nehrung) . 226
Hela 226
Hellental 614, 620, 624, 632
Helmstedt 154
Henne bei Naumburg 588
Hermsdorf bei Braunau 27
Herste 628
Hilgert, Bl. Montabaur . . . 370, 373

Seite

Hillscheid, Bl. Montabaur . 376—381
Hils 98
Hilwartshausen . 619, 620, 638, 642
Himmelreich bei Kösen 587
Hirschrodaer Graben 568, 586
Höhr, Bl. Montabaur . 370, 377, 381
Höhr-Grenzhausen, Bahnhof . 370, 372
Höhrer Hof, Bl. Coblenz . . . 370
Hörden am Harz 48
Höxter 628, 644
Hof Scheidewinkel bei Braunau . 28
Hohenfelde 514
Hohenmölsen 337, 580
Hohenrade 228
Hohenzollern (Salzbergwerk) . . 49
Hoher Hagen 643
Holzberg 619, 621
Holzhausen 476
Holzhauser Burg . . . 480, 482, 508
Holzminden 630, 631, 632
Homburgwald 40, 620, 622
Horchheim bei Coblenz . 394, 396, 399
Horchheimer Höhe 397
Hügelberg b. Wenigenjena Fig. 1 170, **172**
Hüggel . . . . . 474—527
Hüggelgebiet . Taf. **12**, **13** . . 459
Hüllenberg, Bl. Neuwied . . . 401
Hümmling 111
Hupprich bei Braunau 28
Hutberg bei Braunau . . . 25, 36

I.

Iburg 487, 491
Ilme 632
Irlich, Bl. Neuwied 383, 396
Insterburg 228
Isenbach, Bl. Montabaur . . . 371
Isenburg 416
Iserbachtal 409
Ith 98, 604
Ital 617

J.

Jacobshof, Bl. Neuwied . . . 404
Jägerberg am Hüggel 476
Jägerstuhl, Bl. Neuwied . . . 404
Jäknitz bei Zinten 228

Seite

Jaucha 343, 344
Jena 586
Jennertal bei Wenigenjena . . 173
Johannesberg bei Braunau . . 25
Judschen 228
Jühnde 98

K.

Kaan 416
Kahla 590, 596
Kalbitz 585
Kaltwassertal bei Braunau . . . 27
Kalwe 229
Kampbach östlich Schoningen . 629
Kamsdorf 470
Kapellenberg 585
Kappenberg . . . . . Fig. 2 **634**
Karalene 228
Karlshafen 614, 631, 632
Katernstein bei Holzminden . . 631
Katze 587
Katzelberg bei Wetzendorf 575, 586
Kauster bei Geidau 227
Kayna 601
Kellberg 622
Kemberg 94, 328
Kesselberg 593
Kesselheim bei Coblenz 386
Kieler Föhrde 85, 88
Kielmannseggeschacht . . 466, 467
Kiesel bei Arenberg . . . 370, 372
Kieselberg bei Rhens 364, 370—372
Kirchberg bei Friedland i. Schl. 33
Kiwitten 199
Kl. Cromsdorf 573
Kl. Drensen 532
Kl. Heringen 587
Kl. Jena 581, 588
Kleindembach, Bl. Orlamünde . 600
Kleinpörthen (Bl. Kayna) . . . 601
Klepzig (Anhalt) 130
Klepzig 141
Kletzowa (Rußland) 83
Klieken 334
Klietzen (Anhalt) 122
Klinge 83

Seite

Kochersgraben in Wenigenjena . 173
Königs-Wusterhausen 563
Köpsen 343, 345
Kösen **174**
Köthen (Anhalt) 122
Kohlengrund bei Braunau . . . 25
Kraftdorf (Bl. Gangloff) . . . 601
Kranz 228
Krapen 229
Kratzkopgerhof, Bl. Coblenz . . 399
Krebsberg, Bl. Coblenz 399
Kreuzbusch 617
Krusenpaß bei Hagen 475, 479, 503, 507
Krutzelried i. d. Schweiz . . . 86
Kubakoppe bei Braunau . . . 28
Kuhgrund in Schleswig-Holstein . 83
Kunitz 586

L.

Laacher See 422
Laasen 587
Labiau 228
Landeshut 31
Landshube, Forsthaus . 363, 370, 377
Langenberg 590, 596, 598
Langenberg 598
Langendorf 570, 588
Lauenberg a. Solling 44, 616, 617, 619, 624, 632
Lauenburg a. d. Elbe 83
Lauenstein 604
Leinetal 625, 639
Leißling 588
Lengefeld 587
Lenne i. Solling . 620, 633, 636, 641
Lennetal . . . . . Fig. 3 634
Lerchenberg 585
Leutesdorf, Bl. Neuwied . . . 396
Lichterkopf, Bl. Coblenz . . . 399
Lichtfelde 229
Limburger Becken 371
Limmer 100
Lippoldsberg 643
Lobeda 169
Lobedaburg 169
Loburg 129

Seite

Löbstedt 177, 180
Logo-See 534
Lubast 330
Luckenau 544
Lüneburg 160
Lüthorst 620
Lyck i. Ostpr. 228

M.

Mackensen 619
Magdala 585
Mallendarer Berg bei Vallendar, Fig. 3 . . . . . 370, 371, **400**
Mallendarer Tal, Bl. Coblenz . . 399
Marienhagen 99
Markehnen 227
Markwerben 580
Martiniberg 493
Mathildenschacht 467
Mecklenbruch 618
Mehlauken 228
Mehlersberg, Bl. Coblenz . . . 399
Meimerhausen bei Freden . 39, 43, 49
Meinborn 409
Mellingen 585
Melsbach, Bl. Neuwied 371, 400, 402, 404
Melsdorf bei Neuwied 382
Memel 230
Mentrup 493, 494, 499
Merkwitz, Kr. Wittenberg . . . 94
Merxhausen 618, 620, 637
Merzien (Anhalt) 130
Meuselwitz 544, 545
Mittelberg bei Hagen 502
Möckern 129
Mölneby mosse in Schweden . 85, 89
Mörigen i. d. Schweiz 86
Mörse bei Fallersleben 154
Mollental, Kl. 3, **19**
Monrepos, Bl. Neuwied 404
Montabaur 409
Montabaur 425
Montabaurer Höhe . . . 371, 372
Moor »In de Kellers« b. Sassenburg i. Westfalen 85, 87
Moosberg 614

Seite

Moosseedorf i. d. Schweiz . . . 86
Morgenbrodstal, Kl. 3
Morgenbrodtstaler Graben . . . 3
Moselberg, Bl. Neuwied . . . 404
Motzen 104
Mühlenbachtal, Bl. Coblenz . . 399
Muschwitz 580

N.

Namedy 404
Naumburg 579, 588
Naumburg a. S. . . . 585, 587
Nauort, Bl. Bendorf 379, 381, 383, 416
Nebra 585, 586
Nedissen 598
Nellenköpfchen, Bl. Coblenz . . 399
Nerkewitz 182
Neudorf, Bl. Coblenz 399
Neuengönna 180, 587
Neu-Gilge 228
Neuhäusel, Kl. Forst, Bl. Montabaur 363
Neuhaus 614, 618, 620, 624, 628, 632
Neuhausen 228
Neuhof-Lasdehnen 228
Neustadt (Orla) . . . 590, 593, 596
Neustadt (Orla) 591
Neuwied . . 383, 385, 392, 393, 416
Neuwieder Becken 348
Nickolsdorf 598
Niederberg, Bl. Coblenz . . . 399
Nieder-Bieber, Bl. Neuwied 396, 397 404, 416
Nieder-Heesten in Lippe . . . 147
Nieder-Lahnstein . . 383, 392—396
Nieder-Möllern 586
Niederreißen 585
Niederwil i. d. Schweiz 86
Niemegk 141
Niekosken 533
Nievern, Bl. Ems 401
Nissmitz 586

O.

Ober-Bieber 416
Ober-Holthaus 478, 479
Ober-Lahnstein 392

Seite

Ober-Möllern 567, 585
Oberscheden 98
Ober-Zieder i. Schl. 33
Ochsenkopf bei Gräfenhainichen 329, 331
Odfeld bei Stadtoldendorf . . 40, 622
Oelberg bei Braunau 30
Ohlsdorf bei Hamburg . . . 83, 113
Ommelsbach bei Isenburg, Bl. Montabaur 371
Oppin 329
Orlamünde 590, 600
Orlamünde 600
Ortenbrink im Hüggel 477
Osnabrück 458
Ossig 598
Ossmannstedt 585
Ost-Thüringen 599, 603
Osterode 47, 229
Osteröder Rinderstall 19
Otte 477
Ottendorf bei Braunau . . . 32
Ottendorf (Bl. Roda) . . . 601

P.

Papenberg bei Detmold . . . 147
Parma 86
Pfaffendorf bei Coblenz 384, 393—396
Pfaffendorfer Höhe 396
Pfaunberg bei Neustadt (Orla) 594, 599
Pfiffelbach-Liebstedt 585
Pforta 581
Pfortaer Forst 587
Pillau 226, 227
Plattenberg bei Porstendorf 180, 183, 587
Pohlitz 598
Polier 617, 628
Pollakenhügel 585
Polwitten 227
Pomnitz 567
Porstendorf 182, 587
Prinzessinnengarten 180
Prömerberg 586
Prosigk bei Köthen (Anhalt) . . 135
Prothen 229
Prüm (Rheinprov.) 165

Seite

R.

Radis 329, 333
Radolin 532
Ragnit 228
Rathen i. Schl. 28
Rauhe Schacht im Harz . . . 3
Rauschen im Samlande 58
Rehehausen bei Gr. Heringen . 182
Reichenforster Schmiede . . . 30
Reiherbach 617
Reinhardtswald 614, 641
Reußenhof 228
Rheden 99
Riefensbeek 2
Rippachtal bei Gnäditz 338
Roda 590, 596
Rödchen 588
Rödigen 581
Römerbusch bei Grenzhausen, Bl. Bendorf 379
Römerturm bei Burghof . . . 409
Rommersdorf, Bl. Bendorf 383, 397
Ronneby in Schweden . . . 85, 89
Rositten 228
Roter Berg im Hüggel Taf. 13 461, 465, 479, 481
Rothehaus, Kr. Bitterfeld . 328, 332
Rottorf am Klei . . . 155, 157, 158
Rudelsdorf bei Braunau 26
Rudelsdorfer Kalkofen bei Braunau 30
Rudolstadt . 590, 592, 596, 600, 602
Rühle 621
Ruppersdorf bei Braunau . . . 27
Rutha, Bl. Kahla 177

S.

Saale 586
Saaletal bei Jena 167
Saalfeld 590, 592, 596
Sackberge in Südhannover 98, 100, 613, 638, 639
Salzbergwerk Hohenzollern . . 49
Salzhemmendorf 99
Sassenberg i. Westfalen . . 85, 87
Saubach 585
Saustallkopf 416

Seite

Sayn bei Neuwied . . . 382, 404
Saynbach, Bl. Bendorf . . 379, 380
Scharfenberg bei Hilwartshausen 636
Scheibauer Tal i. Schl. 27
Schellsitz 588
Schindellehne bei Braunau . . . 27
Schlachterkoppel bei Alster . . 115
Schlarpe 616
Schlegelhof bei Braunau . 27, 33, 34
Schlopper Forst 535
Schmittenhöhe, Bl. Coblenz . . 399
Schnatzberg bei Bendorf . 397, 400
Schönau bei Braunau . . 25, 27, 28
Schönhagen 617
Schönlanke 532, 536
Schönlanke . . . . . Taf. 14 532
Schoningen 617, 628
Schubertsburg 177
Schusterklippe 3
Schwalbengraben 568, 585
Schweinsbrücke 587
Schwetz 225
Schwülme 614
Seesen 47
Segendorf, Bl. Neuwied . 401, 404
Selau 580
Selter 98
Senftenberg 334
Sibbesse 99
Siegfried I bei Vogelbeck, Kreis Einbeck (Bohrung) . . . 50, 52
Silberberg . . Taf. 13 465, 473, 481
Silberborn 614, 618
Simmern, Bl. Ems . . . 370, 372
Simser 189
Singhofen, Bl. Rettert . . 371, 372
Sösetal 3, 5
Sohlingen 617
Solling . . . . Taf. 16 612—644
Spielberg bei Kunitz . . . 169, 170
Spitzen-Hirzel i. d. Schweiz . 85, 86
Stadtoldendorf (Kr. Holzminden) 39, 622, 638
Stadtremda 590, 596, 600
Städten 567, 586
Steckborn i. d. Schweiz . . 85, 86

Seite

Steinbach 585
Steinberg bei Hauptmannsdorf bei Braunau 24
Steinberg bei Kl. Cromsdorf . . 585
Steinbrink im Hüggel 477
Steinetal bei Heinzendorf bei Braunau 28
Stenndorf 580
Stenstrup in Dänemark 72
Sterngebirge bei Braunau 24, 27, 35, 36, 39
Steudnitz 173, 587
St. Gangloff 590, 596, 601
Stieglitz 532
Stöben 173
Stössen 588
Stormossen in Finnland . . 85, 90
Stor-Totar, Lojo in Finnland . 85, 90
Straduhn 534
Straduhner See 534
Straßenau bei Braunau 27
Streitholz 571, 585
Strößwitz 594
Stromberg, Bl. Bendorf 377, 380, 400, 416
Stromberger Höhe, Bl. Bendorf 379 380, 381
Stubbängen in Finnland . . 85, 90
Sudenfeld 483, 493
Suderhausen 51
Süßenborn 570, 585

T.

Tapiau 228
Tauroggen 228
Teutoburger Wald bei Osnabrück 458
Theerofen 535
Thüringen 566
Tilsit 228
Tjerna mosse in Schweden . 85, 89
Tonnberg 535
Tranwitz 229
Triptis 590
Triptis 591
Tuntschendorf i. Schl. 26

U.

Uhlstädt 600
Unter-Neusulza 182

Seite

Urmitz bei Coblenz 385
Uslar . . . 615, 617, 620, 629, 643

V.

Vallendar 365, 367, 368
Vardeilsen 636, 638
Verliehausen 617
Vier-Windenberg bei Bendorf . 41
Vogler 40, 620, 622, **634**
Volkstedt 600
Volpriehausen i. Solling 615, 616, 642, 643
Vorwerk Hausfreden bei Freden 39, 43

W.

Waldesch, Bl. Boppard 371, 376, 378, 380
Wallda mosse in Schweden . 85, 89
Wallenstedt i. Hann. 100
Waltersdorf (Bl. St. Gangloff) . 601
Wambachtal, Bl Coblenz Fig. 3, 399, **400**
Wand bei Vallendar 392, 399
Wandhof, Bl. Coblenz 399
Wangelnstedt 620, 622, 633, **634**, 635
Warnebach bei Alfeld i. Hann. . 101
Waschecker Kopf, Bl. Coblenz 374, 378
Wauwil i. d. Schweiz . . . 85, 87
Weichau 587
Weinberg (Anhalt) 123
Weinberg, Bl. Buttstädt . . . 585
Weinmoos i. d. Schweiz . . 85, 87
Weischütz 575, 586
Weißenfels . . . 336, 337, 544, 580
Weitersburg, Bl. Coblenz . . 400, 404
Wellingsbüttel bei Hamburg . . 116
Wenigenjena **172**, 177, 586
Werlte 111
Werlte 111
Weserklippen 614
Westerbecker Berg . . . . Taf. **13**
Westerwald 425
Wettensen 100
Wetzendorf 586
Wichmar 173, 587
Wickensen bei Eschershausen . 150
Wickerstedt 585
Wiedbach, Bl. Neuwied . . . 396

	Seite
Wiesen i. Schl.	25
Wildschütz	345
Wintersborner Kopf bei Arzheim, Bl. Coblenz	378, 380
Winzenburg	49
Wöhlerberg südw. Delliehausen	615
Wöseker Sommerhalbe südöstlich Bollensen	615
Wolfstal im Harz	15, 16
Wollendorf, Bl. Neuwied	396, 404, 416
Wolmirstädt	161
Wrisbergholzen	100

Z.	Seite
Zarnglaff	238
Zaskerhütte	532
Zasker-See	533
Zehringen (Anhalt)	130
Zeitz	337, 544
Ziegenrück	590, 592, 596
Zscheiplitz	586
Zülpich	151
Zug i. d. Schweiz	85, 87
Zwätzen	168, 177, 182
Zwätzen-Löbstedt	586

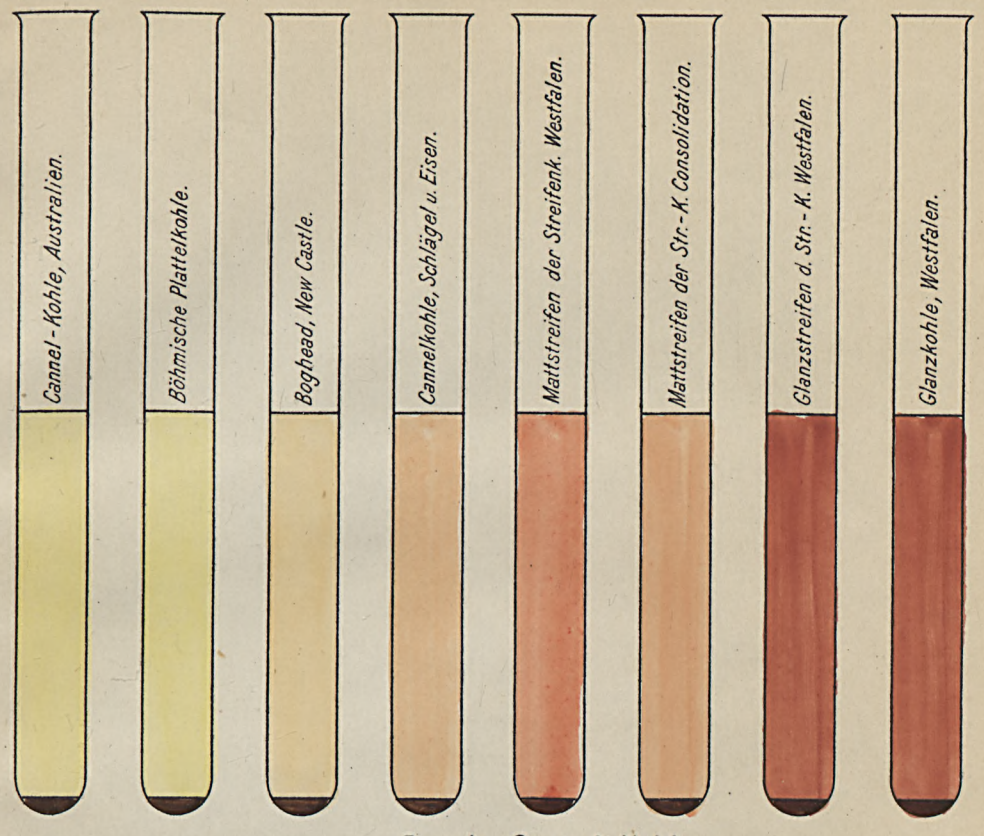
POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15008

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZAKŁADU
BIBLIOTEKI OGÓLNEJ

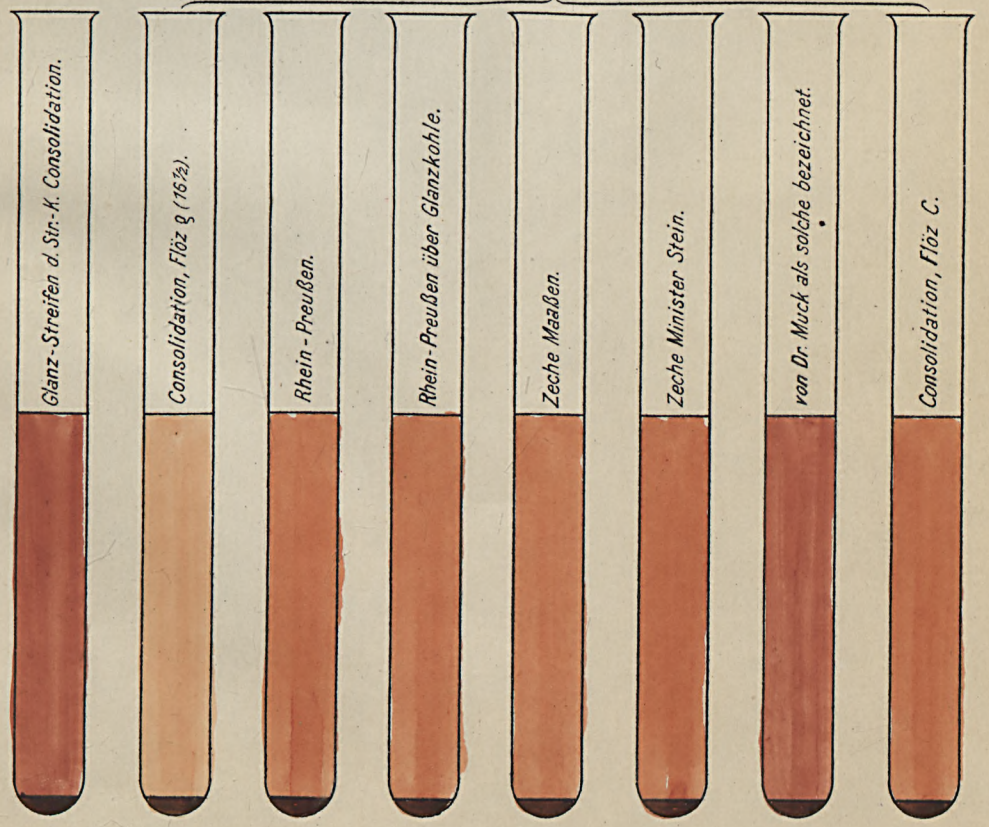
Taf. 10.

Farben der überstehenden Macerationsflüssigkeit bei Behandlung der verschiedenen Kohlenarten mit $KClO_3$ + HNO_3 . . . . . S. 454

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII



Pseudo-Cannel-Kohle.



Gisaldruck d. Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Linkstr. 29.
D. R. P.

Taf. 11.

Farben der überstehenden Macerationsflüssigkeit bei Behandlung der verschiedenen Kohlenarten mit $KClO_3 + HNO_3$ und nachträglichem Zusatz von NH_3 im Überschuß . . . . . S. 454



Pseudo-Cannel-Kohle.



Gisaldruck d. Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Linkstr. 29.
D. R. P.


Tektonische Übersichtskarte
des
HÜGGEL-GEBIETES
von W. Haack.
Maßstab 1 : 50000.
0,1 0 0,5 1 2 km
Hüvel
Hasbergen
Nollmann
Niehaus
Palgemeier
Schirke
Wiebusch
Ortenbrink
Brockmann
Wiethöper
Sutthausen
Ohrbeck
Westrup
Völler
Niemann
Haslage
Lammers
Hüggel
Nieberg
Plantholt
Hüggelhof
Natrup
Großheide
Hartmeier
Wilxmann
Altenhagen
Hagen
Gellenbeck
Frankmann
Krützmann
Becke-
rode
Niemeyer
Wortmann
Mentrup
Kleinwördemannshof
Berdelsmann
Sudenfeld
Grimmelsmann
Kgl. Forst
Abkemeyer
Palsterkamp
Horstmann
Schulze-Farwick
Brinkmann
Holperdorp
Westerbecker B.
Rohlmann
Krutsmann
Liener-B.
Kahler B.
Buddel-B.
Am Urberge
Wellenbrock
Kampmeyer
Sprengel-
meyer
Holz-
hausen
Ober Holthaus
Stertenbrink
Holzhauser B.
Westenberg
Kleimeyer
Malbergen
Baumanns
Knollen
Kahle-B.
Mittel-B.
Großwördemanns-
hof
Schule
Goldbach
Rhotert
Meyer
Wittle
Meier
Zgl.
Haslage
Schröder
Rother-B.
Heidhorn-B.
Heid-B.
Jäger-B.
Otte
Silber-B.
Bukers-B.
Martini-B.
Hartmeier
Ettenberg
Kleinwördemannshof
Grimmelsmann
Schule
Westerbecker B.
Liener-B.
Kahler B.
Buddel-B.
Am Urberge
Wellenbrock
Not-B.
Kleimeyer
Kampmeyer
Sprengel-
meyer
Heidhorn-B.
Ober Holthaus
Nähr Holthaus
Holzhauser B.
Stertenbrink
Hüggelhof
Domprobst-
Sundern
Nieberg
Hartmeier
Wilxmann
Niemann
Völler
Brockmann
Ortenbrink
Schirke
Nollmann
Dickner-B.
Hüvel
Niehaus
Goldbach
Schule
Cu1
Cu2
jw1
jw2
jw
jb
jl
km
mu
mo
cp
z
s
d
a
co1α
co1β
co2α
co2β
co2γ
cu2
cu1
jw2
jw1
jb
jl
km
mo
mu
s
z
d
a
cp Produktives Carbon
z Zechstein
s Buntsandstein
mu Unt. Muschelkalk
mo Mittl. u. Oberer Muschelkalk
km Gipskeuper
jl Lias
jb Brauner Jura
jw1 Heersumer Schichten u. Kimmeridge
jw2 Gigas-Schichten
jw Münder, Mergel, Serpulit, Wealden
cu1 Neokomsandstein
cu2 Albien
co1α Cenoman-Mergel
co1β Cenoman-Pläner u. -Kalk
co2α Labiatus-Pläner
co2β Brogniarti-Pläner
co2γ Scaphitenpläner
d Diluvium Carbon- u. Neokom-Sandsteinschutt
a Alluvium
Kalktuff
Verwerfungen

Profile durch das Hüggel-Gebiet.

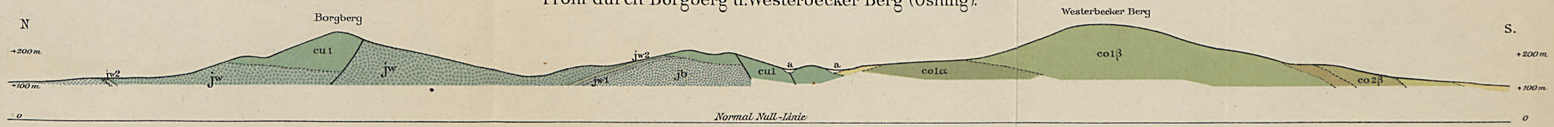
Profil durch Hüggel u. Bükersberg (Silberberg).



Profil durch Roter Berg (Hüggel)-Heidberg u. Silberberg.



Profil durch Borgberg u. Westerbecker Berg (Osning).

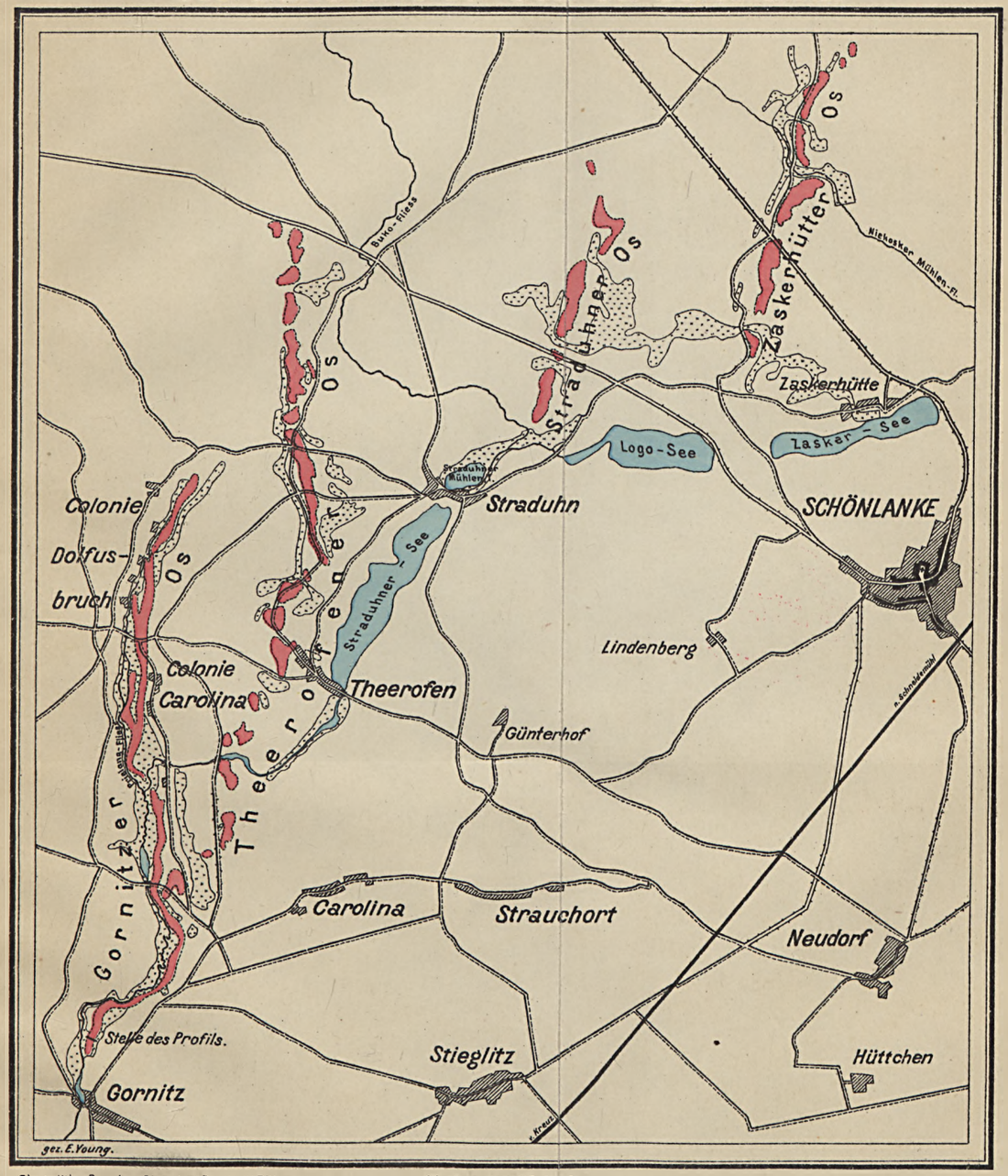


Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W.

Maßstab 1:12500.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Übersichtskarte der Oser bei Schönlanke.



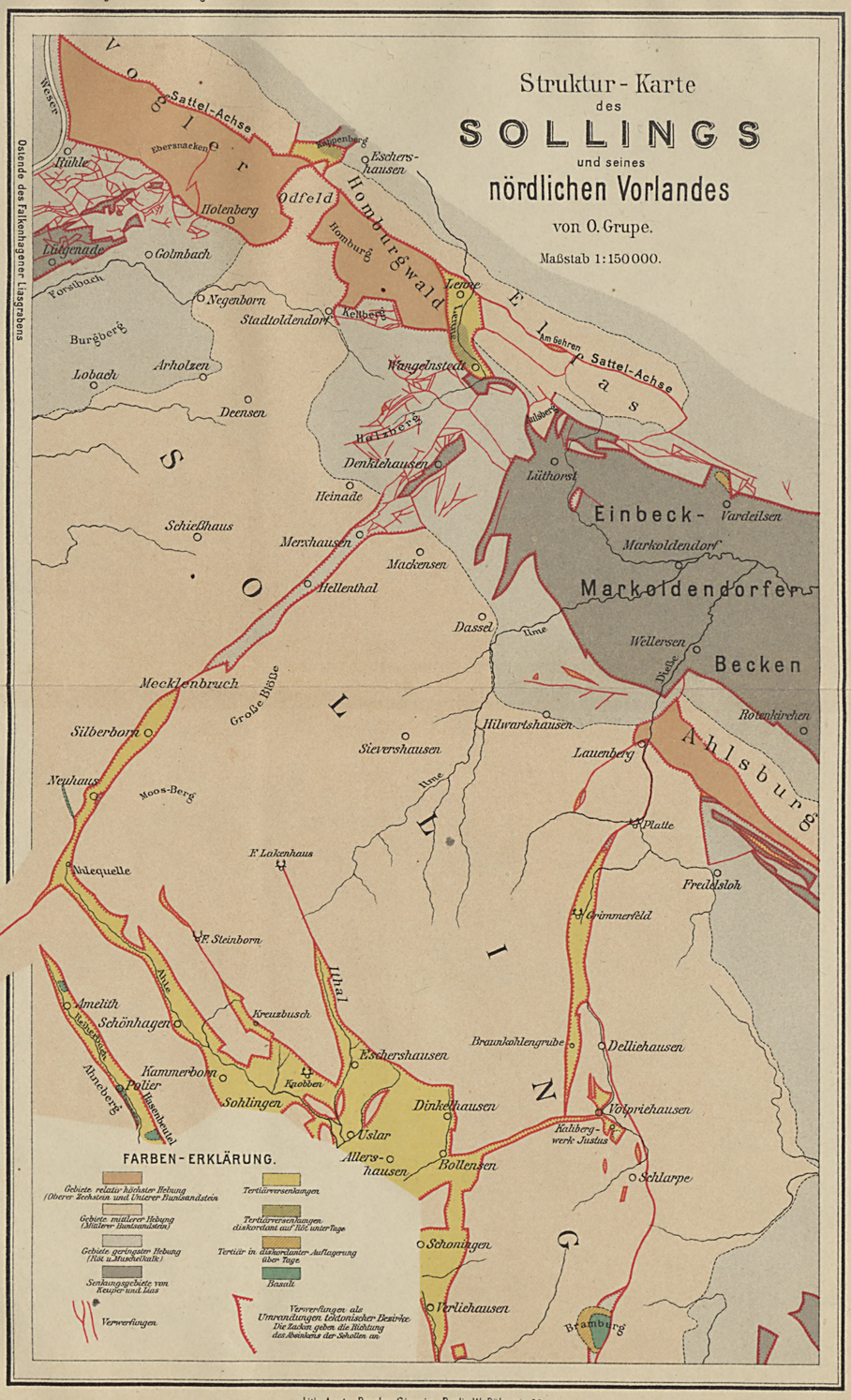
Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66

Maßstab 1:75000

1 0 1 2 3 Km



Photolith. d. Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.



Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Bülowstr. 66.

Tafel 17.

Fig. 1. *Cuneatopteris divaricata* mit Sori am Ende der Lappen . . . . . S. 652
Fig. 2. *Cuneatopteris Völkeli;* zwei F. v. O. . . . . S. 653
Fig. 3. *Cuneatopteris Westfalensis* . . . . . S. 654
Fig. 4. *Sphenopteris Andraeana*; F. v. O. mit Vorläuferspitze; von v. RÖHL's Original . . . . . S. 662
Fig. 5. *Sphenopteris Falkenhaini;* vom Original STUR's . S. 659
Fig. 6. *Sphenopteris trigonophylla;* eine F. v. O. . . . S. 666
Fig. 7. *Sphenopteris Laurenti;* zwei F. v. O. . . . . S. 666
Fig. 8a. *Ovopteris cristata*; zwei typische F. l. O. . . . S. 675
Fig. 8b. *Ovopteris cristata;* zwei F. l. O. der forma *Goldenbergi* . . . . . S. 675, 676
Fig. 9. *Ovopteris chaerophylloides;* eine F. l. O. . . . . S. 671
Fig. 10. *Ovopteridium Schumanni;* zwei typische und eine aphleboid ausgebildete F. l. O. . . . . S. 677

Tafel 17.



FRITZ BEHREND gez.

Tafel 18.

Sphenopteris Hoeninghausi.

S. 660.

Fig. 1. Eine F. v. O., Brongniart's Original.

Fig. 2. F. v. O., ziemlich stark aufgewölbte F. l. O. tragend. Zeche »Ver. Hamburg«, Witten; Flöz Hundsnocken (= Mausegatt).

Fig. 3. F. v. O. mit ziemlich flachen F. l. O. aus der Rudolfgrube bei Volpersdorf, 32. Flöz.

Fig. 4. F. v. O. mit sehr stark aufgetriebenen F. l. O. (fertil?), Westfalen; aus v. Röhl's Sammlung.

Fig. 4a. Flache F. l. O. (steril gebliebene?) von demselben Wedel.

Fig. 5. Vom Original zu Stur's *Calymmotheca Larischi* (Culmfl. II, 1877, Taf. 10 (27)), zum Beweise, daß diese hierher gehört.

A. F. v. O. vom oberen Wedel mit rundlichen, aufgewölbten F. l. O.

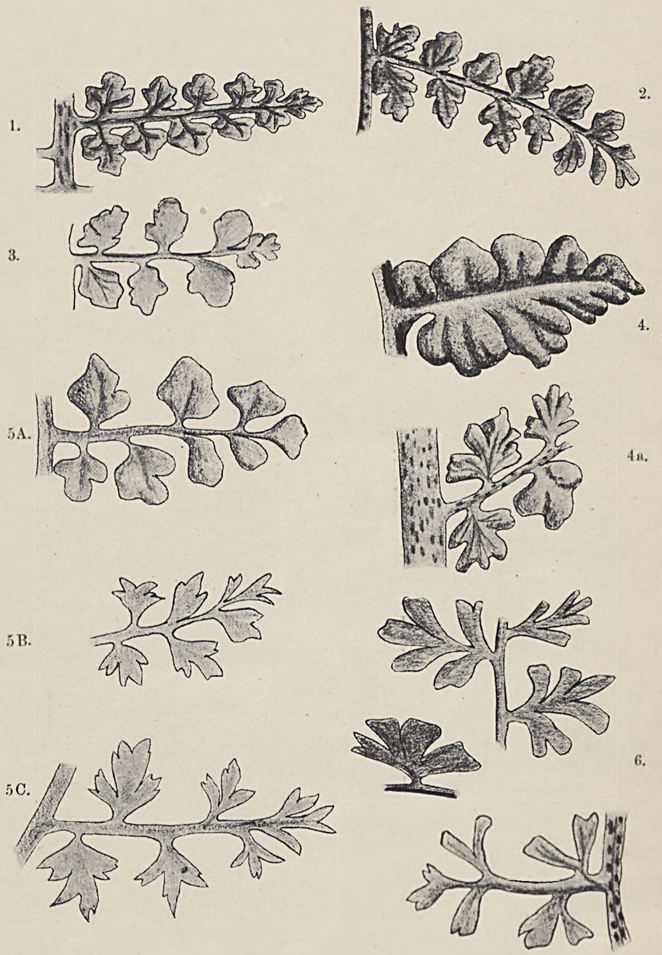
B. F. v. O. vom mittleren Wedel mit weniger geteilten F. l. O.

C. F. v. O. vom untersten Wedel mit tiefgeteilten F. l. O.

Alle drei Wedel sitzen an einer gemeinsamen Hauptspindel.

Fig. 6. Flache, schmale F. l. O. von Zeche General und Himmelskrone; Bochum.

Tafel 18.



Fritz Behrend gez.

Tafel 19.

Fig. 1. *Aspidosoma Schmidti* n. sp. Dorsalseite.
Gesteinsstück mit dem am vollständigsten erhaltenen Abdruck (negativ) der Dorsalseite. 2 × natürliche Größe. Bösenberg bei Oberdielfen. Siegener (Herdorfer) Schichten. Original in der Geologischen Landesanstalt zu Berlin . . . . S. 698

Fig. 2. Ein zugehöriger Guttaperchaabdruck (positiv). Ebenda . . . . . S. 700

Fig. 3. *Aspidosoma Schmidti* n. sp. Ventralseite.
Gesteinsstück mit einem aus zwei Armen und dem Peristom bestehenden Abdruck (negativ) der Ventralseite. 2 × natürliche Größe. Bösenberg bei Oberdielfen. Siegener (Herdorfer) Schichten. Original in der Geologischen Landesanstalt zu Berlin . . . . . S. 698

Fig. 4. Ein zugehöriger Guttaperchaabdruck (positiv). Ebenda . . . . . S. 703

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

1



3



2



4



Phot. G. Hoffmann.

Lichtdruck von Albert Frisch, Berlin W 35.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD
GEOLOGII

BIBLIOTEKA
KATEDRY NAUK O ZIEMI
Politechniki Gdańskiej